

УДК 550.3

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ДВУХМЕРНОЙ СКОРОСТНОЙ СТРУКТУРЫ ЗОНЫ БЕНЬОФА НА ОСНОВЕ ИНВЕРСИИ ВРЕМЕН ПРОБЕГА ОБЪЕМНЫХ ВОЛН (НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ)

© 2016 г. И. П. Кузин, А. Б. Фленов

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва

E-mail: ivkuzin2013@yandex.ru

Поступила в редакцию 18.11.2013 г.

После доработки 01.02.2016 г.

Разработан двухмерный вариант инверсионного метода определения скоростей в пределах зоны Беньофа Камчатки по временам пробега сейсмических волн от совокупности очагов к станции Шипунский, расположенной в области выхода зоны на дно океана. В основе метода заложена идея сейсмической томографии о связи невязок времен пробега по пути очаг-станция с величиной сейсмической медленности, обратной скорости и соответствующей градиенту поля времен или производной годографа по расстоянию dt/dl . С этой точки зрения наблюдаемое поле невязок есть разность между экспериментальной и теоретической медленностями. Его осреднение по глубине и эпицентральному расстоянию в прямоугольных окнах 50×50 км и последующая инверсия позволяют получить с помощью программы Surfeg дискретное поле скоростей. Повторное сглаживание на основе той же программы приводит к варианту непрерывного распределения скоростей в осевой плоскости зоны Беньофа. По описанной методике определены скорости в этой зоне Южных Курильских о-вов, Южной и Центральной Камчатки. Главный результат в последнем случае состоит в выявлении резкого скачка скоростей объемных волн в верхней мантии (до 1.3 км/с для P -волн и до 0.8 км/с для S -волн) под Кроноцким п-овом в течение 7 лет перед возникновением катастрофического Кроноцкого землетрясения 1997 г. ($M = 7.9$) со взбросовым механизмом очага. Этот скачок отражает концентрацию напряжений в эпицентральной области землетрясения. Данный результат имеет важное значение для прогноза сильных землетрясений в среднесрочном плане.

DOI: 10.7868/S0030157416040092

ВВЕДЕНИЕ

Основой для изучения скоростной структуры зоны Беньофа Центральной Камчатки послужил анализ некоторых особенностей времен пробега при землетрясениях с $M \geq 2.5$ ($E = 10^8$ Дж) по данным региональной сети станций.

На рис. 1, иллюстрирующем распределение эпицентров таких землетрясений за 1985–1992 гг. [19], явно выделяется полоса с плотным скоплением эпицентров землетрясений, протягивающаяся вдоль окончаний восточных п-овов (верхняя часть континентального борта Курило-Камчатского глубоководного желоба), которая соответствует проекции области выхода глубинной сейсмоактивной области на дно океана. Существенно, что почти все станции камчатской региональной сети расположены западнее полосы концентрации эпицентров землетрясений. Такое одностороннее положение станций относительно поля эпицентров местных землетрясений является неблагоприятным фактором, ограничивающим точность локализации гипоцентров, в первую

очередь, неглубоких (до 50 км) землетрясений. Единственным исключением является станция Шипунский, выдвинутая достаточно далеко в сторону глубоководного желоба, вплотную к оси области концентрации землетрясений.

На рис. 2 приведено распределение гипоцентров землетрясений в поперечных сечениях сейсмоактивной области, начиная от Камчатского залива до южной оконечности Камчатки. Каждое сечение представляет полосу шириной 100 км, на осевую плоскость которой спроецированы гипоцентры землетрясений с глубинами 0–300 км за 1962–1984 гг. (более 39 000 землетрясений) [16].

Отметим основные особенности сейсмичности в этих сечениях согласно упомянутой работе.

1. Достаточно плотное скопление гипоцентров землетрясений на глубинах до 200 км, за исключением Камчатского залива (глубины до 180 км) и двух сечений южной части Камчатки (глубины до 160 км).

2. Сейсмоактивная зона состоит из двух частей – глубинной или собственно зоны Беньофа со сред-

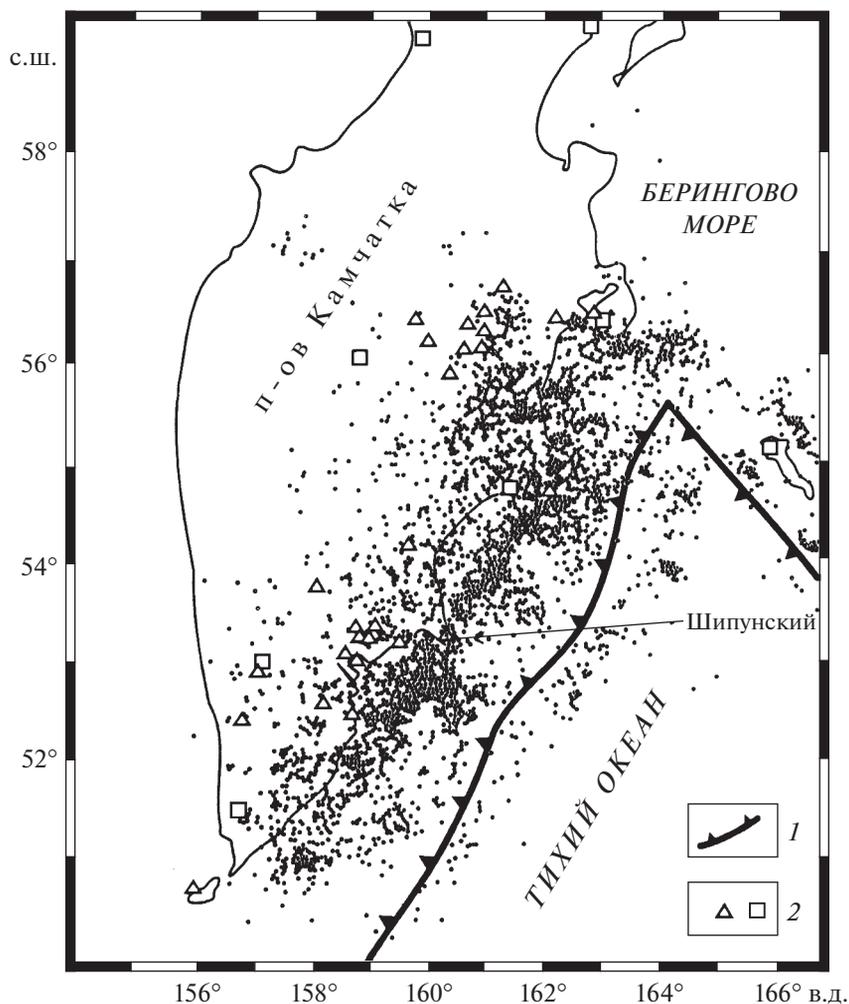


Рис. 1. Схема эпицентров землетрясений Камчатки за 1985–1992 гг. (по [19]).
1 – ось глубоководного желоба; 2 – сейсмические станции.

ней мощностью около 40 км, наклоненной под Камчатку под углом примерно 50° , и поверхностной, протягивающейся горизонтально от побережья к глубоководному желобу и даже переходящей за его ось. Под Камчатским заливом наблюдается излом глубинной зоны на глубине 100 км, с более пологим наклоном (до 38°) верхней части и крутым (угол наклона 58°) для нижней части.

Мощность горизонтальной подзоны колеблется от 35 км у Центральной Камчатки до 50 км в северной и южной частях. Ее существование обусловлено разрядкой напряжений в пределах континентального склона желоба, при этом дифференциация гипоцентров землетрясений по глубине отсутствует вследствие ухудшения их локализации с удалением от станций за счет одно-стороннего расположения последних относительно поля эпицентров.

3. При совмещении контуров сейсмоактивной зоны на всех разрезах вдоль Камчатки наблюдает-

ся достаточно близкое их совпадение, что свидетельствует о стабильности формы сейсмоактивной зоны.

