

**ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТИХООКЕАНСКОГО
ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА В СТВОРЕ ОПОРНОГО ПРОФИЛЯ 8-ДВ**

**В.М. Соловьев¹, А.С. Сальников², В.С. Селезнев³, Т.В. Кашубина⁴, А.В. Лисейкин³
Н.А. Галёва¹**

- ¹Алтае-Саянский филиал ФИЦ ЕГС РАН, пр-т ак. Коптюга 3, г. Новосибирск, 630090; e-mail: solov@gs.nsc.ru
²АО «Сибирский институт геологии, геофизики и минерального сырья», Красный пр-т 67, г. Новосибирск, 630091;
e-mail: seispv@sniiggims.ru
³Сейсмологический филиал ФИЦ ЕГС РАН, пр-т ак. Коптюга 3, г. Новосибирск, 630090; e-mail: svv0428@mail.ru,
avl@gs.sbras.ru
⁴ФГБУ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ),
г. Санкт-Петербург, Средний проспект, 74, e-mail: Tatiana_Kashubina@vsegei.ru

Поступила в редакцию 12 января 2023 г.

Представлены результаты глубинных сейсмических исследований на Сихотэ-Алиньском фрагменте опорного геофизического профиля 8-ДВ, пересекающего крупные складчатые структуры Тихоокеанского тектонического пояса – Сихотэ-Алиньский орогенный пояс с наложенной Среднеамурской впадиной и Восточно-Сихотэ-Алиньский вулcano-плутонический пояс. Построен глубинный сейсмический разрез земной коры и верхней мантии с распределением скорости продольных волн. Скорость Р- волн в верхней части разреза изменяется от 4.0–5.0 км/с в пределах Среднеамурской впадины и восточной части Восточно-Сихотэ-Алиньского вулcano-плутонического пояса до 5.5–5.6 км/с в пределах центральной части Сихотэ-Алиньского орогенного пояса. Установлено сложнодислоцированное строение мощного палеозойского осадочного комплекса в пределах Среднеамурской впадины. Кристаллические породы со скоростью продольных волн в 6.0–6.2 км/с залегают на глубинах от 8 до 13 км на разных участках Среднеамурской впадины и 4–6 км в пределах Сихотэ-Алиньского орогенного комплекса. Во всей толще земной коры Сихотэ-Алиньского фрагмента профиля 8-ДВ скорость продольных волн составляет 6.3–6.35 км/с. Мощность земной коры изменяется от 32–34 км в северной части фрагмента до 36–37 км в центральной и восточной его частях. По границе Мохоровичича скорость продольных волн в целом составляет 8.1–8.3 км/с; выделен ряд участков с пониженными значениями V_p до 7.8–8.0 км/с в зонах сочленения крупных блоков земной коры. Проведена корреляция выделенных аномалий по данным Р-волн со структурно-тектоническими зонами, зонами глубинных разломов и сейсмичностью. Так в створе профиля по глубинному Центральному Сихотэ-Алиньскому разлому обособляется мощная низкоскоростная осадочная толща Среднеамурской впадины с амплитудой смещений палеозойских отложений 4–5 километров на участке ее сочленения с Сихотэ-Алиньским орогенным поясом. Зоны повышенной неоднородности верхней коры, проецирующиеся в контур Среднеамурской впадины, отмечаются повышенной сейсмичностью.

Ключевые слова: скорости продольных волн, глубинный сейсмический разрез, профиль ГСЗ, Тихоокеанский тектонический пояс.

ВВЕДЕНИЕ

Тихоокеанский тектонический пояс (ТПП), представляющий «...комплекс разновозрастных структурных образований земной коры, связанных единой системой простираний, укладывающихся в огромное тектоническое кольцо, разделяющее ложе Тихого океана и древние платформы окружающих океан континентов» [22], является самым крупным на планете

окраинно-материковым подвижным поясом земной коры». История его образования и развития дает ценные сведения о закономерностях структурной эволюции всей земной коры планеты, что делает актуальным получение детальных сейсмических данных о сейсмическом строении земной коры и мантии Тихо-

океанского тектонического пояса. В пределах ТТП на территории РФ в 2018 г. Роснедра был выполнен Сихотэ-Алиньский фрагмент опорного геофизического профиля 8-ДВ.

В представленной ниже статье в створе профиля освещено глубинное сейсмическое строение земной коры и верхней мантии по данным продольных сейсмических волн Сихотэ-Алиньского орогенного пояса с наложенной Среднеамурской впадиной в западной части и Восточно-Сихотэ-Алиньского вулcano-плутонического пояса (рис. 1).

