

## Цунамогенное землетрясение у побережья Северной Суматры (26 декабря 2004 г.)

© В. И. Старостенко, А. В. Кендзера, И. В. Бугаенко, Л. Н. Заец, Т. А. Цветкова, 2011

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина  
Поступила 16 июня 2009 г.  
Представлено членом редколлегии О. М. Русаковым

Наведено результати роботи вивчення цунамогенного землетрусу 26 грудня 2004 р. біля узбережжя Північної Суматри. За допомогою методу сейсмічної томографії, запропонованого В. С. Гейком, побудовано тривимірну  $P$ -швидкісну модель мантії регіону до глибини 2600 км. За швидкісною будовою верхньої мантії проведено сегментацію Індо-Австралійської плити (Зондської дуги) і встановлено зв'язок виділених сегментів з часовою циклічністю землетрусів з магнітудою  $M \geq 6$ . Виявлено приуроченість історичних цунамогенних землетрусів до мантійних швидкісних зон поділу. Припущено, що мантійні швидкісні зони поділу створюють умови для виникнення як захопленої, так і вторинних хвиль Релея, що, в свою чергу, може сприяти виникненню сильних землетрусів, у тому числі цунамогенних.

This work is dedicated to the studies of tsunamogenic earthquake on December 26, 2004 within the area of North Sumatra. By the method of seismic tomography proposed by V. S. Geyko three-dimensional  $P$ -velocity model of the mantle of the studied region up to the depth of 2600 km was plotted. According to the upper mantle velocity structure segmentation of the Indo-Australian plate (Sunda Arc) has been conducted and relation of defined segments with temporal cycling of the earthquakes with magnitude  $M \geq 6$  has been found. Confinement of historical tsunamogenic earthquakes to the mantle velocity separation zones has been revealed. Suggestion has been made on the fact that the mantle velocity separation zones produce the conditions both for appearance of the captured wave and secondary Releigh waves that may promote, in its turn, the appearance of strong earthquakes, including tsunamogenic ones.

Данная работа продолжает работы [Старостенко и др., 2005; Starostenko et al., 2008; Ребецкий, Маринин, 2006; Шевченко и др., 2006; Pesicek et al., 2008; Han, Simon, 2008; Cannelli et al., 2008; Hiphchen, Hyndman, 2008 и др.] по исследованию цунамогенного землетрясения 26 декабря 2004 г.

Землетрясение является следствием возникновения разрыва сплошности горных пород (разрушения горных пород) или смещения по уже существующему разрыву одного борта относительно другого. Разрыв в геологической среде распространяется со скоростью нескольких километров в секунду, а его борта при этом излучают упругие волны, которые достигают земной поверхности и заставляют ее двигаться вместе со всем, что на ней находится.

Очаги землетрясений распределяются на Земле неравномерно. Подавляющее большинство землетрясений происходит вблизи зон сочленения тектонических плит, слагающих земную кору — твердую оболочку нашей планеты, образуя так называемые сейсмические

пояса: Тихоокеанский (наиболее активный), Средиземноморско-Трансасийский, Памиро-Байкальский, Срединно-Атлантический и др.

В данной статье рассмотрение проблемы цунамогенных землетрясений связано с тремя аспектами: 1) проблемой возникновения цунами; 2) блоковым строением мантии под исследуемым регионом; 3) прохождением обобщенной волны Релея (захваченной волны) в межблочном пространстве [Дубровский, Сергеев, 2006]. Основной акцент сделан на особенностях скоростного строения мантии под исследуемым регионом и возможными связями с пунктами 1 и 3.

**Сеймотектоническая обстановка.** Катастрофическое Суматра-Андаманское землетрясение 2004 г. ( $m_w=9,3$ ) произошло на фланге Зондской сейсмической области (рис. 1, а), огибающем с запада о-в Суматра, Никобарские и Андаманские острова. Этот крупный фрагмент Зондской дуги определяют как участок косоугольной субдукции [Хаин, Ломидзе, 1995]. Здесь Индо-Австралийская плита движется на

северо-северо-восток (азимут  $11^\circ$ ) со скоростью 6,5 см/год, а Бирманская плита скользит вдоль Андамено-Никобарского и Центрально-Суматринского (Семангко) правосдвиговых разломов на юго-юго-восток. Геодезические данные показывают смещения до 2—3 см/год вдоль Суматринского разлома. Рассчитанные скорости сеймотектонических деформаций максимального укорочения в океанической плите имеют азимут СВ  $23^\circ$  и убывают вдоль желоба с юго-востока на северо-запад от 5,2 до 0,4 см/год [Krishna, Sany, 2002]. Имеются данные [National ..., 2009; Rivera et al., 2002] о нескольких сильных землетрясениях на западном фланге Зондской дуги (рис. 1, б, малые звездочки — эпицентры сильных землетрясений с 1833 по 1969 г.) с  $M > 7,5$ .

Андаманские и Никобарские острова входят в юго-западный сегмент Бирмано-Зондской системы, которая, в свою очередь, представляет крайнее юго-восточное звено Альпийско-Гималайского пояса [Хаин, Ломидзе, 1995]. Неовулканическая дуга Андаманских и Никобарских островов представляет мощную аккреционную призму сложного строения, образованную над полого наклоненной к востоку зоной субдукции Индийской плиты. К востоку от Андамено-Никобарской дуги расположена впадина Андаманского моря глубиной более 4 км, подстилаемая корой океанического типа. В центральной части впадины расположена рифтовая долина, отвечающая оси спрединга с повышенным тепловым потоком. Ось спрединга имеет восточно-северо-восточное простирание