4. Весьма примечательной особенностью распределения землетрясений на разрезах является совпадение их моды и медианы в пределах зоны Беньофа. Эти линии за небольшими исключениями (Авачинский залив и южная часть Камчатки) располагаются в центре зоны на каждом разрезе. Такой факт свидетельствует об осесимметричном характере распределения очагов землетрясений в зоне Беньофа и возможности существования так называемой осевой плоскости зоны. На рис. 3 показано положение средних линий зоны на разных глубинах или “рельеф” ее осевого сечения. При сопоставлении рис. 1 и 3 можно отметить, что полоса максимальной плотности эпицентров на рис. 1 совпадает с серединой диапазона глубин 26–50 км (глубина 38 км) и соответствует области выхода зоны Беньофа на поверхность. Станция

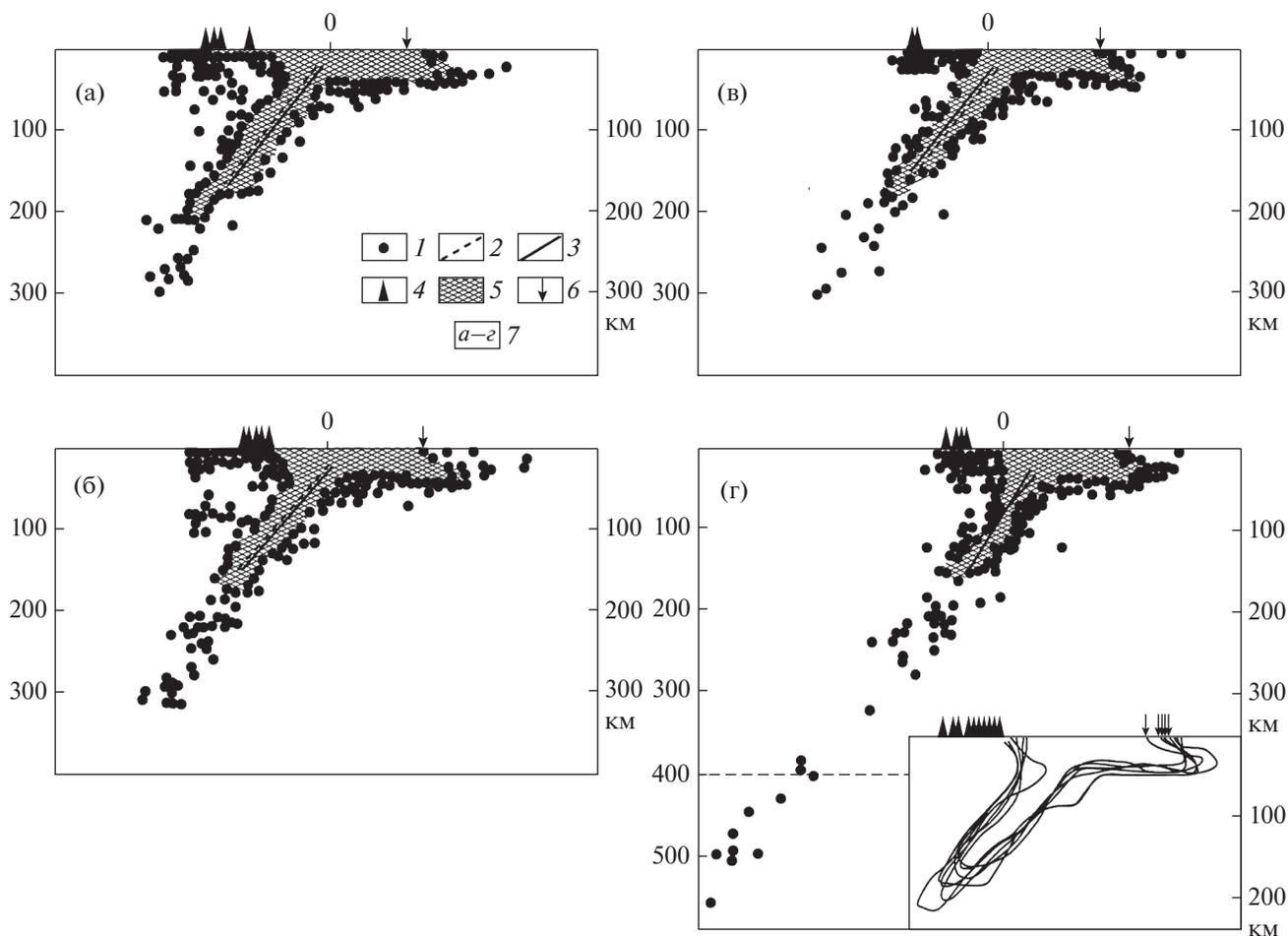


Рис. 2. Вертикальные разрезы вкост простираения сейсмоактивной зоны Камчатки (по [16]).

1 – очаги землетрясений классов энергии $K \geq 7.5$; 2 – мода распределения числа землетрясений в зоне Беньофа; 3 – медиана распределения тех же землетрясений; 4 – вулканы; 5 – зона Беньофа; 6 – проекции оси глубоководного желоба; 7 – индексы разрезов для конкретных участков: (а) – Кроноцкий п-ов; (б) – северная часть Кроноцкого залива; (в) – Шипунский п-ов; (г) – южная оконечность Камчатки. На врезке в правом нижнем углу совмещены контуры зоны Беньофа для разрезов а–г.

Шипунский располагается внутри этой полосы эпицентров (рис. 1) над проекцией линий моды и медианы на разрезе (рис. 3). Поэтому можно считать, что все пути от мантийных землетрясений к станции лежат внутри зоны Беньофа. Этот факт имеет решающее значение при изучении ее скоростной структуры в двухмерном варианте.

Следует обратить внимание на то, что невязки времен пробега для станции Шипунский отрицательны при всех землетрясениях Восточной Камчатки, по крайней мере, в диапазонах глубин очагов 25–200 км и эпицентральных расстояний 0–500 км. Это свидетельствует о распространении сейсмических волн к станции Шипунский по зоне Беньофа. По результатам глобальных сейсмологических исследований известно, что эта зона является высокоскоростным элементом структуры всех островных дуг. Анализ невязок времен пробега объемных волн от камчатских землетря-

сений позволяет определить как величины скоростей, так и особенности их распределения в пределах зоны с использованием данных станции Шипунский.

Скоростная модель земной коры и верхней мантии Камчатки представляет собой модифицированный вариант модели для Южных Курил, построенный по данным глубинного сейсмического зондирования (земная кора) и детальных сейсмологических исследований (верхняя мантия) [15]. Параметры модели приведены в таблице.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Для решения задачи по определению скоростей в зоне Беньофа использовалась выборка землетрясений объемом 2640 событий из регионального каталога Камчатки с $K\phi = 8.5–12.0$ ($M = 2.6–4.9$), где $K\phi$ – класс энергии по [14], для диапазонов

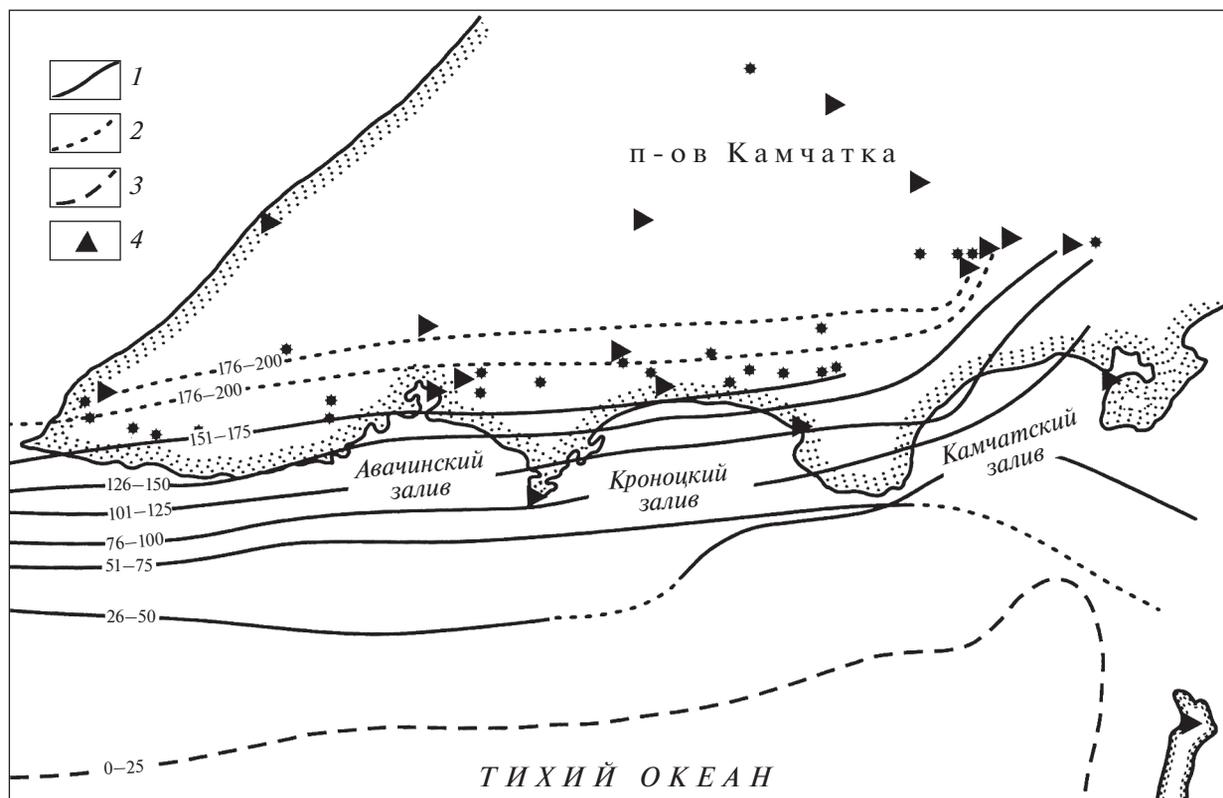


Рис. 3. Изолинии глубин залегания осевой или медианной плоскости зоны Бенъофа (по [16]).