ВОЛНОВОЕ ПОЛЕ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН НА СИХОТЭ-АЛИНЬСКОМ ФРАГМЕНТЕ ПРОФИЛЯ 8-ДВ

Полевые исследования на Сихотэ-Алиньском фрагменте профиля 8-ДВ выполнялись по методике точечных зондирований [12, 21] на двух расстановках: 6 и 7, протяженностью каждой около 310 км (рис. 1). Расстояния между источниками возбуждения (взрывы в неглубоких водоемах и болотах зарядов весом 3–5 т) составляли 20–40 км, между станциями с вертикальными приборами – от 5 до 8 км. На рисунке 2 представлены примеры волнового поля продольных волн (на удалениях 0–300 км от источников), освещающих земную кору и верхнюю мантию Сихотэ-Алиньского фрагмента. В пределах расстановок 6 и 7 скорость Р-волн в первых вступлениях на удалениях 0–15 км в целом изменяется от 4.0–4.4 км/с до 5.0–5.8 км/с. Наиболее высокими значениями скорости продольных волн характеризуются участки высокогорных хребтов (Баджалского, Мяочан, Джаки-Унахта-Якбыяна и Сихотэ-Алинь [29], рис. 1, б) и плоскогорий; пониженные значения скорости Р-волн установлены на участках дельты Амура и поймы реки Тумнин в районе Татарского пролива (рис. 1, б). На базах свыше 10–15 км и до больших удалений в 130–150 км скорость продольных волн по основной массе годографов возрастает незначительно, примерно до 5.9–6.15 км/с. На удалениях свыше 130–140 км на расстановке 6 и свыше 160–180 км на расстановке 7 в первых вступлениях начинают регистрироваться волны с высокими значениями кажущейся скорости в 8.1–8.7 км/с, по кинематическим, динамическим характеристикам и области прослеживания отнесенным к преломленным продольным волнам от поверхности Мохоровичича (Р_{пр}^М-волнам) (рис. 2).

Редуцированные времена Р_{пр}^М-волнам (при скорости редукции 8.0 км/с) в области выхода в первые вступления изменяются от 6.0–6.7 с в пределах расстановки 6 до 7.0–7.5 с на расстановке 7, что говорит в целом о небольшой мощности земной коры в пределах Сихотэ-Алиньского фрагмента профиля, а также

о небольшом погружении границы М в пределах его восточного участка.

Продольные преломленные волны от поверхности Мохоровичича на сейсмограммах состоят из двух-трех фаз с видимыми частотами 8–11 Гц. Нагоняющие годографы с крайних пунктов возбуждения на расстановках 6 и 7 (достроенные с использованием начальных точек по данным отраженных волн) параллельны и увязываются во взаимных точках по системам встречных и нагоняющих годографов. Осредненные значения V* (кажущейся скорости) по годографам составляют 7.7–8.7 км/с и 7.5–8.6 км/с, соответственно, для расстановок 6 и 7 профиля 8-ДВ.

В последующих частях записей поля продольных волн на удалениях 80–200 км на ряде годографов выделяется мощная отраженная волна, идентифицируемая по кинематическим и динамическим признакам (рис. 2) как отраженная волна от поверхности Мохоровичича (Р_{отр}^М). Представлена она как трехфазными, так и многофазными группами колебаний с видимыми частотами 6–10 Гц.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ И РЕЗУЛЬТАТЫ

Интерпретация данных продольных волн на двух расстановках Сихотэ-Алиньского фрагмента профиля 8-ДВ проводилась традиционными в ГСЗ способами [12, 21, 27]. Были построены годографы рефрагированных Р-волн от границ в земной коре, преломленных и отраженных волн от границы Мохоровичича, увязанные во взаимных точках. По данным рефрагированных волн рассчитаны томографические разрезы земной коры до глубин 15–25 км. По данным преломленных и отраженных продольных волн от границы М определялась средняя (эффективная) скорость Р-волн в земной коре, положение поверхности Мохоровичича и распределение вдоль нее значений граничной скорости.

Определение эффективной скорости продольных волн в земной коре ($V_{эф}$) производилось по центрам зондирований. Были получены детальные распределения значений скорости в земной коре: 6.23–6.37 км/с и 6.29–6.44 км/с соответственно на расстановках 6 (рис. 3, а) и 7 (рис. 3, б). Как видно из рис. 3, а, в северной и южной частях расстановки 6 отмечаются низкие значения эффективной скорости Р-волн в 6.25 км/с.

В центральной части расстановки 6 (X=75–245 км) значения эффективной скорости продольных волн повышены до 6.30–6.38 км/с.