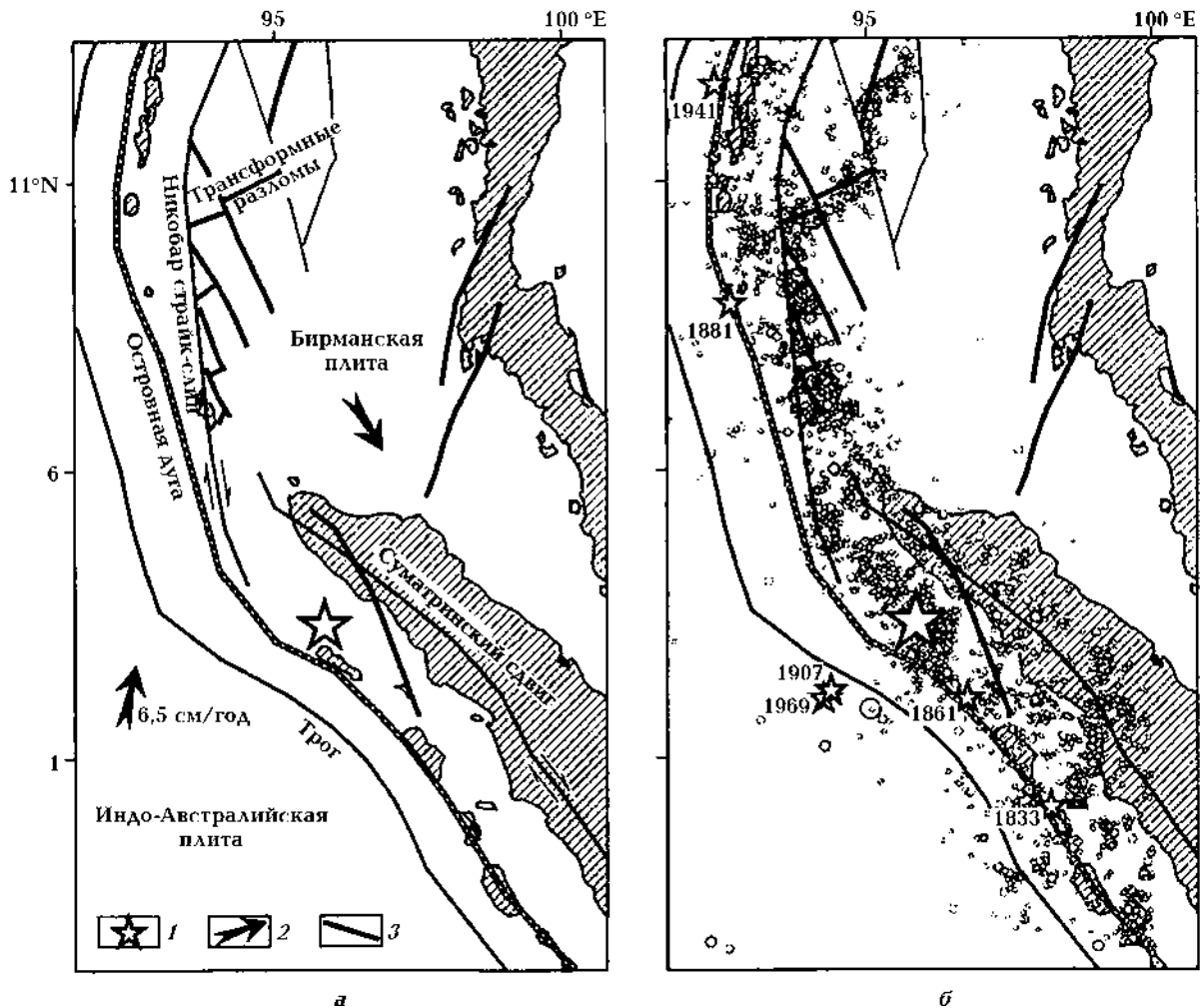


Рис. 1. Тектоническая схема (а) и распределение очагов землетрясений на территории Зондской субдукционной зоны с 1943 г. по 26.12.2004 г. (б), по [Ребецкий, Маринин, 2006]: 1 — положение эпицентра Суматра-Андаманского землетрясения 2004 г. (крупная звездочка) и предшествующих ему сильных исторических землетрясений (рядом указан год землетрясения); 2 — направление движения тектонических плит; 3 — тектонические разломы.

и разбита трансформными разломами, самый западный из которых лежит на северном продолжении Центрально-Суматринского сдвига, а самый восточный — на южном продолжении сдвига Сагаинг (Мьянма, ранее Бирма). По тектонической природе Андаманская впадина подобна бассейнам типа пулл-апарт (pull-apart).

На рассматриваемом участке Зондской дуги выше экватора океаническая плита имеет очень пологий угол пододривания под субконтинентальную плиту (около  $9-11^\circ$ ) [Rivera et al., 2002]. Вдоль оси желоба очаги землетрясений, предшествовавшие Суматринскому землетрясению (см. рис. 1, б), лежат в основном в земной коре океанической плиты. Активными сейсмогенными структурами континентальной коры являются пулл-апартные разрывные структуры задугового бассейна и два крупнейших правосдвиговых разрыва: Андамано-Никобарский и Центрально-Суматринский, отрисовка которых в месте их сопряжения, по разным работам, может несколько различаться. На рис. 1, а показан вариант схемы разломной тектоники из работы [Хаин, Ломидзе, 1995], где эти разломы не объединяются в общую структуру.

Суматринское землетрясение 26.12.2004 по своим последствиям является самым трагическим за весь исторический период наблюдений. Порожденная им океанская волна-цунами унесла порядка 300 тыс. человеческих жизней. В течение 10 месяцев после этого землетрясения произошло около 4,5 тыс. афтершоков. Зона их сосредоточения показана на рис. 2. Среди них сорок событий имеют магнитуды ( $m_b$  и  $m_s$ ) выше 6, что сопоставимо с числом подобных событий за период наблюдения с 1973 по 2004 г. В афтершоковой последовательности выделяются три мощных афтершока: два с магнитудами  $m_w \sim 7,5$  (первый через 3 ч 23 мин после главного толчка, а второй 24.07.2005) произошли западнее Никобарских островов, а один с  $m_w = 8,7$  (28.03.2005) — севернее о-ва Ниас.

Данные анализа сейсмограмм показывают, что разрыв, начав вспарываться на глубине около 30 км, распространялся к земной поверхности в северо-северо-западном направлении [Ammon et al., 2005]. Афтершоковая последовательность первых трех месяцев до сильного афтершока с  $m_w = 8,7$  позволяет определить в качестве очага землетрясений разрыв протяженностью около 1250 км, практически целиком расположенный северо-северо-восточнее точки излучения основного сейсмического импульса (см. рис. 1, б, большая звездочка). После афтершока 28.03.2005 активизировался

сегмент южнее точки начала вспарывания разлома основного толчка протяженностью около 500 км (см. рис. 2).

Механизм очага Суматринского землетрясения, определение которого дано сейсмическим центром Гарвардского университета, был достаточно типичным для данного участка субдукционной зоны. Выполненное моделирование сейсмического события [Ammon et al., 2005] указывает, что в качестве разрыва была реализована субполюгая нодальная плоскость. Гипоцентры афтершоков расположены в основном в земной коре океанической плиты и только вблизи Андамано-Никобарского и северного окончания Центрально-Суматринского разломов попадают в континентальную плиту. Здесь сформировались два мощных кластера, показывающих, что на афтершоковой стадии участок, заключенный между ними, являлся активным для указанных правосдвиговых разломов. Последнее обстоятельство говорит в пользу объединения этих разрывов в общую структуру — Андамано-Суматринский разлом. Таким образом, на афтершоковой стадии сейсмически активной была сопряженная пара: субвертикальный правосдвиговый разлом и пологая плоскость поддвига океанической плиты.

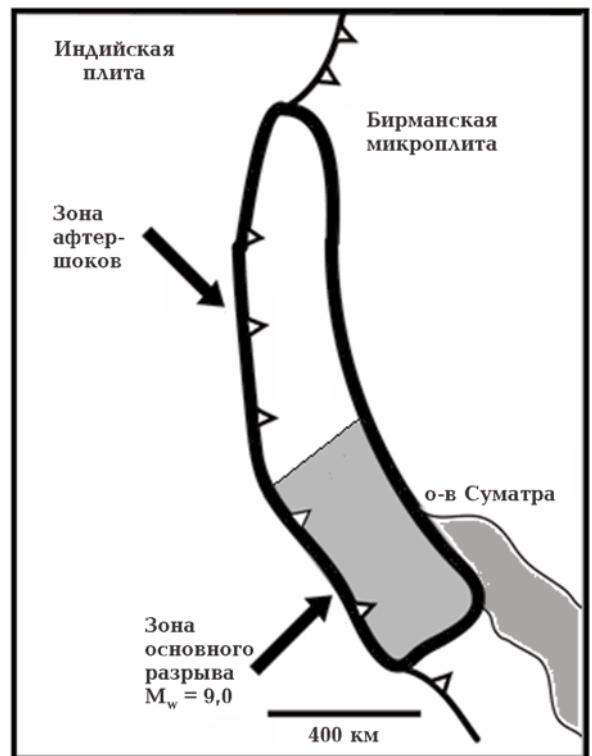


Рис. 2. Зона афтершоковой последовательности при землетрясении 26.12.2004 г. у северной оконечности о-ва Суматра, по [Sumatra ..., 2005].