1 – средние значения для указанных диапазонов глубин, надежные; 2 – то же, менее надежные; 3 – глубоководный желоб; 4 – сейсмические станции. Звездочками отмечены вулканы Восточно-Камчатского вулканического пояса.

глубин 25–200 км и эпицентральных расстояний 0–500 км. Землетрясения с глубинами очагов менее 25 км (земная кора) не учитывались ввиду ненадежности определения глубин во всем диапазоне эпицентральных расстояний.

Отбирались землетрясения с четкими вступлениями волн P и S (ошибки примерно ± 0.15 с для P -волн и до ± 0.3 с для S -волн [2]) при погрешностях определения эпицентров до ± 5 км, глубин очагов – до ± 7 км. Кроме того, момент возник-

новения землетрясения t_0 определялся независимо от скоростной модели среды по графику Вада-ти, характеризующему соотношение времени вступления P -волн и разностей $t_S - t_P$. Значение P_i , при котором, $t_S - t_P = 0$, соответствует моменту очага.

Внешняя граница зоны Бенъофа определялась изолинией, соответствующей середине диапазона на глубин 26–50 км по [16] (рис. 3). Землетрясения с эпицентрами к юго-востоку от этой линии исключались из рассмотрения ввиду ненадежно-

Скорости сейсмических волн в земной коре и верхней мантии Камчатки

Область среды	Слой	Мощность, км	Скорости		V_p/V_s	Примечания
			V_p , км/с	V_s , км/с		
Земная кора	Осадочный “Гранитный” “Базальтовый”	5 (4)	4.0	2.2	1.80	Мощности слоев земной коры в скобках характеризуют вариант структуры коры под станцией Шипунский
		15 (12)	5.8	3.35	1.73	
		15 (14)	6.7	3.9	1.73	
Верхняя мантия	Верхний слой	85	7.8 (7.8–8.1)	4.5 (4.5–4.6)	1.73	Значения скоростей в скобках соответствуют их градиентному распределению по глубине
	Нижний слой	80	8.1 (8.1–8.3)	4.6 (4.6–4.7)	1.745	

го определения глубин их очагов. Постоянство контуров зоны Беньофа, отмеченное во Введении, позволяет рассматривать ее верхнюю часть на глубинах до 200 км как наклонную призму толщиной до 50 км, в пределах которой возникают все землетрясения. При этом пути распространения сейсмических волн к станции Шипунский лежат внутри зоны, не выходя за ее границы.

Обратная задача сейсмологии по определению скоростей в зоне Беньофа решалась на основе метода сейсмической томографии, предложенному К. Аки в 1977 г. [17]. Его отправным пунктом является представление о связи времен пробега объемных волн и кинематических невязок с сейсмической медленностью S . Медленность есть величина, обратная скорости V , т.е. $S = 1/V$ и фактически соответствует градиенту поля времен пробега сейсмических волн от очага землетрясения к станции вдоль сейсмических лучей или производной годографа по расстоянию (dt/dl) . С этой точки зрения данное поле времен пробега на пути очаг—станция для данной скоростной модели среды есть поле расчетной или теоретической медленности S_0 , а соответствующее время распространения волны вдоль этого пути определяется соотношением:

$$T_{ij} = \int_L S_0 dl, \quad (1)$$

где i — индекс очага, j — индекс станции, L — путь волн вдоль сейсмического луча [22, 24, 25 и др.]. Такой подход, при котором используется связь времени пробега с медленностью, обратной скорости, является инверсионным, поскольку скорость определяется в результате инверсии медленности.

Уравнение (1) в общем случае нелинейно, поскольку интеграл пути зависит от положения гипоцентра и структуры среды. Оно может быть линеаризовано относительно скоростной модели и положения источников на основе двух предположений [24]: а) исходная модель достаточно близка к истинной модели Земли, так что применим принцип Ферма, согласно которому время пробега стационарно по отношению к отклонению путей от хода лучей в реальной среде; б) наблюдаемое положение гипоцентра до инверсии достаточно близко к его истинному положению, так что изменение времен пробега сейсмической волны на пути очаг—станция вследствие малых погрешностей его локализации пренебрежимо мало [1].

После линеаризации невязку времени пробега δT_{ij} можно рассматривать как вклад особенностей структуры среды, не объясняемый в рамках исходной модели, и как следствие малых смещений гипоцентра за счет неизвестности этой реальной структуры.

Выражение для невязки в трехмерном варианте имеет вид [24]:

$$T_{ij} = (T_{obs} - T_0)_{ij} = \int_{L_{ij(0)}} (S_{obs} - S_0) dl + \left(\frac{\partial T_{ij}}{\partial x_i} \right) \delta x_i + \left(\frac{\partial T_{ij}}{\partial y_i} \right) \delta y_i + \left(\frac{\partial T_{ij}}{\partial z_i} \right) \delta z_i + \delta t_{0i} + \varepsilon. \quad (2)$$

В выражении (2) S_{obs} и S_0 — соответствуют реальной и теоретической медленностям, L_0 — путь сейсмической волны в среде согласно исходной скоростной модели, dl — наблюдаемая длина сейсмического луча, слагаемые в скобках — частные производные невязок по пространственным координатам, δt_0 — ошибка в определении момента времени в очаге, ε — сумма величин более высоких порядков при линеаризации. В двухмерном варианте в этом уравнении исключается третье слагаемое, кроме того, поскольку момент очага в нашем случае определяется независимо от скоростной модели и положения гипоцентра (см. выше), исключается и предпоследнее слагаемое. Значения частных производных можно определить при известных параметрах луча, например, по таблицам времен пробега согласно исходной скоростной модели. Для случая слабо градиентных сред величины этих производных в уравнении (2) имеют более высокий порядок малости по сравнению с подынтегральным выражением. Поэтому пренебрежение ими при линеаризации не влечет за собой существенной потери точности, как отмечается в ряде работ (например, [18, 25 и др.]). Тогда реальный путь $L(S)$ можно заменить теоретическим путем $L_0(S_0)$ и невязки dT_{ij} будут связаны только с неизвестным аномальным полем медленностей $\Delta S = S(r) - S_0(r_0)$ и уравнение (2) примет вид [25]:

$$dT_{ij} = \int_{(L_s)} S(r) dl - \int_{(L_{s_0})} S_0(r) dl_0 = \int_{L_0(S_0)} \Delta S(r) dl_0, \quad (3)$$

где L_S — реальный путь волны вдоль сейсмического луча, L_0 — путь в исходной модели среды, S и S_0 — соответственно реальная и теоретическая медленности, dl и dl_0 — наблюдаемая и расчетная длины путей объемных волн. Подынтегральное выражение параметризуется с функциями медленности в неперекрывающихся ячейках, в каждой из которых медленность принимается постоянной [21, 23]. Вариации интеграла медленности вдоль луча в исходной скоростной модели затем заменяются суммированием вариаций медленности, умноженной на длину пути в соответствующей ячейке [24]. При этом в результате инверсии медленностей вычисляются значения скоростей в каждой ячейке и их сглаживание позволяет определить скорости в пределах изучаемой области.

Согласно модели среды (таблица), градиент скорости по глубине для P -волн составляет 0.003 км/с/км на глубинах 30–120 км и 0.002 км/с/км на глубинах 121–200 км. Величина градиента для S -волн на тех же глубинах составляет примерно 0.001 км/с/км. При таких градиентах скоростей сейсмические лучи на расстояниях от станции Шипунский 500 км и более будут практически прямолинейными. Вследствие прямолинейности лучей очаг-станция в зоне Беньофа на основе данного скоростного разреза для указанных выше расстояний от станции Шипунский заметные отклонения путей распространения сейсмических волн в реальной среде от модельных траекторий маловероятны. Поэтому применим принцип Ферма о минимально возможном времени пробега объемных волн по траектории очаг-станция. Это обстоятельство наряду с приемлемым приближением скоростной модели к характеристике реальной среды, с одной стороны, создает благоприятные возможности для линеаризации исходного уравнения (2), как отмечено выше. С другой стороны, пути от очагов к станции Шипунский в модели можно принять в качестве замены реальных путей в среде. Тогда невязки времен пробега δT_{ij} будут связаны с неизвестным аномальным полем медленности $\Delta S = S(r) - S_0(r_0)$ и ввиду малости величин частных производных для случая малоградиентной среды могут быть выражены уравнением (3).

Высокая точность определения моментов вступления объемных волн, отмеченная во Введении, способствует снижению погрешностей локализации гипоцентров и приближению их положения к истинному в пределах изучаемого полупространства. Кроме того, момент очага при использовании способа Вадати определяется независимо от скоростной модели и локализации гипоцентра.

Как отмечено выше, величины невязок будут пропорциональны разностям расчетной и наблюдаемой медленностей для рассматриваемых траекторий, а инверсия соотношений невязок с медленностями позволяет определить скорости сейсмических волн на этих траекториях.

Вследствие симметричности функции времени пробега по отношению к замене положений очага и станции значения невязок времен пробега относятся к очагам, аналогично тому, как это производится во многих томографических исследованиях [11, 12, 20, 24 и др.].