На расстановке 7 профиля 8-ДВ эффективная скорость, по сравнению с расстановкой 6, в целом повышена до 6.30–6.45 км/с (рис. 3, б). Наиболее

высокие значения скорости в 6.35–6.45 км/с отмечены на участке $X = 55–65$ км и в 6.4 км/с на участке $X = 160–205$ км. Уменьшение эффективных скоростей до 6.3 км/с отмечается на участках $X = 75–95$ км в западной части расстановки и $X = 225–250$ км в восточном ее окончании (рис. 3, б).

По годографам $P_{пр}^M$ -волн (с использованием начальных точек по данным отраженных волн от границы М) построены графики значений кажущейся скорости в прямом и встречном направлениях для расстановок 6 и 7, определены осредненные значения кажущейся скорости и граничная скорость (с учетом сейсмического сноса) [27] (рис. 4). Граничная скорость $P_{пр}^M$ -волн по поверхности Мохоровичича в северной и южной частях расстановки 6 ($X = 75–150$ км и $X = 170–210$ км) имеет в целом нормальные значения в 8.1 ± 0.1 км/с. Повышенные значения граничной скорости в 8.3 ± 0.1 км/с отмечены в центральной части расстановки ($X = 150–170$ км).

На расстановке 7 граничная скорость $P_{пр}^M$ -волн более дифференцирована: в начальной (западной части) расстановки ($X = 90–130$ км) значения граничной скорости понижены до 7.8 ± 0.1 км/с; в центральной части расстановки они близки к нормальным значениям и составляют 8.0 ± 0.1 км/с для участка $X = 130–155$ км и $7.9–8.0$ км/с на участке $X = 155–180$ км. В восточной части расстановки значения граничной скорости $P_{пр}^M$ -волн несколько повышены и составляют 8.15 ± 0.1 км/с.

Глубины до поверхности Мохоровичича определялись с использованием данных отраженных волн от границы М при средних значениях $V_{эф}$ в 6.3 ± 0.1 км/с для расстановки 6 и 6.35 ± 0.1 км/с для расстановки 7 профиля 8-ДВ.

В результате сводной интерпретации волн в первых вступлениях, преломленных и отраженных волн от границы Мохоровичича построены глубинные сейсмические разрезы по расстановкам 6 и 7 и сводный результирующий разрез по Сихотэ-Алиньскому фрагменту профиля 8-ДВ (рис. 5).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В структурно-тектоническом плане Сихотэ-Алиньский фрагмент профиля 8-ДВ находится в пределах крупнейшего Тихоокеанского тектонического пояса; при этом северная часть профиля (расстановка 6 на врезке рис. 1, а) находится в области сочленения с Амуро-Охотской складчатой системой Центрально-Азиатского тектонического пояса. В качестве крупных структурных единиц Тихоокеанского тектонического пояса в створе Сихотэ-Алиньского фрагмента профиля выделяются Сихотэ-Алиньский орогенный пояс с наложенной Среднеамурской впадиной в западной

части (рис. 1, а) и Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканоплутонический пояс (рис. 1, а) [29]. Все орогенные пояса по периферии Тихого океана, включая Сихотэ-Алиньский, представляющие «совокупность деформационных структур, возникающих на месте и (или) окраине океанического бассейна в результате аккреции террейнов к континенту (кратону) или при столкновении (коллизии) континентальных блоков» [18], формировались в мезозое и кайнозое [3, 18, 29].

Среднеамурская впадина представлена обширной равниной, простирающейся в среднем течении р. Амур, ограниченная на северо-западе и севере хребтами Мяо-Чан, Джаки-Унахта-Якбыяна, а на востоке хребтом Хоми и отрогами Сихотэ-Алиня (рис. 1, б). Согласно [2, 29], «Среднеамурский кайнозойский осадочный бассейн представляет Среднеамурский блок грабеновых структур Восточно-Азиатского грабенового пояса. Западная и юго-западная его части располагаются в зоне влияния Цзямусы-Малохинганского массива, северная, восточная и юго-восточная – в зоне Сихотэ-Алиньского орогенного пояса. Структурно-вещественная гетерогенность палеозойско-мезозойского фундамента обусловила его сложное блоковое строение, отраженное сочетанием многочисленных сравнительно крупных грабенов и грабеноподобных погружений, с разделяющими их поднятиями, горстами, выступами». Мощность кайнозойских осадочных отложений с меловым комплексом в ряде грабенов Среднеамурского осадочного бассейна, по данным [11, 29], может превышать 4 км.