**Скоростное строение мантии под Северной Суматрой.** Изучению скоростных структур мантии данного региона были посвящены работы [Puspito et al., 1993; Widiyantoro, Van der Hilst, 1996; 1997; Hafkenscheid et al., 2001 и др.] В основе настоящей статьи лежат результаты решения задачи сейсмической томографии с использованием Тейлоровой аппроксимации уравнения эйконала и волнового уравнения, предложенного В. С. Гейко [Geuko, 2004]. По отношению к методам линеаризации основным преимуществом этого метода является независимость от выбора одномерной референтной скоростной модели как начального приближения.

В качестве исходных используются данные о временах прихода первых вступлений  $P$ -волн на станции мировой сейсмологической сети за период с 1964 по 2004 г., опубликованные в бюллетенях International Seismological Centre (ISC). Были выбраны землетрясения, удовлетворяющие следующим требованиям: 1) магнитуда  $\geq 4,5$ ; 2) глубина гипоцентра  $\leq 50$  км; 3) количество станций, зарегистрировавших землетрясение, не менее 300. В статье использована трехмерная  $P$ -скоростная модель мантии исследуемого региона, представленная в работе [Заец и др., 2009].

Трехмерное  $P$ -скоростное строение мантии под Северной Суматрой и ее окружением представлено в виде горизонтальных сечений в истинных скоростях через 25 км и вертикальных сечений до глубины 2600 км в невязках относительно одномерной референтной модели, полученной вследствие решения задачи сейсмической томографии для Евразии. На горизонтальных сечениях вынесены гипоцентры землетрясений на исследуемой территории из базы данных USGS/NEIC [National ..., 2009] за период с 1973 по 2007 г. с  $M \geq 5$  в интервале глубин  $\pm 12,5$  км к номиналу сечения.

**Горизонтальные сечения (рис. 3).** На горизонтальном сечении 50 км выделяются две области: высокоскоростная ( $V \geq 7,93$  км/с), соответствующая Индо-Австралийской плите (НІАР), и низкоскоростная, представляющая Евразийскую плиту.

Индо-Австралийская плита, подходящая к зоне сочленения с Евразийской плитой, имеет неоднородное строение, что связано со временем формирования отдельных участков Индийского океана [Антипов, 2006]. Неоднородности в строении литосферы Индо-Австралийской плиты находят отражение и в скоростном строении мантии. Наблюдается различие мощностей сейсмической литосферы

верхней мантии под Индо-Австралийской плитой вдоль Зондской зоны субдукции, что оказывает влияние на происходящие там явления.

На основании анализа скоростного строения верхней мантии исследуемого региона была построена схема распространения высокоскоростной сейсмической литосферы под Юго-Восточной Азией и исследуемой частью Индо-Австралийской плиты [Заец, 2011]. Исследуемая часть Индо-Австралийской плиты может быть разделена по мощности сейсмической литосферы на четыре сегмента (рис. 4, 5): Н1 — до глубины 70 км; Н2 — до 150 км; Н3 — до 70 км; Н4 — до 225 км.

Сегментация по скоростным характеристикам совпадает с установленным делением Зондской зоны субдукции в работе [Антипов, 2006]. Следует отметить, что субдуцирующая под Северную Суматру часть Индо-Австралийской плиты (сегмент Н2) характеризуется сейсмической литосферой до глубины 150 км. Зона контакта скоростных мантийных структур (Индо-Австралийской и Евразийской плит) может проявляться как в виде контрпозиции изолиний, так и во взаимопроникновении внутримантийных скоростных слоев.

В низкоскоростной области, соответствующей Евразийской плите, выделяются три подобласти: HAND, соответствующая массиву Синобирмании и Андаманскому морю в пределах рассматриваемой области (минимум  $V=7,825$  км/с в области Синобирмании); HSU1, соответствующая области Ментавайской островодужной системы, Малаккского полуострова и о-ва Суматра (минимум  $V=7,725$  км/с в области Северной Суматры) и HSU, соответствующая шельфу Сунда. В высокоскоростной области НІАР западнее Никобарских и Андаманских островов выделяется более высокоскоростная подобласть (до 8,025 км/с), которая прослеживается до глубины 75 км. В области НІАР также расположена более высокоскоростная подобласть (до 8,075 км/с) в области к югу от Суматры и Западной Явы (захватывая крайнюю западную оконечность Явы), которая прослеживается до глубины 225 км.

На горизонтальном сечении 75 км к западу от Ментавайских островов (район Северной Суматры) появляется более высокоскоростная подобласть (до 8,0 км/с), которая начиная с глубины 100 км распространяется на восток под Северную Суматру до глубины 225 км на уровне 99—100° в.д. (см. рис. 3). Изолиния 8,0 км/с на 75 км, по которой можно разделить плиты (структуры Индо-Австралийской плиты



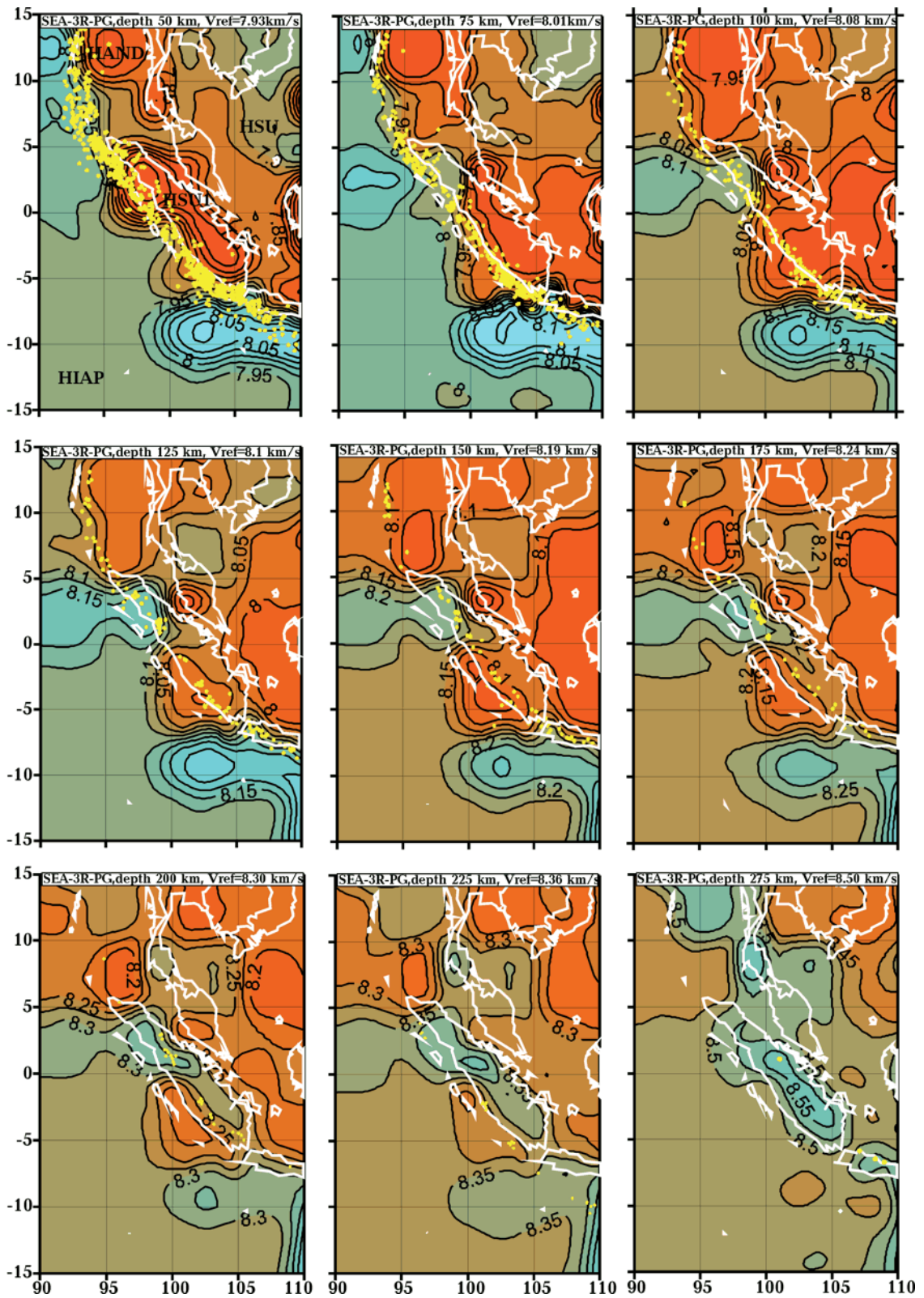


Рис. 3. Горизонтальные сечения трехмерной  $P$ -скоростной модели мантии исследуемой территории до глубины 275 км.