В полуплоскости xz , являющейся осевой или медианной плоскостью зоны Беньофа, каждый очаг характеризуется тремя параметрами: x , z и Δt , где x — эпицентрально расстояние, z — глубина и Δt — невязка времени пробега. Параметры совокупности очагов в пределах данного окна относятся к его центру тяжести с координатами $\bar{x} = x_i/n$ и $\bar{z} = z_i/n$. Следствием осесимметричного распре-

деления землетрясений в зоне Беньофа (см. выше) является приуроченность центров тяжести к осевой плоскости зоны. К каждому центру тяжести относится также и средняя невязка $\Delta t = \sum \Delta t_i/n$.

В результате осреднения невязок в диапазоне эпицентральных расстояний 25–500 км получается три этажа ячеек по глубине: 25–75, 76–125 и 126–175 км. При этом осреднение по оси x производится в окнах такого же размера, как по глубине, т.е. 50 км, но с 50% перекрытием. Большой шаг осреднения по глубине обусловлен быстрым убыванием числа землетрясений с глубиной. Как отмечено выше, ввиду отсутствия необходимого числа данных для глубин более 175 км, а также малой точности определения координат очагов на глубинах до 25 км, информация по этим глубинам не рассматривалась. Весьма существенно, что все построения производятся по данным одного пункта наблюдения, поэтому возможные неоднородности среды под станцией одинаково отражаются на многочисленных траекториях и не сказываются на характеристиках невязок.

На первом шаге вычислений после осреднения в окнах 50×50 км в осевой (медианной) плоскости зоны Беньофа получается дискретное поле невязок для отмеченных выше расстояний очаг-станция.

В результате сглаживания дискретной совокупности исходных невязок с помощью программы Surfer получается поле осредненных невязок δT_{ij} , соответствующее аномальной медленности $\Delta S = S_{obs} - S_0$ или разности наблюдаемой и расчетной медленностей (см. выше). Интерпретация этого поля производится по системе сейсмических лучей, трассируемых в соответствии с исходной скоростной моделью. На основе локальных градиентов невязки dt/dl в пределах элементарных отрезков луча после инверсии медленностей возникает возможность вычислить скорости и построить более детальную картину распределения скоростей. В итоге получается дискретная картина распределения скоростей в осевой (медианной) плоскости зоны Беньофа с привязкой каждого значения скорости к конкретному элементарному отрезку сейсмического луча (подробнее об определении скоростей см. ниже). При повторном применении сглаживающей программы Surfer получается поле скоростей в изолиниях, что позволяет районировать схему распределения скоростей с выделением областей их повышенного и пониженного значения.

При определении скоростей используется выражение для невязки времени пробега согласно

работе [24]. На основе соотношения (3) (см. выше) можно записать:

$$\delta T_{ij} = \int_{L_0(S_0)} \Delta S(r) dl_0 \text{ или } \delta T_{ij} = \int_{L_0(S_0)} [S - S_0] dl_0. \quad (4)$$

Трассируя серию из конечного числа обобщенных сейсмических лучей (порядка 10) с определенным шагом, задаваемым величиной угла падения от станции на подошву земной коры, получаем веер траекторий для оценки скоростей вдоль каждого луча согласно соотношению (4). При замене интегрирования разности медленностей для всего пути очаг–станция суммированием для каждого луча получим:

$$\delta T_{ij} = \sum_1^m [S_i - S_0] dl_i. \quad (5)$$

Это соотношение является критерием правильности решения задачи.

Учитывая изменчивость невязок с расстоянием, основной интерес представляет оценка их вариаций в пределах отдельных элементарных отрезков, определяемая величиной локального градиента невязки dt/dl . Поэтому соотношение (5) для каждого элементарного отрезка при замене интегрирования в соотношении (4) суммированием можно записать в виде:

$$dt_i = (S_i - S_0) dl_i, \quad (6)$$

где $S_i = \frac{1}{V_{obs}}$, $S_0 = \frac{1}{V_0}$, причем V_{obs} – наблюдаемое значение скорости в среде, а V_0 – скорость в исходной модели. Тогда

$$dt_i = (S_i - S_0) dl_i = \left\{ \left(\frac{1}{V_{obs}} - \frac{1}{V_0} \right) dl_i \right\}, \quad (7)$$

где обозначения соответствуют приведенным выше для соотношения (4). После выполнения инверсии получаем:

$$V_{obs} = \frac{dl_i}{\left\{ \frac{dl_i}{V_0} \pm dt_i \right\}}, \quad (8)$$

где dt_i – приращение невязки в пределах элементарного отрезка луча. Знак плюс соответствует положительному градиенту невязки, что означает снижение скорости на данном элементарном отрезке луча, знак минус определяет отрицательный градиент невязки и, следовательно, повышение скорости.

Разбиение пути в поле невязок на элементарные отрезки производится на основе временного профиля, на котором показано изменение величины и знака невязки с расстоянием вдоль конкретного луча, отсчитываемым от его начала.

Следует отметить, что длину каждого элементарного отрезка луча dl предпочтительно определять по координатам концов отрезка в плоскости xz . Точка начала луча x_0, z_0 соответствует точке падения кóрового сегмента общего луча станция – очаг от станции на подошву земной коры. Для данной величины угла падения i_1 , мощности земной коры h и средней скорости в коре V_1 положение точки x_0 на подошве коры определится из соотношения: $x_0 = h \operatorname{tg}(90^\circ - i_1) = h \operatorname{ctg} i_1$.

Используя соотношение для преломления лучей на границе сред со скоростями V_1 (земная кора) и V_2 (верхняя мантия): $\frac{\sin i_1}{V_1} = \frac{\sin i_2}{V_2}$, определяем величину угла i_2 , под которым сейсмический луч войдет в пределы верхней мантии: $\sin i_2 = \frac{V_2}{V_1} \sin i_1$, где угол i_2 отсчитывается от вертикали. Ввиду прямолинейности сейсмического луча любой его элементарный отрезок будет наклонен под углом $90^\circ - i_2$ к горизонту. Поскольку с удалением от точки x_0, z_0 величины расстояний x_i будут меняться быстрее, чем глубины z_i , целесообразно определять длину элементарного отрезка dl через изменение абсциссы x_i .

Тогда для первого отрезка на участке x_0, x_1 будем иметь:

$$dl_1 = \frac{x_1 - x_0}{\cos(90^\circ - i_2)} = \frac{x_1 - x_0}{\sin i_2} = \frac{dx_1}{\sin i_2},$$

для второго отрезка $dl_2 = \frac{x_2 - x_1}{\sin i_2} = \frac{dx_2}{\sin i_2}$ и для n -го отрезка ...

$$dl_n = \frac{x_n - x_{n-1}}{\sin i_2} = \frac{dx_n}{\sin i_2}. \quad (9)$$

С учетом этих соотношений равенство (7) примет вид:

$$V_{ni} = \frac{dx_i}{\frac{dx_i}{V_0} \pm dt \sin i_2}. \quad (10)$$

Вследствие малой кривизны каждого данного луча величина $\sin i_2$ меняется мало, что позволяет заменить ее некоторым коэффициентом, соответствующим численному значению синуса угла i_2 . Тогда выражение (10) приводится к виду:

$$V_{ni} = \frac{dx_i}{\frac{dx_i}{V_0} \pm \alpha dt}, \quad (11)$$

где $\alpha = \sin i_2$.

Таким образом, зная величины абсцисс начала и конца элементарного отрезка сейсмического