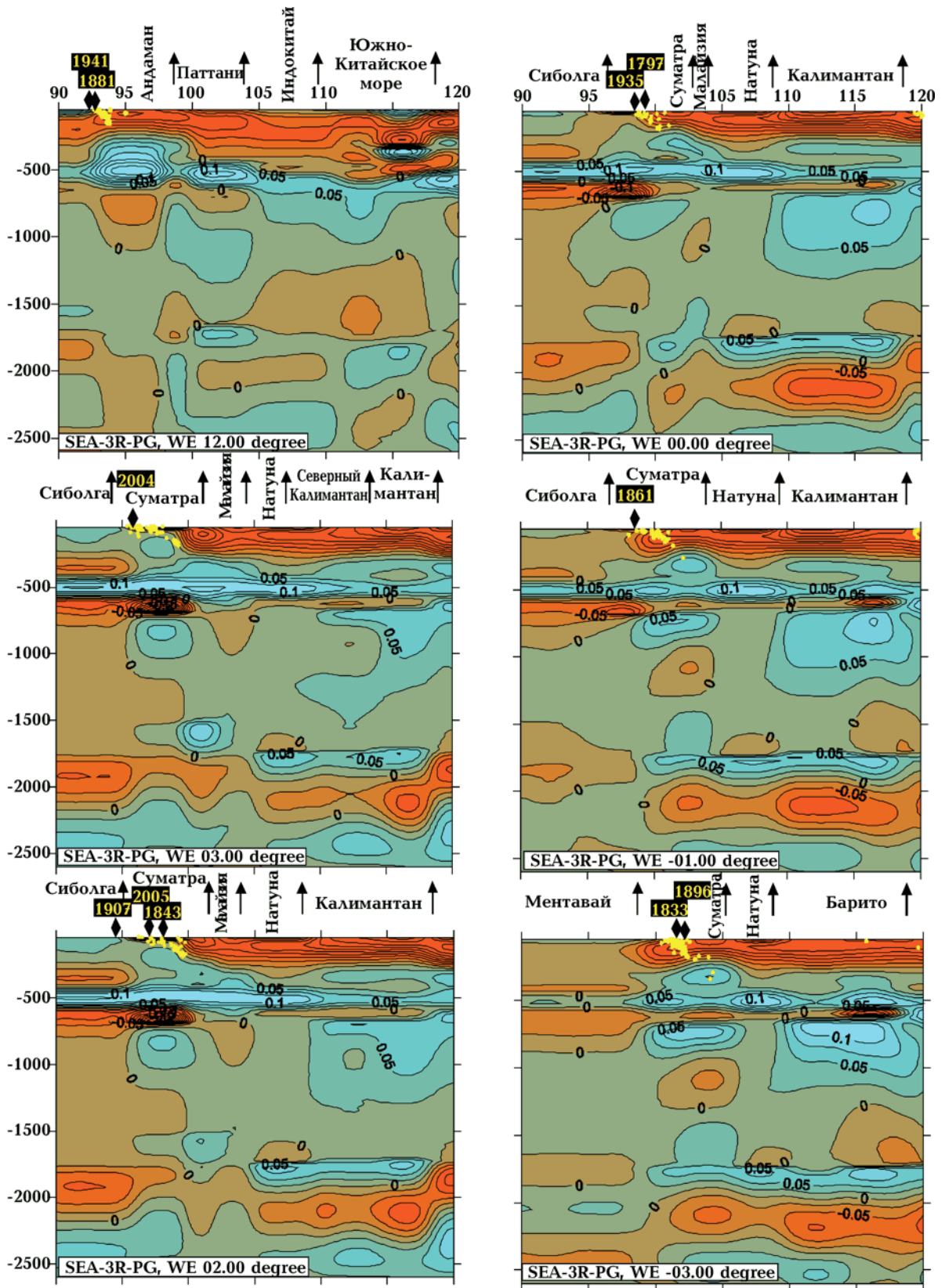


Рис. 5. Широтные сечения трехмерной  $P$ -скоростной модели мантии исследуемой территории до глубины 2600 км с вынесенными гироцентрами исторических цунамогенных землетрясений [Tsunami ..., 2007].

характеризуются скоростями  $V \geq 8,01$  км/с), соответствует Западно-Андаманскому разлому, проходит в юго-юго-восточном направлении до Северной Суматры, резко поворачивает на северо-восток, огибая Суматру, до  $99^\circ$  в. д., а затем поворачивает на юг, выделяя тем самым область внедрения высокоскоростной Индо-Австралийской плиты в структуры Евразийской плиты.

На глубине 100 км низкоскоростная область под Андаманским морем распространяется на запад под более высокоскоростную на глубине 50 км подобласть Индо-Австралийской плиты западнее Никобарских и Андаманских островов. Эта область остается низкоскоростной до глубины 225 км.

До глубины 125 км формируется тройной узел сочленения Андаманского моря, характеризующегося низкими скоростями, высокоскоростной Индо-Австралийской плиты, в результате субдукции продвигающейся на северо-восток, и трансформированной низкоскоростной области, объединяющей восточно-центральную часть Суматры, южную часть Малакки, Малаккский пролив, юг шельфа Сунда и низкоскоростную область под Южной Суматрой и южными Ментавайскими островами.

С глубины 125 км начинается разделение низкоскоростной области HSU1 на северную и южную части, связанное с продвижением высокоскоростных структур Индо-Австралийской плиты (сопровождающееся скоростной коллизией) в районе Северной Суматры в юго-восточном направлении под мантию Южной Суматры, которая на глубине 225 км становится высокоскоростной.

Привлекает внимание развитие тройного узла сочленения в области субдукции. На горизонтальном сечении 75 км область HAND расширяется в юго-западном направлении к северному окончанию Суматры, занимая территорию под южной частью Андаманского моря. Эта низкоскоростная молодая структура, распространяющаяся с севера (задуговой бассейн типа pull-apart), на юге противостоит высокоскоростной структуре Индо-Австралийской плиты и является структурным элементом тройного сочленения, наряду с Индо-Австралийской плитой вносящим свою лепту в нагнетание тектонической напряженности исследуемого региона. Подобная картина сохраняется до глубины 125 км включительно со следующими минимумами в области HAND: 7,9 км/с на 75 км, 7,975 км/с на 100 км, 8,025 км/с на 125 км. От 150 до 250 км эта низкоскоростная область

расширяется в западном направлении под Индо-Австралийскую плиту, сохраняя свой минимум под Андаманским морем на уровне 8,075 км/с на 150 км, 8,125 км/с на 175 км, 8,2 км/с на 200 км и 8,275 км/с на 225 км.

Низкоскоростная область HSU1 делится на северную (под Малаккским полуостровом и Северной Суматрой) и южную части (под Южной Суматрой и южными Ментавайскими островами). Северная часть области HSU1 продвигается в восточном направлении, с глубиной соответствуя восточной части области HSU. Северная часть области HSU1 простирается почти до о-ва Калимантан и прослеживается на глубину до 200 км. Минимум этой области (7,85 км/с на 75 км, 7,925 км/с на 100 км, 7,975 км/с на 125 км, 8,00 км/с на 150 км, 8,125 км/с на 175 км и 8,225 км/с на 200 км) находится между северо-восточным побережьем Северной Суматры и юго-западным побережьем п-ова Малакка, причем с глубиной уменьшается градиент скорости.

Область HSU, являющаяся фоновой для рассматриваемой территории, до глубины 100 км характеризуется низкими скоростями. На глубинах 125 и 175 км под северо-западной частью шельфа Сунда возле северо-восточного побережья п-ова Малакка на общем низкоскоростном фоне шельфа Сунда появляется зона относительно повышенных скоростей. На глубине от 225 до 275 км выделяется высокоскоростная область, соответствующая югу Синобирмании, с максимумом 8,375 км/с на 225 км и 8,55 км/с на 275 км. На этих же глубинах в районе Северной Суматры и Ментавайских островов выделяется высокоскоростная область, которая на глубине 275 км соединяется с высокоскоростной областью под южной окраиной Синобирмании и северо-западной частью шельфа Сунда.

**Вертикальные сечения (рис. 5).** По вертикальным сечениям хорошо выделяется блочная структура мантии. Для характеристики зон, ограничивающих скоростные мантийные блоки, был введен термин скоростные границы в мантии [Заец, 2009]. Проецируя на глубину гипоцентры цунамогенных землетрясений, можно увидеть, что в большинстве случаев исторические цунамогенные землетрясения привязаны к мантийным скоростным зонам раздела. На представленных широтных сечениях до глубины 2600 км вынесены главные исторические землетрясения (подписан год события), приведших к цунами в районе Западной Суматры и Никобар-Андаманских островов [Tsunami ..., 2007].



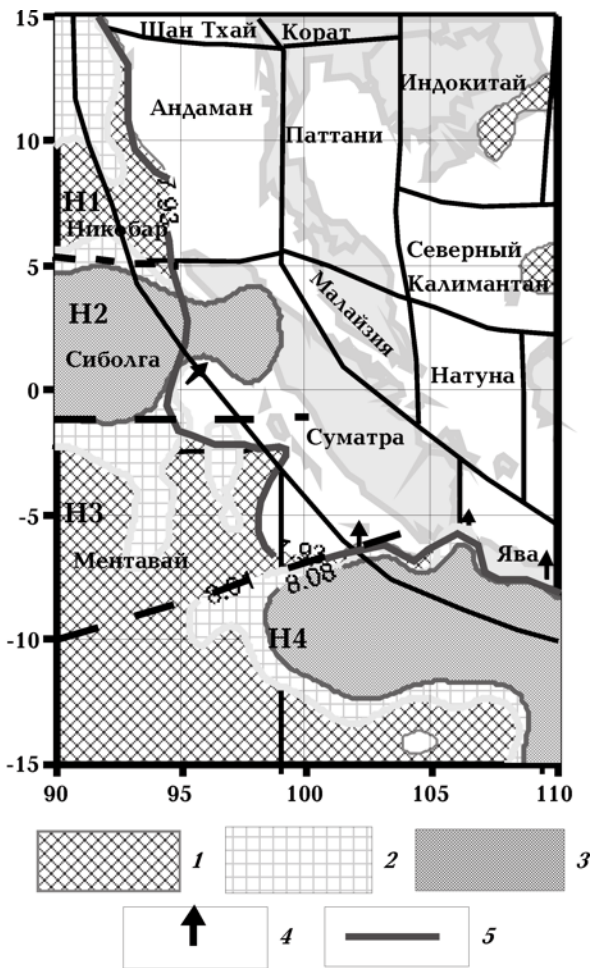


Рис. 4. Схема распространения высокоскоростной сейсмической литосферы до глубины 100 км: 1—3 — сейсмическая литосфера на глубине 50 км (1), на 75 км (2), на 100 км (3); 4 — погружение высокоскоростного слоя сейсмической литосферы, 5 — скоростная граница в мантии (50 км), разделяющая структуры Индо-Австралийской плиты и Юго-Восточной Азии.

Широтные сечения позволяют увидеть как картину субдукции Индо-Австралийской плиты под Евразийскую, так и распространение высокоскоростного переходного слоя на глубине 400—550 км значительно восточнее Суматры, под шельф Сунда, практически до о-ов Калимантан. Субдукция Индо-Австралийской плиты под Северную Суматру выделяется до глубины 410 км. Высокоскоростной слой (0,00—0,05 км/с), соответствующий Индо-Австралийской плите, погружается до глубины 410 км, субгоризонтально переходит в высокоскоростной (0,05—0,10 км/с) слой на глубине 410—570 км (переходная зона верхней мантии) и подстилается низкоскоростным слоем на глубине 570—700 км с отклонениями до  $-0,25$  км/с.

Наличие мантийных скоростных зон раздела в данном регионе (рис. 6) допускает связь с се-

рией работ В. А. Дубровского (последняя работа [Дубровский, Сергеев, 2006]), где построена теория волн, распространяющихся вдоль разломов. Существенным для нас будет то, что полученные авторами результаты показывают, что при условии достаточно резких границ между блоками (в нашем случае мантийными «блоками») возникает обобщенная волна Релея. Мы не будем обсуждать проблемы распространения обобщенных волн Релея, отсылая заинтересованных к авторам. Отметим только, что согласно работе [Дубровский, Сергеев, 2006], рассматривается волна, бегущая на разломе, который разделяет два упругих полупространства с коэффициентом трения на разломе, зависящем от скорости и смещения. Обобщенная волна Релея бежит вдоль разлома, ее амплитуда экспоненциально затухает при удалении от поверхности раздела двух соприкасающихся упругих полупространств. Таким образом, с одной стороны, разлом является направляющей для бегущей волны, а с другой стороны, он способствует перекачке энергии объемных сейсмических волн в энергию бегущей волны. Поэтому вводится термин «захваченная волна», т. е. волна, несущая захваченную энергию падающих на разлом объемных сейсмических волн.

Распространение захваченной волны вдоль трещины приводит к нестабильности самого разлома и появлению новых трещин. Можно ожидать, что присутствие подобных мантийных

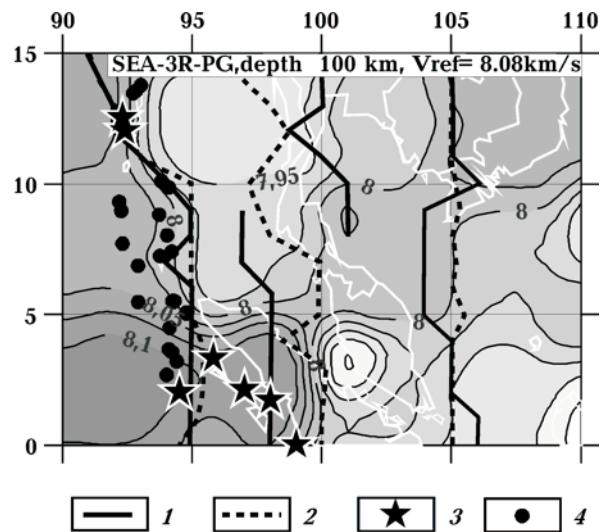


Рис. 6. Горизонтальное сечение 100 км: 1 — скоростные зоны раздела верхней мантии; 2 — скоростные зоны раздела средней мантии, зоны раздела-II и нижней мантии; 3 — гипоцентры исторических цунамогенных землетрясений; 4 — гипоцентры афтершоков Суматринского землетрясения 26 декабря 2004 г.