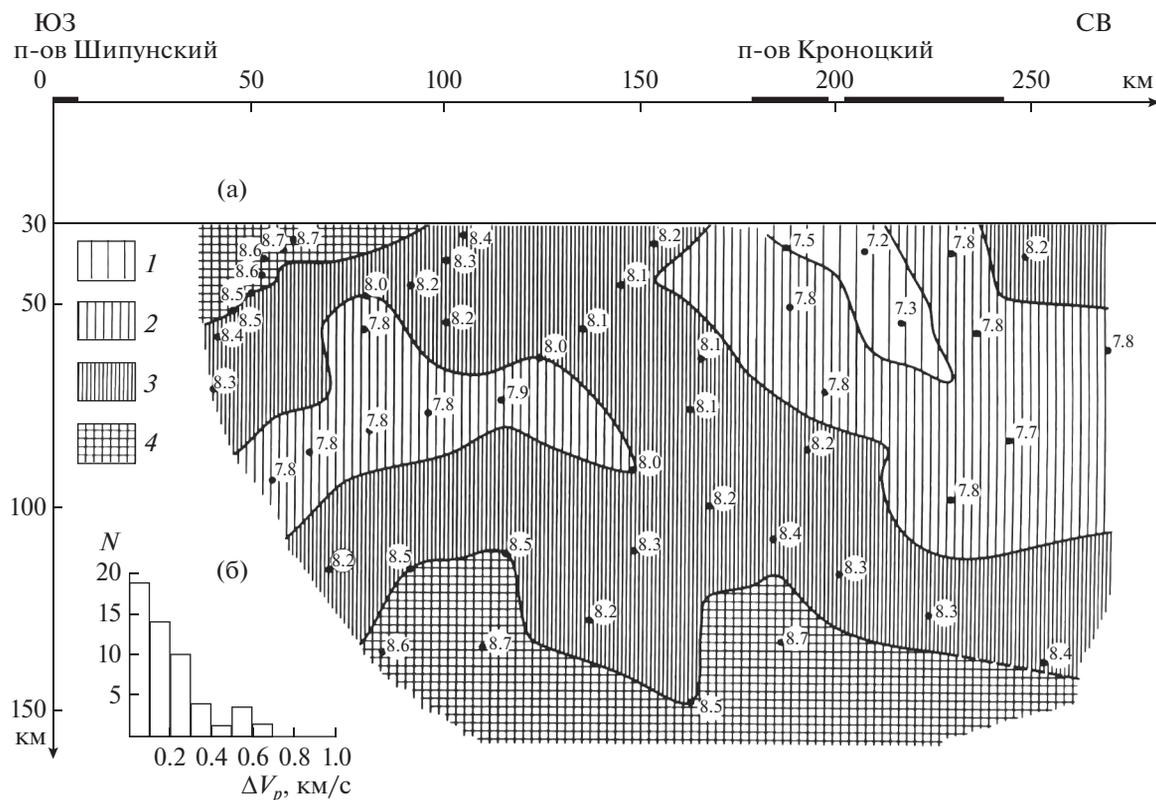


Рис. 4. (а) – Распределение скоростей P -волн в осевой плоскости зоны Бенюфа по данным за 1973–1990 гг. (по [8]). Значения скоростей, км/с: 1. < 7.5; 2. 7.5–8.0; 3. 8.0–8.5; 4. > 8.5. (б) – Гистограмма ошибок скоростей.

луча, можно определить его длину dl в поле невязок, а по соотношению (11) – и наблюдаемую скорость V_H при известном приращении невязки dt . При этом вычисленная скорость относится к середине отрезка.

Оценка погрешности скорости V_H определяется по формуле, преобразованной из применяемой в области оптики [3] и имеющей вид:

$$\Delta V_H = \frac{\sqrt{(\delta l dt)^2 + (\sigma_{dt} dl)^2}}{(dl/V_0 + |dt|)^2}, \quad (12)$$

где δl – ошибка определения длины отрезка луча, dt – величина приращения невязки, σ_{dt} – ее среднеквадратичная ошибка.

Величина δl вычислялась по соотношению:

$$\delta l_1 + \delta l_2 = \sqrt{(\sigma_{x1}^2 + \sigma_{z1}^2)} + \sqrt{(\sigma_{x2}^2 + \sigma_{z2}^2)}, \quad (13)$$

где σ_{x1} , σ_{z1} , σ_{x2} , σ_{z2} – среднеквадратичные ошибки определения координат x и z концов отрезка.

Величина

$$\sigma_{dt} = \sqrt{(\sigma_{\Delta t1}^2 + \sigma_{\Delta t2}^2)} \quad (14)$$

соответствует выборочным дисперсиям невязок на концах отрезка сейсмического луча.

РЕЗУЛЬТАТЫ ВЫПОЛНЕННОЙ РАБОТЫ

На основе описанного метода были определены скорости волн P и S в районе Центральной Камчатки перед катастрофическим Кроноцким землетрясением 1997 г. и после него. Использовались невязки времен пробега станции Шипунский для трех периодов: 1973–1990 гг. (ранний этап подготовки землетрясения), 1991–1997 гг. непосредственно перед его возникновением, а также 1997 (конец)–2004 гг. – период афтершоков [8, 9]. Целью этих исследований было изучение эволюции напряженного состояния среды по оценкам скоростей в периоды подготовки землетрясения и сопровождавших его афтершоков. Критерии отбора исходных данных рассмотрены выше.

Распределение скоростей P -волн в зоне Бенюфа показано на рис. 4, где приведена также диаграмма ошибок их определения [8]. Из диаграммы следует, что диапазон ошибок ΔV_p составляет ± 0.1 – 0.7 км/с, причем на величины ± 0.1 – 0.3 км/с приходится 83%, на ошибки ± 0.1 – 0.5 км/с – 92%.

Основную часть изучаемого региона занимает область “нормальных” скоростей с $V_p = 8.0$ – 8.5 км/с,

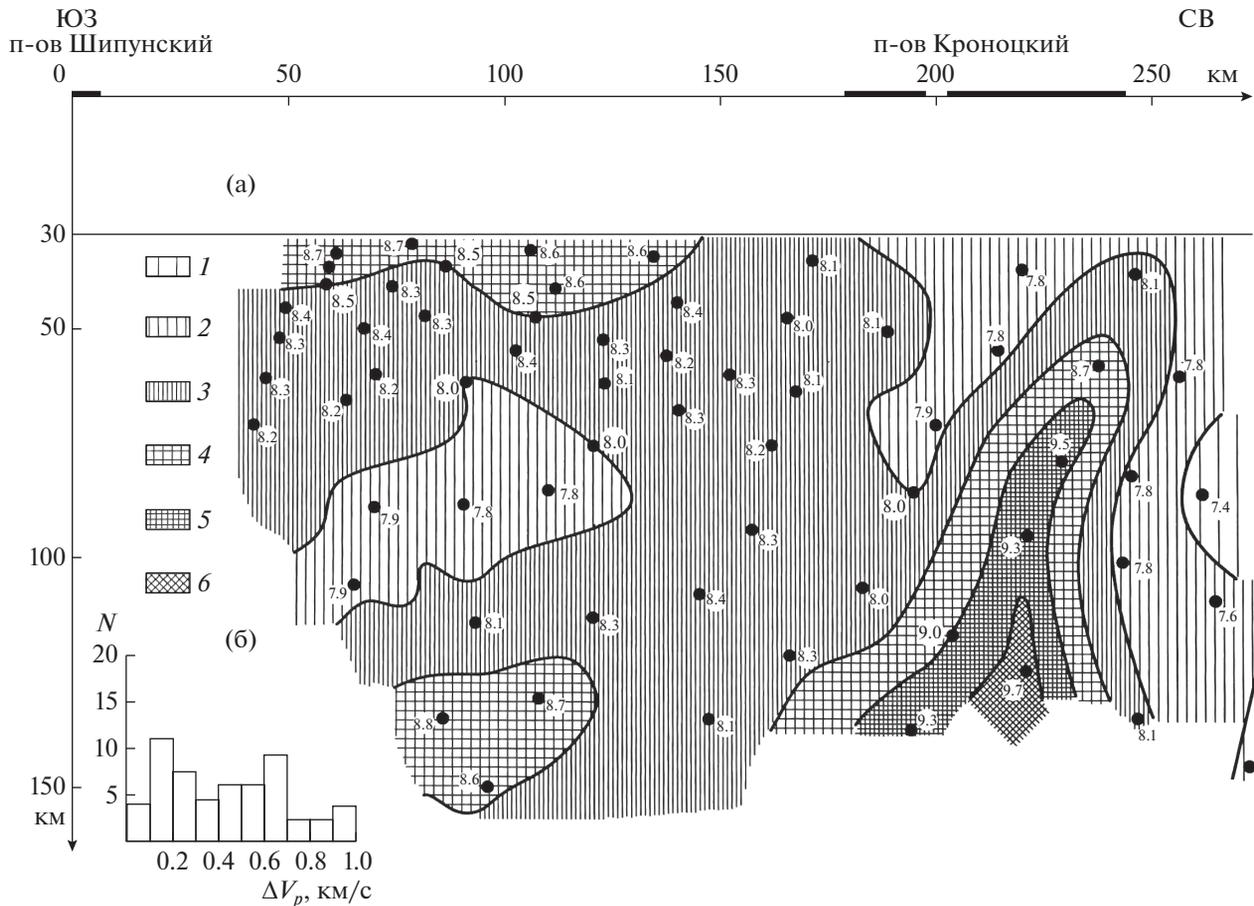


Рис. 5. (а) — Схема распределения скоростей V_p для периода, непосредственно предшествующего Кроноцкому землетрясению (1991–1997 гг.), по [8]. Значения скоростей, км/с: 1. < 7.5; 2. 7.5–8.0; 3. 8.0–8.5; 4. 8.5–9.0; 5. 9.0–9.5; 6 > 9.5. (б) — то же, что и на рис. 4.

восточная граница которой наклонена в сторону Кроноцкого п-ова. К ее юго-западному краю у подошвы земной коры (глубины 30–60 км) приподнимается высокоскоростной клин верхней мантии с $V_p \geq 8.5$ км/с. Глубже 60 км юго-западную часть области “нормальных” скоростей пререзает зона относительно пониженных скоростей ($V_p = 7.8–8.0$ км/с). Такая же зона ограничивает область с северо-востока, причем в пределах последней под Кроноцким п-овом выделяется локальный участок со скоростями продольных волн 7.2–7.5 км/с. Глубже 110 км область “нормальных” скоростей ограничивается глубинной высокоскоростной зоной.