скоростных зон раздела на всю глубину мантии и наличие погружающейся плиты активизирует захваченные волны, соответствующие указанным мантийным зонам раздела. Выход последних на земную поверхность приводит к усилению уже существующих сейсмических нарушений, что, согласно [Ohmachi et al., 2001], приводит к задержке времен прихода волн цунами и слабо влияет на высоту волны. Кроме того, согласно [Дубровский, Сергеев, 2006], высвобождение энергии захваченной волны, аккумулирующей энергию объемных волн, распространяющихся в соседних блоках, может порождать сильные землетрясения. На горизонтальном сечении 100 км (см. рис. 6) вынесены скоростные зоны раздела верхней мантии, средней и нижней мантии исследуемого региона. Также вынесены гипоцентры исторических цунамогенных землетрясений [Tsunami ..., 2007] и гипоцентр Суматринского землетрясения 26 декабря 2004 г. с его афтершоками первых суток, которые коррелируют со скоростными зонами раздела в мантии.

**Временной анализ землетрясений.** Выделенные выше (по скоростным характеристикам мантийной части сейсмической литосферы под рассматриваемым регионом) сегменты позволяют установить цикличность землетрясений с магнитудой не менее 6.

На рис. 7, 8 вынесены гипоцентры землетрясений с  $M \geq 6$  за последние 10 лет (в 1999 и 2003 г. подобные землетрясения не наблюдались), соединенные линией в зависимости от времени события. Можно увидеть некоторую временную цикличность наблюдения землетрясений в выделенных выше четырех сегментах Индо-Австралийской плиты: Н1 — граничащий с Андаманским морем, Н2 — с Северной Суматрой, Н3 — с Южной Суматрой и Н4 — с Западной Явой. В 2000 г. (см. рис. 7) пять землетрясений произошло в сегменте Н3, затем два — в сегменте Н2, опять два — в сегменте Н3 и потом одно — в сегменте Н4. В 2001 г. три землетрясения наблюдались сначала в сегменте Н1, а после одно — в сегменте Н3; в 2002 г. два землетрясения — в сегменте Н4, затем одно — в сегменте Н1 и потом два — в сегменте Н2.

Землетрясение (а чаще группа землетрясений) за определенный промежуток времени происходит сначала в одном из четырех выделенных сегментов, потом в другом, в третьем и четвертом, затем цикл повторяется (но не в строгой определенности сегментов), за исключением первого полугодия после цунамогенного землетрясения 26 декабря 2004 г. (см. рис. 8).

В 2004 г. произошло два землетрясения с  $M \geq 6$  в сегменте Н3, потом в мае в сегменте Н2, и затем здесь же 26 декабря цунамогенное земле-

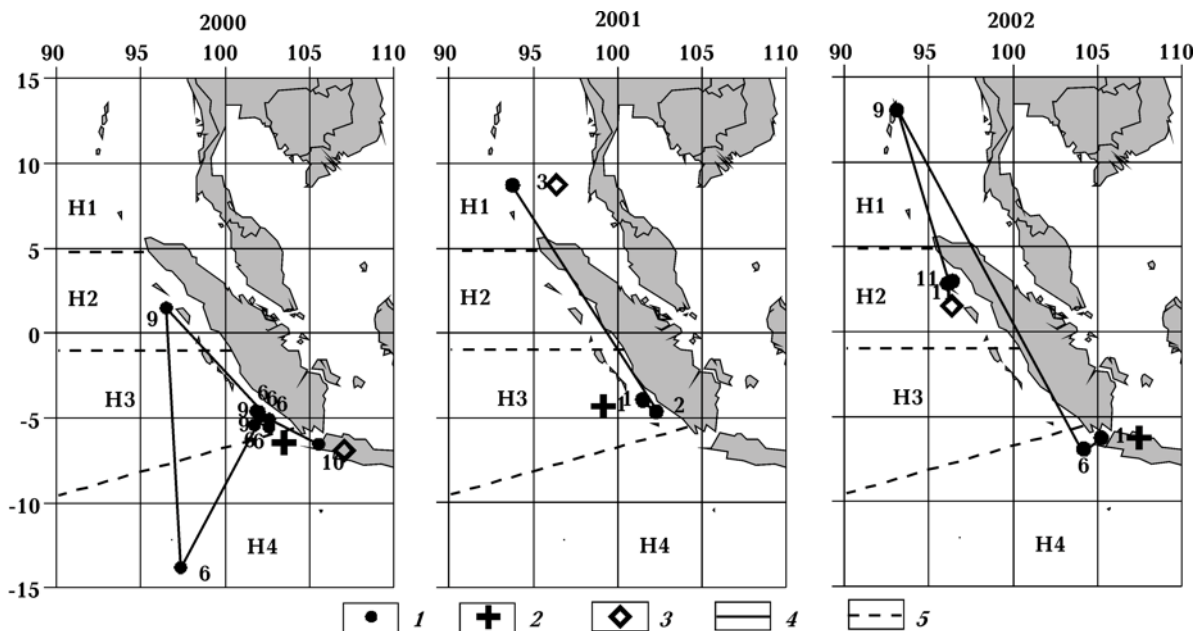


Рис. 7. Карта-схема землетрясений за год (период 2000—2002 гг.): 1 — гипоцентры землетрясений с  $M \geq 6$  с указанным месяцем события, 2 — первое землетрясение в году, 3 — последнее землетрясение в году, 4 — линия, последовательно соединяющая землетрясения по времени события, 5 — линия, разграничивающая сегменты Н1, Н2, Н3, Н4 Индо-Австралийской плиты.

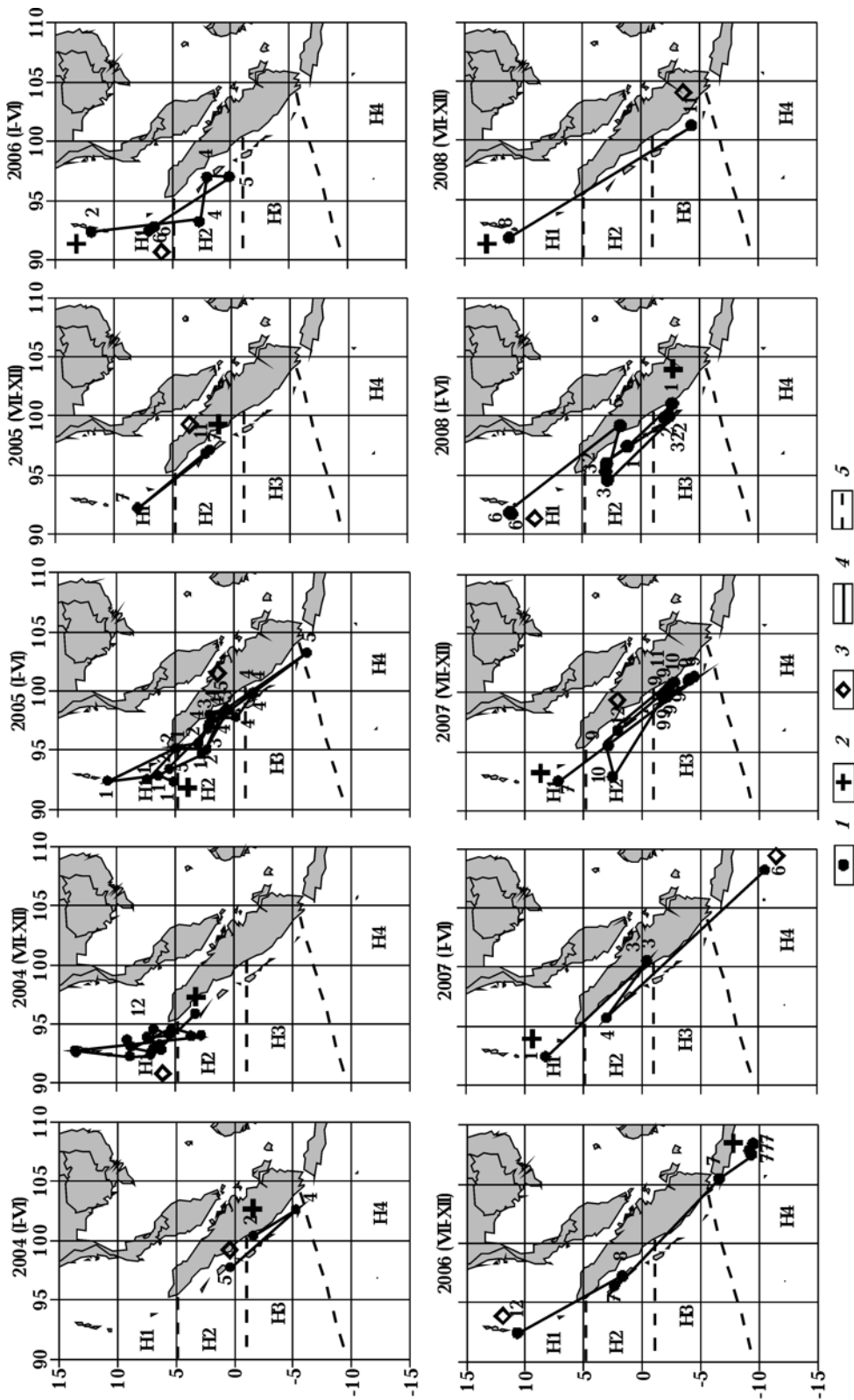


Рис. 8. Карта-схема землетрясений за полугодие (период 2004—2008 гг.). Условные обозначения см. на рис. 7.

трясение и дальше 13 землетрясений в декабре в сегменте Н1. Следует отметить, что в 2005 г. цикличность не наблюдается в связи с тем, что в течение семи месяцев подряд происходили землетрясения в сегменте Н2. В 2006—2008 гг. наблюдается некий цикл землетрясений (сегмент Н1 — сегмент Н2 — сегмент Н1 — сегмент Н4 — сегмент Н2 — сегмент Н1 — сегмент Н2 — сегмент Н4 — сегмент Н3 — сегмент Н2 — сегмент Н1 — и т. д.).

На рис. 9 вынесены землетрясения с  $M \geq 6$  из базы ISC/NEIS за период с 1999 по 2003 г. (рис. 9, а) и с 2004 по 2008 г. включительно (рис. 9, б) помесячно в выделенных выше четырех сегментах Индо-Австралийской плиты (см.

рис. 7, 8). Если за месяц в области происходило более одного землетрясения, то указывалось их число. Видно, что после землетрясения 26 декабря 2004 г. в исследуемом регионе значительно возросло количество землетрясений с  $M \geq 6$ . Если до этого землетрясения в сегментах Н1 и Н2 за почти 6 лет было соответственно всего три и четыре землетрясения с  $M \geq 6$ , то за последующее время — 28 и 38. При этом в сегменте Н1 в декабре 2004 г. после цунамогенного землетрясения наблюдалось сразу 13 землетрясений, а в сегменте Н2 с декабря 2004 г. — каждый год минимум 5 землетрясений. Сегмент Н3 характеризуется наличием 12 землетрясений до декабря 2004 г., и после цунамогенного земле-

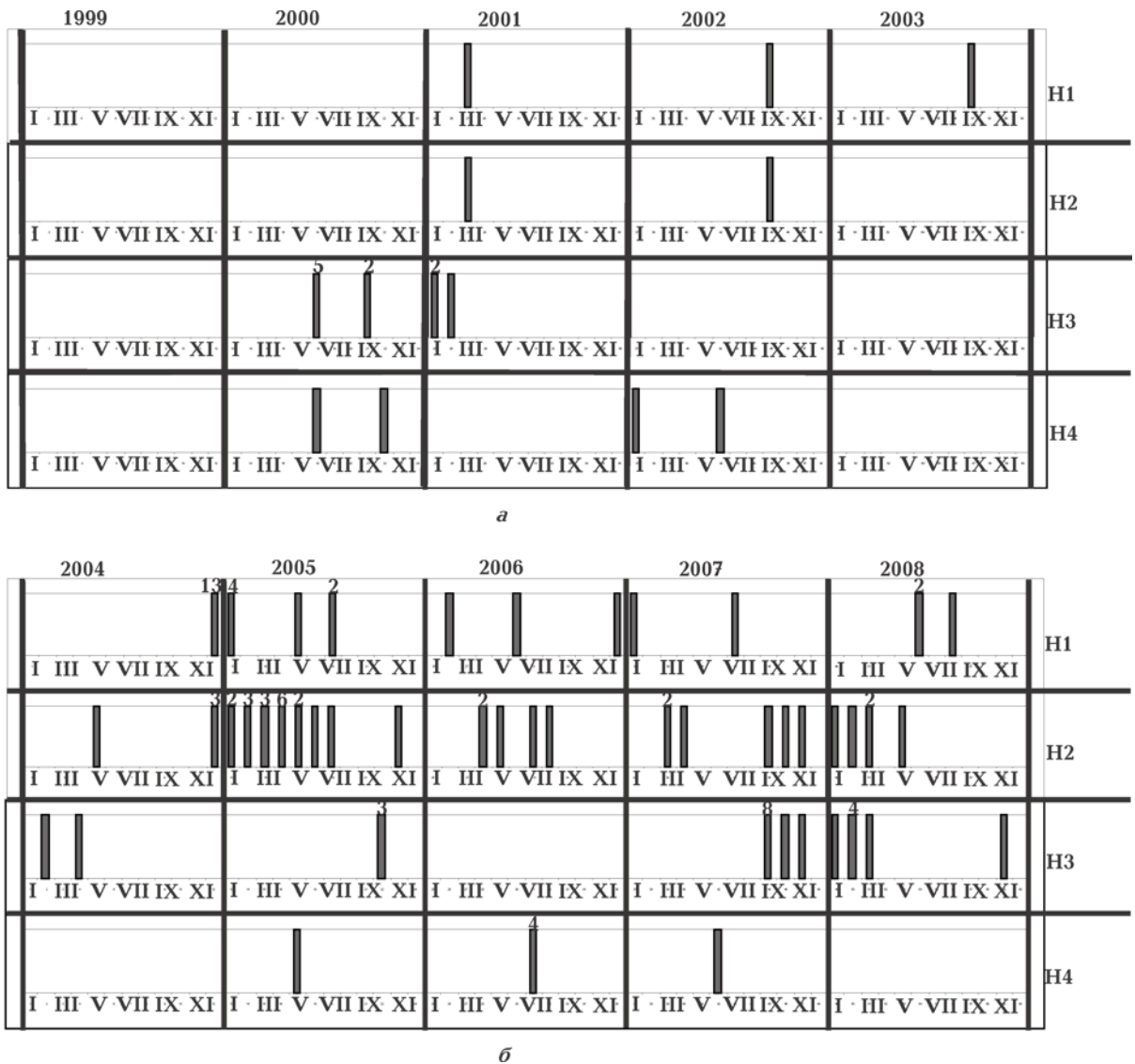


Рис. 9. Гистограмма землетрясений с  $M \geq 6$  помесячно в четырех сегментах исследуемой области Индо-Австралийской плиты: а — за период 1999—2003 г., б — за период 2004—2008 г.