На рис. 5 приведено распределение скоростей продольных волн по данным за период, непосредственно предшествующий возникновению Кроноцкого землетрясения (1991–1997 гг.). Выборка данных для этого периода состоит из 630 землетрясений.

Поле скоростей на рис. 5 разделяется на две резко различающиеся части [8]. Под Кроноцким

заливом сохраняется в целом картина распределения скоростей по данным за 1973–1990 гг. Отличие состоит в горизонтальном расширении зоны повышенных скоростей примерно до 150 км на глубинах 30–50 км. На больших глубинах (120 км и более), наоборот, эта зона существенно уменьшается до локального изометричного фрагмента с горизонтальной протяженностью около 50 км.

Вторая часть поля скоростей, расположенная под Кроноцким п-овом, представлена узкой суб-вертикальной зоной со скоростями 9.0–9.7 км/с на глубинах 70–130 км и 8.0–9.0 км/с на глубинах 40–70 км. Эта зона возникла на месте области относительно пониженных скоростей, показанной на рис. 4.

Ввиду меньшего объема выборки исходных данных и контрастного характера изменения невязок на малых отрезках траекторий на ошибки скоростей $\pm 0.1–0.5$ км/с приходится 68% случаев, на $\pm 0.6–0.8$ км/с – 32% случаев. Полученный результат свидетельствует о существенном влиянии концентрации напряжений сжатия перед Кро-

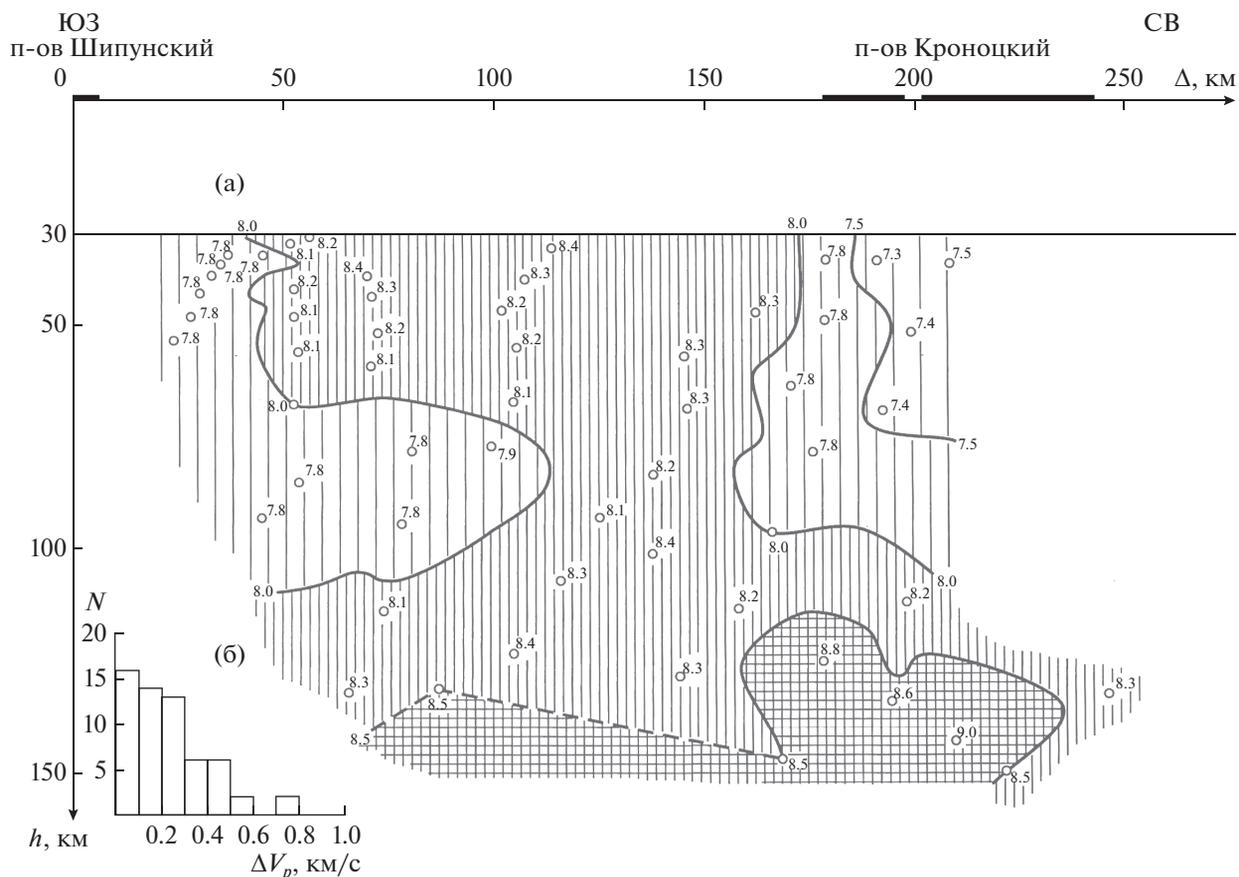


Рис. 6. Скорости P -волн в зоне Беньофа по данным для периода афтершоков (конец 1997 – середина 2008 гг.), по [9]. Обозначения см. рис. 5.

ночким землетрясением на скорости в среде. Этот вывод подтверждается механизмом его очага, который соответствует взбросу [5]. О накоплении напряжений в мантии под Кроноцким п-овом перед одноименным землетрясением также свидетельствует существование затишья по данным о числе мантийных землетрясений и количестве высвобожденной энергии в период с 1987 по 1997 гг. [10].

Были изучены также скорости объемных волн землетрясений в зоне Беньофа в период афтершоков Кроноцкого землетрясения для периода времени, сопоставимого с периодом, непосредственно предшествующим его возникновению, т.е. около 7 лет, с конца 1997 до середины 2004 гг. Объем выборки исходных данных по невязкам для станции Шипунский за этот период оказался примерно в 2 раза меньше, чем за 1991–1997 гг. (330 событий). По этой причине были несколько снижены требования к ошибкам локализации гипоцентров от ± 3 –5 до ± 5 –10 км. На ошибки скоростей ± 0.1 –0.5 км/с пришлось 93% всех ошибок [9].

Распределение скоростей P -волн в зоне Беньофа Центральной Камчатки для стадии афтер-

шоков Кроноцкого землетрясения (1997–2004 гг.) показано на рис. 6. По своему характеру оно близко к исходному фоновому полю скоростей для периода 1973–1990 гг.

Обращает на себя внимание отсутствие данных под северной частью Кроноцкого п-ова на расстояниях более 200 км от станции Шипунский. Это может быть следствием смещения области разрядки напряжений в сторону континентального склона, под которым расположен очаговый разрыв Кроноцкого землетрясения. В результате за счет концентрации числа землетрясений вблизи разрыва уменьшилось их число в пределах собственно зоны Беньофа.

СОПОСТАВЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СКОРОСТЕЙ P -ВОЛН С ДАННЫМИ ДРУГИХ АВТОРОВ ДЛЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КАМЧАТКИ

Критерием правильности результатов оценки скоростей на основе рассматриваемого подхода является их сопоставление с результатами других авторов, полученными по другим методикам.