трясения наблюдалось только 20 землетрясений, а в сегменте Н4 — 4 и 6 соответственно. Следовательно, за последние 6 лет до цунамогенного землетрясения в сегментах Н1 и Н2 практически не наблюдались землетрясения с  $M=6$  и выше, после цунамогенного землетрясения их число многократно возросло. В сегментах Н3 и Н4 их число увеличилось, но ненамного. Следует отметить, что за период с 1973 по 1999 г. в данном регионе во всех четырех сегментах наблюдалось всего 62 землетрясения с  $M \geq 6$ .

**Выводы.** Из сопоставления скоростного строения мантии исследуемого региона с тектоническим строением следует, что возможными причинами землетрясений, вызывающих цунами, является сочетание следующих факторов:

1) сложное тектоническое строение области Северной Суматры, осложненное присутствием

косоориентированной субдукции, Центрально-Суматринского правосдвигового разлома, трансформного разлома Андаманского моря;

2) существование в верхней мантии области тройного сочленения Индо-Австралийской плиты и структур Евразийской плиты — шельфа Сунда и глубоководной котловины Андаманского моря (по данным трехмерной  $P$ -скоростной модели);

3) корреляция временной цикличности землетрясений ( $M \geq 6$ ) с сегментацией Индо-Австралийской плиты по данным скоростного строения мантии;

4) приуроченность сильных ( $M \geq 7$ ) цунамогенных землетрясений к погружающемуся высокоскоростному слою и к выделенным мантийным скоростным зонам раздела (см. рис. 6), что создает условия как для возникновения захваченной волны, так и вторичных волн Релея.

### Список литературы

- Антипов А. А. Строение Зондской зоны субдукции по геофизическим данным // Сб. тез. XIII Междунар. конф. студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов-2006» (Москва, 12—15 апреля 2006). — Т. 2. — Москва: Изд-во Моск. ун-та, 2006. — С. 20—22.
- Дубровский В. А., Сергеев В. Н. Кратко- и среднесрочные предвестники землетрясений как проявление нестабильности скольжения вдоль разломов // Физика Земли. — 2006. — № 10. — С. 11—18.
- Заец Л. Н. Скоростные границы в мантии Юго-Восточной Азии и Южного Китая // Геофиз. журн. — 2011. — 33, № 1. — С. 62—71.
- Заец Л. Н., Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Шумлянская Л. А. Трехмерная  $P$ -скоростная модель строения верхней мантии Индокитая и его окружения // Геофиз. журн. — 2009. — 31, № 2. — С. 47—60.
- Ребецкий Ю. Л., Маринин А. В. Поле напряжений до Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004. Модель метастабильного состояния горных пород // Геология и геофизика. — 2006. — 47, № 11. — С. 1192—1206.
- Старостенко В. И., Гейко В. С., Кендзера А. В., Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Вербицкий С. Т. Катастрофическое землетрясение 26 декабря 2004 года у берегов Суматры: причины, последствия и уроки // Геофиз. журн. — 2005. — 27, № 6. — С. 940—961.
- Хаин В. Е., Ломигзе М. Г. Геотектоника с основами геодинамики. — Москва: Изд-во Моск. ун-та, 1995. — 480 с.
- Шевченко В. И., Лукк А. А., Прилепин М. Т. Суматринское землетрясение 26.12.2004 г. — проявление неплейттектонического процесса в литосфере // Физика Земли. — 2006. — № 12. — С. 55—76.
- Ammon C. J., Ji C., Thio H.-K., Robinson D., Ni S., Hjorleifdottir V., Ranamori H., Lay T., Das S., Helmberger D., Ichinose G., Polet J., Wald D. Rupture process of the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake // Science. — 2005 — 308. — P. 1133—1139.
- Cannelli V., Melini D., Piersanti A., Boschi E. Postseismic signature of the 2004 Sumatra earthquake on low-degree gravity harmonics // J. Geophys. Res. — 2008. — 113, B12414. — P. 1—27. — DOI:10.1029/2007JB005296.
- Geyko V. S. A general theory of the seismic travel-time tomography // Геофиз. журн. — 2004. — 26, № 1. — С. 3—32.
- Hafkenschied E., Buitter S. J. H., Wortel M. J. R., Spakman W., Bijwaard H. Modelling the seismic velocity structure beneath Indonesia: a comparison with tomography // Tectonophysics. — 2001. — 333. — P. 35—36.
- Han S.-C., Simon F. J. Spatiospectral location of global geopotential fields from the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) reveals the coseismic gravity change owing to the 2004 Sumatra-Andaman earthquake // J. Geophys. Res. — 2008. — 113, B01405. — P. 1—14. — DOI:10.1029/2007JB004927.
- Hipchen S., Hyndman D. Thermal and structural model of the Sumatra subduction zone: Implications for

- the megathrust seismogenic zone // *J. Geophys. Res.* — 2008. — **113**, B12103. — P. 1—12. — DOI:10.1029/2008JB005698.
- Krishna M. R., Sanu T. D.* Shallow seismicity, stress distribution and crustal deformation pattern in Andaman — West Sunda Arc and Andaman Sea, Northeastern India Sea // *J. Seism.* — 2002. — **6**, № 2. — P. 1320—1338.
- National Earthquake Information Centre. — 2009. — [http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic\\_rect.html](http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic_rect.html)
- Ohmachi T., Tsukiyama H., Matsumoto H.* Simulation of tsunami introduced by dynamic displacement of seabed due to seismic faulting // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* — 2001. — **91**, № 6. — P. 1898—1909.
- Pesicek J. D., Thurber C. H., Widiyantoro S., Engdahl E. R., DeShon H. R.* Complex slab subduction beneath northern Sumatra // *Geophys. Res. Lett.* — 2008. — **35**, L20303. — DOI:10.1029/2008GL035262.
- Puspito N. T., Yamanaka Y., Miyatake T., Shimazaki K., Hirahara K.* Three-dimensional P-wave velocity structure beneath the Indonesian region // *Tectonophysics.* — 1993. — **220**. — P. 175—192.
- Rivera L., Shea K., Helmberger D., Natawidjaja D.* A comparative study of the Sumatran subduction-zone earthquakes of 1935 and 1984 // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* — 2002. — **2**, № 5. — P. 1721—1736.
- Sumatra* earthquake three times larger than originally thought (2005). — [http://www.eurekalert.org/pub\\_releases/2005-02/nu-set020705.php](http://www.eurekalert.org/pub_releases/2005-02/nu-set020705.php).
- Shapiro N. M., Ritzwoller M. N., Engdahl E. R.* Structural context of the great Sumatra-Andaman Islands earthquake // *Geophys. Res. Lett.* — 2008. — **35**, L05301. — DOI:10.1029/2008GL033381.
- Starostenko V. I., Kendzera A. V., Bugaienko I. V., Zaiets L. N., Tsvetkova T. A.* Tsunamogenic earthquake of 26.12.2004 (North Sumatra) // *J. Geology. Ser. B (English).* — 2008. — № 31—32. — P. 45—53.
- Tsunami Laboratory: Historical tsunamigenic sources in the western Sumatra. — 2007. — <http://tsun.sccc.ru/tsulab/20050328tsun.htm>
- Widiyantoro S., Van der Hilst R.* Structure and evolution of lithospheric slab beneath the Sunda arc, Indonesia // *Science.* — 1996. — **271**. — P. 1566—1570.
- Widiyantoro S., Van der Hilst R.* Mantle structure beneath Indonesia inferred from high-resolution tomographic imaging // *Geophys. J. Int.* — 1997. — **130**. — P. 167—182.