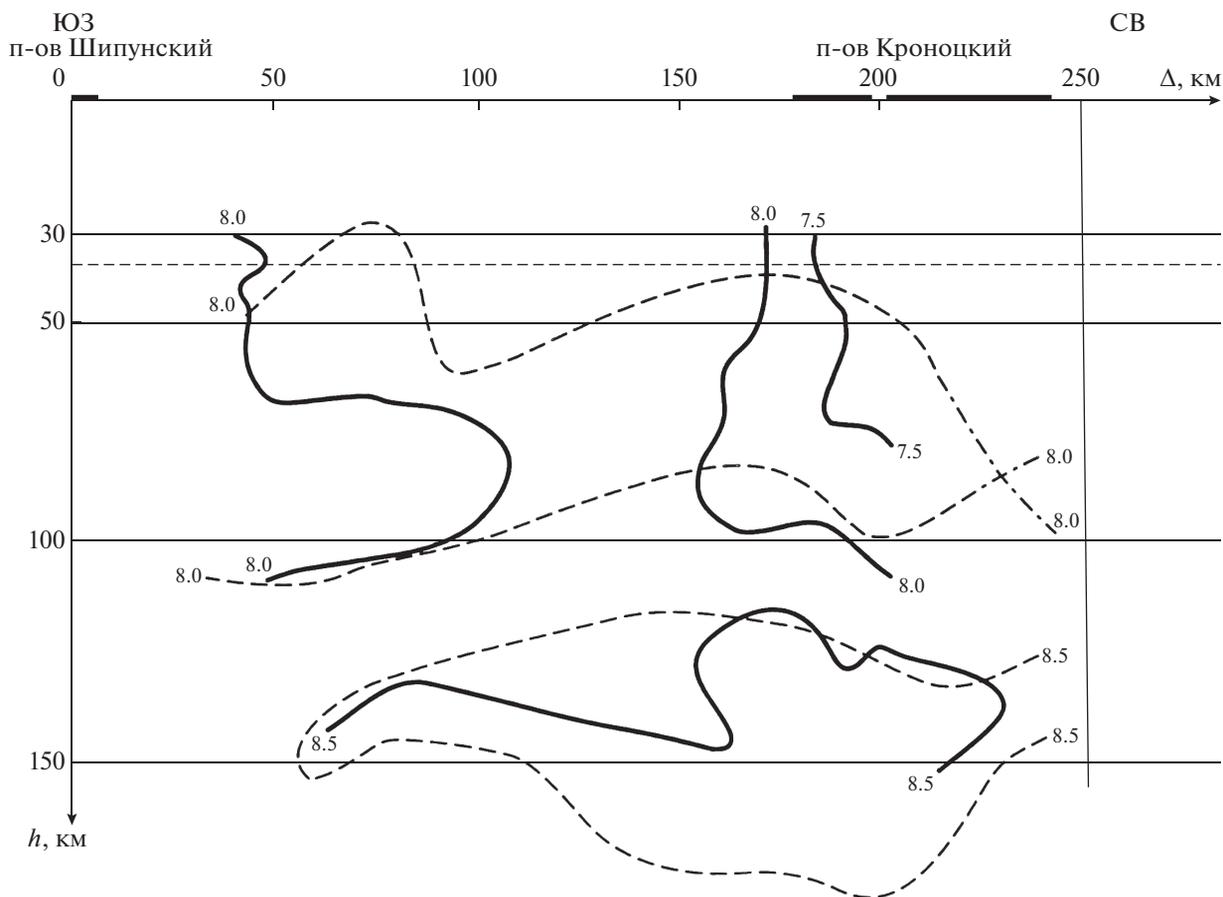


Рис. 7. Сопоставление схем распределения скоростей продольных волн в зоне Беньофа под Кроноцким п-вом по данным за 1998–2004 гг. (настоящая работа) – сплошные линии, за 1971–2003 гг. (работа [11]) – штриховые линии.

С этой целью для района Кроноцкого залива использовались данные работы [11], в которой приведены картины распределения скоростей в вертикальных плоскостях, ориентированных по простиранию зоны Беньофа. В этой работе применялся модифицированный томографический подход с использованием высокоточных нелинейных методов. Кроме методических отличий в этом случае была принята более высокоскоростная исходная модель мантии с повышением скорости на глубинах 90–120 и 120–150 км ($\Delta V_p = +0.2$ км/с). При сопоставлении с результатами данной работы, наряду с отмеченными, необходимо учитывать и другие особенности.

Во-первых, изучение скоростей в ней производилось по большой выборке невязок времен пробега к камчатским станциям от землетрясений за длительный период – с 1971 по 2003 гг. (около 6700 землетрясений) без учета разных стадий подготовки катастрофического Кроноцкого землетрясения: раннюю (1971–1990 гг.), позднюю (1991–1997 гг.) и период афтершоков (1998–2003 гг.). Резкое повышение скоростей в течение 1971–1997 гг. в мантии под Кроноцким п-вом

возможно могло несколько повысить общий уровень скоростей в 1971–2003 гг.

Во-вторых, данные вертикальных продольных разрезов в работе [11] не обеспечивают построения непрерывного распределения скоростей в зоне Беньофа на глубинах до 200 км. Сопоставление положений профилей 1 и 2 со схемой изолиний рельефа медианной плоскости зоны Беньофа из работы [16] (рис. 3), приводит к заключению, что профиль 1, проходящий через окончания п-овов Восточной Камчатки, дает сечение зоны на глубинах 51–75 км, а профиль 2, протягивающийся вдоль Восточно-Камчатского вулканического пояса, – на глубинах 126–150 км. В то же время отсутствуют данные о скоростях между сечениями в интервале глубин 76–126 км, что ограничивает сопоставление их распределения в разрыве между сечениями (глубины 75–126 км). Скомпонованный из профилей 1 и 2 приближенный вертикальный разрез поля скоростей в зоне Беньофа приведен на рис. 7. Для сопоставления на том же рисунке показано распределение скоростей в Кроноцком заливе по данным настоящей работы для периода афтершоков (1998–2004 гг.).

Как видно из рис. 7, разрез из работы [11] недостаточно удачен. Исходя из шага осреднения по глубине 20 км и принятой мощности земной коры 40 км, для сопоставления оценок скоростей в мантии следовало бы брать данные по профилю 1 только для глубины 50 км и более. Кроме того, данные по землетрясениям с глубинами очагов 0–50 км выбирались из области под всем континентальным бортом глубоководного желоба, в то время как в нашем случае только к северо-западу от изолинии глубин 26–50 км (рис. 3). Поэтому ход изолинии 8.0 км/с на глубинах менее 50 км не показателен и, кроме того, он противоречив и на глубинах более 50 км, так как на профиле 1 эта изолиния погружается под Кроноцким п-овом, а на профиле 2 она в том же месте стремится к малым глубинам, пересекаясь с одноименной изолинией. Основное отличие в ходе “глубинной” изолинии – ее непрерывность на рис. 7 и разделение на две ветви на рис. 6 под центром Кроноцкого залива. Это расхождение можно объяснить отсутствием данных для глубин 75–126 км. В то же время наблюдается сходство в ходе обеих изолиний на обоих рисунках под южной частью Кроноцкого залива и под Кроноцким п-овом на расстояниях от Шипунского п-ова 50–100 км и 160–210 км соответственно. К тому же рис. 6 построен по данным для отдельного периода наблюдений 1998–2004 гг., а не интегральной информации за 1971–2003 гг. Что касается высокоскоростной области с $V_p = 8.5$ км/с на глубинах 120–150 км, она полностью вписалась в аналогичную область согласно работе [11].

Таким образом, с учетом отмеченных выше факторов можно утверждать, что результаты оценки скоростей в зоне Беньофа Кроноцкого залива за более короткий период афтершоков по данным настоящей работы достаточно близки к независимым результатам трехмерных томографических построений за длительный период и, следовательно, заслуживают доверия.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как следует из содержания статьи, описываемый метод предназначен для изучения скоростей объемных волн в двухмерном варианте в пределах локальных участков зоны Беньофа с использованием данных детальных сейсмологических исследований. Ввиду малой мощности зоны по результатам этих исследований (от 40 км по [6] и до 50 км по [16]) и осесимметричного распределения очагов в ее пределах полученные скорости относятся к осевой (медианной) плоскости. Такой подход – единственный в своем роде и, как отмечено выше, ранее в инверсионной модификации он применялся только при интерпретации данных про-

фильных сейсмических исследований с целью изучения скоростной структуры земной коры.

Применимость метода имеет ограничения как по глубине, так и по горизонтальной протяженности исследуемого района, что отмечено выше. Исходя из факта уменьшения числа землетрясений с глубиной, трудно составить статистически представительную выборку сейсмических событий в обозримые сроки наблюдений.

Основным ограничением метода является наличие хотя бы одной станции наземной сети в области выхода зоны Беньофа на дно океана (например, станция Шипунский в Центральной Камчатке) или, по крайней мере, вблизи границ этой области. Такая ситуация в регионах островных дуг встречается весьма редко. Наиболее перспективно применение данного метода, как впрочем, и его трехмерной модификации, в случае использования донных станций у побережья. К сожалению, регулярное использование донных станций с целью изучения скоростной структуры зоны Беньофа пока неосуществимо по технико-экономическим причинам.

Ограничение размеров изучаемой области по глубине и горизонтальной протяженности определяется как резким уменьшением числа землетрясений с возрастанием глубины их очагов, так и одновременным снижением доли гипоцентров с малой погрешностью локализации при удалении от станции Шипунский, что отмечено ранее.

Кроме того, следует учесть, что по данным детальных сейсмологических наблюдений в 1980-х гг. был выявлен изгиб зоны Беньофа с изменением ее простирания от северо-восточного к меридиональному в районе восточнее Кроноцкого п-ова (примерно в 300 км от станции Шипунский, в точке с координатами 55° с.ш., 163° в.д., рис. 2. [16]). Вследствие этого пути от очагов землетрясений к северу от точки изгиба могут выходить за пределы зоны в низкоскоростную мантию континентального блока Камчатки, причем определение их протяженности в мантии этого блока весьма затруднительно из-за разреженности пунктов наблюдений.

Основные результаты выполненной работы можно сформулировать следующим образом.

1. Предложена версия инверсионного подхода к изучению скоростей объемных волн в зоне Беньофа в двухмерном варианте по данным о невязках времен пробега станции Шипунский, расположенной в области выхода зоны на дно океана. Полученные результаты распределения скоростей сопоставимы с оценками по данным трехмерного метода для того же района [11].

2. Принципиальным отличием двухмерного способа определения скоростей от трехмерного варианта инверсионного метода является сейсмическое просвечивание изучаемой среды в од-

ном направлении — по простирацию зоны Беньофа. При этом исключаются влияния как скоростной анизотропии среды, так и усложнения траекторий вследствие ее горизонтальной неоднородности в переходной зоне континент—океан. Использование сглаживания первичного распределения осредненных невязок с последующим построением поля невязок на втором шаге вычислений наряду с итерациями позволяет проводить интерпретацию этих полей вдоль ограниченного числа сейсмических лучей. Однако метод может быть эффективен только в региональном масштабе (глубины до 200 км, протяженность района до 650 км) при достаточно плотной сети станций. Он предъявляет также высокие требования к детальности исследований, точности локализации гипоцентров землетрясений и невязок времен пробега при достаточно большом объеме выборки исходных данных (желательно 1000 и более событий).

3. Вычислительная основа метода была разработана еще до опубликования методологии томографических методов исследований, поэтому главной задачей настоящей работы была более четкая аргументация данного подхода с использованием томографической терминологии. Следует отметить, что в рамках описываемого подхода ранее были получены результаты по распределению скоростей в зоне Беньофа Южных Курильских островов [13], в том числе и при интерпретации записей американских донных станций (Курильский эксперимент) [4], Южной Камчатки [7] и ее центральной части [8, 9].

4. Главным результатом исследований по описанной методике является непрерывное изучение скоростей в зоне Беньофа Центральной Камчатки на разных стадиях подготовки катастрофического Кроноцкого землетрясения 1997 г. с $M = 7.9$ (1973—1990, 1991—1997 гг.) и в период его афтершоков (конец 1997—2004 гг.). Было установлено возрастание скоростей P -волн в мантии зоны Беньофа до 9.3—9.7 км/с или на 12% в среднем по отношению к их фоновому значению (8.0—8.5 км/с) на последней стадии подготовки землетрясения (1991—1997 гг.). В течение начального периода афтершоков длительностью, сопоставимой с последним периодом подготовки землетрясения (конец 1997—2004 гг. или около 7 лет), величины скоростей вернулись к своим исходным значениям. Принимая во внимание непосредственную связь скоростей объемных волн с напряженным состоянием среды, удалось проследить эволюцию напряжений при их накоплении перед возникновением землетрясения с последующей разрядкой в период афтершоков. Полученный результат представляет единственный в своем роде пример целенаправленного изучения эволюции напряженного состояния среды по вариациям скоростей в периоды подготовки катастрофического

землетрясения и сразу после него. Аналогичные данные по регионам других островных дуг пока неизвестны. Кроме того, этот результат имеет прогностическое значение в среднесрочном плане и может быть использован при мониторинге скоростей объемных волн.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. Т. 2. М.: Мир, 1983. 360 с.
2. Гусев А.А. Ошибки определения параметров очага землетрясений Камчатки // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом. Новосибирск: Наука, 1974. С. 66—81.
3. Гутер Р.С., Овчинский Б.В. Элементы численного анализа и математической обработки результатов опыта. М.: Наука, 1970. 432 с.
4. Иващенко А.И., Ким Ч.У., Бобков А.О. Распределение скорости упругих волн под континентальным склоном Курильского глубоководного желоба // Сейсмологические исследования Мирового океана. М.: Изд-во МГК, 1983. С. 117—126.
5. Кроноцкое землетрясение 5 декабря 1997 года (предвестники, особенности, последствия). Петропавловск-Камчатский: Изд-во Камчатской гос. акад. рыбопром. Флота, 1998. 294 с.
6. Кузин И.П. Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки. М.: Наука, 1974. 132 с.
7. Кузин И.П., Левина В.И., Левченко Д.Г. и др. О скоростях волн P и S в зоне Беньофа Южной Камчатки // Физика Земли. 2004. № 2. С. 3—14.
8. Кузин И.П., Левина В.И., Соловьева О.Н., Флёнов А.Б. Об изменении скоростной структуры зоны Беньофа Центральной Камчатки в период подготовки землетрясения 1997 г. ($M = 7.9$) // Вулканология и сейсмология. 2006. № 2. С. 29—45.
9. Кузин И.П., Левина В.И., Флёнов А.Б. Распределение скоростей объемных волн в зоне Беньофа Центральной Камчатки в период афтершоков Кроноцкого землетрясения 1997 г. ($M = 7.9$) // Вулканология и сейсмология. 2007. № 3. С. 39—49.
10. Кузин И.П., Левина В.И., Фленов А.Б. О влиянии энергетического диапазона землетрясений на оценку характеристик сейсмического режима перед землетрясением 1997 г. ($M = 7.9$) // Вулканология и сейсмология. 2011. № 3. С. 46—64.
11. Низкоус И.В., Санина И.А., Кисслинг Э., Гонтовая Л.И. Скоростные свойства литосферы переходной зоны океан-континент в районе Камчатки по данным сейсмической томографии // Физика Земли. 2006. № 4. С. 18—29.
12. Славина Л.Б., Пивоварова, Левина В.И. Исследование особенностей строения фокальной зоны Камчатки на участке Авачинский залив — Кроноцкий залив // Вулканология и сейсмология. 2009. № 3. С. 38—50.
13. Тараканов Р.З., Ким Ч.У. Мозаика скоростей в верхней мантии Курило-Японского региона // Вулканология и сейсмология. 1979. № 1. С. 82—96.

14. Федотов С.А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1962. 116 с.
15. Федотов С.А., Кузин И.П. О скоростном разрезе верхней мантии в области Южных Курильских островов // Изв. АН СССР, Сер. геофиз. 1963. № 5. С. 670–676.
16. Федотов С.А., Гусев А.А., Чернышева Г.В. и др. Сейсмофокальная зона Камчатки (геометрия, размещение очагов землетрясений и связь с вулканизмом) // Вулканонология и сейсмология. 1985. № 4. С. 91–107.
17. Aki K., Christofferson A., Husebye E.S. Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere // J. Geophys. Res. 1977. V. 82. P. 277–296.
18. Firbas P. Tomography from seismic profiles // Seismic Tomography / Ed. Nolet G. Dordrecht. Netherlands: Reidel Publishing Company, 1987. P. 189–202.
19. Gorbatov A., Kostoglodov V., Suarez G., Gordeev E. Seismicity and structure of Kamchatka subduction zone // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 17883–17898.
20. Gorbatov A., Domingues J., Suarez G. et al. Tomographic imaging of the P-waves velocity structure beneath the Kamchatka peninsula // Geophys. J. Int. 1999. V. 137. P. 269–279.
21. Nolet G. Solving or resolving inadequate and noisy tomographic systems // J. Comput. Phys. 1985. V. 61. P. 463–468.
22. Spakman W. Upper mantle delay time tomography with an application to the collision zone of Eurasian, African and Arabian Plates. Ph.D. Thesis. Univ. of Utrecht. 1988. 200 p.
23. Spakman W., Nolet G. Imaging algorithms, accuracy and resolution in delay time tomography // Mathematical Geophysics: a Survey of Recent Developments in Seismology and Geodynamics / Eds. Vlaar N.J. et al. Reidel. Dordrecht. 1988. P. 155–188.
24. Van der Hilst R.D., Engdahl E.R. Step-wise relocation of ISC hypocenters for linearized tomographic imaging of slab structure // Phys. Earth Planet. Inter. 1992. V. 8. P. 43–71.
25. Van der Hilst R.D., Spakman W. Importance of the reference model in linearized tomography and images of subduction below the Caribbean Plate // Geophys. Res. Lett. 1989. V. 16. № 10. P. 1093–1096.

Determination of Two-Dimensional Velocity Structure of the Benioff Zone Based on the Inversion of Travel Time of Body Waves (on the Example of Central Kamchatka)

I. P. Kuzin, A. B. Flenov

A 2-D version of method for determination of body wave velocities within Benioff zone of Kamchatka was developed, based on the seismic tomography concept. In this case there were analysed delay times from local earthquakes to single station placed on exit of zone at ocean bottom. In the method is considered relation of the delay times along source-station pathways with seismic slowness, which is inverse to velocity from one hand and to gradient of time field or distance derivative of hodograf dt/dl on the other hand. In the point of view the observed delay time field is difference between the model and experimental slownesses. Its averaging on depth and distance in rectangular windows 50×50 km and following inversion allowed their transformation, with help of program Surfer Golden Software, in discrete velocity field within the axial plane Benioff zone. The repeated smoothing of this field on base of the same program gives possibility to obtain the continuous version of velocity field in isolines. On described method there were calculated velocities within Benioff's zone both in Southern Kuriles and in South-Central Kamchatka. The principal result of investigations on base of described method in Central Kamchatka is revealance of abrupt jump of body wave velocities (to 1.3 km/s for P -waves and 0.8 km/s for S -waves) beneath Kronotsky peninsula during 7 years before catastrophic Kronotskoye earthquake of 1997 ($M = 7.9$) with an upthrust mechanism. This jump testifies the concentration of strains in its epicentral area. This result is important for forecasting on medium time scale.