Сихотэ-Алиньский орогенный пояс в створе профиля 8-ДВ на севере сочленяется со структурами Монголо-Охотской орогенной области, на востоке и западе перекрыт соответственно вулканитами Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканоплутонического пояса и отложениями чехла Среднеамурской впадины (рис. 1, а). Представлен Сихотэ-Алиньский орогенный пояс рядом антиклинорий северо-восточного простирания, граничащих между собой по разломам; в антиклинориях обнажаются палеозойские вулканогенно-кремнисто-терригенные формации с выходом в отдельных местах глубокометоморфизованных пород нижнего протерозоя [3].

Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканоплутонический пояс протягивается на 1500 км (при ширине до 100 км) по западному побережью Татарского пролива в север-северо-восточном направлении, несогласно пересекая покровно-складчатые структуры средне-меловых и юрских тектонических областей Дальнего Востока России (рис. 1, а) [29]. Западная граница пояса проходит параллельно Центральному Сихотэ-Алиньскому разлому (рис. 1, а). Путями проникновения магмы на поверхность служила система глубин-

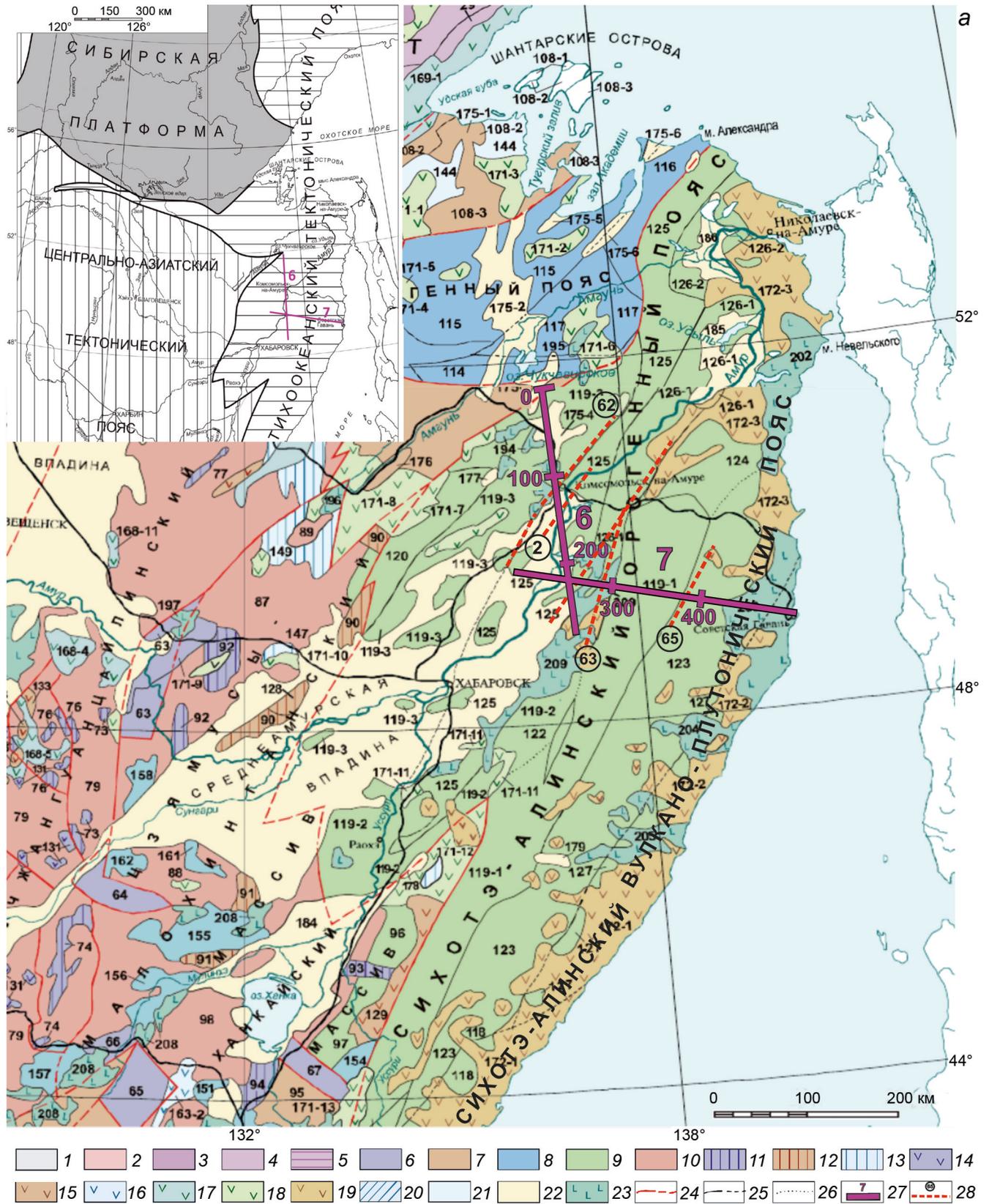
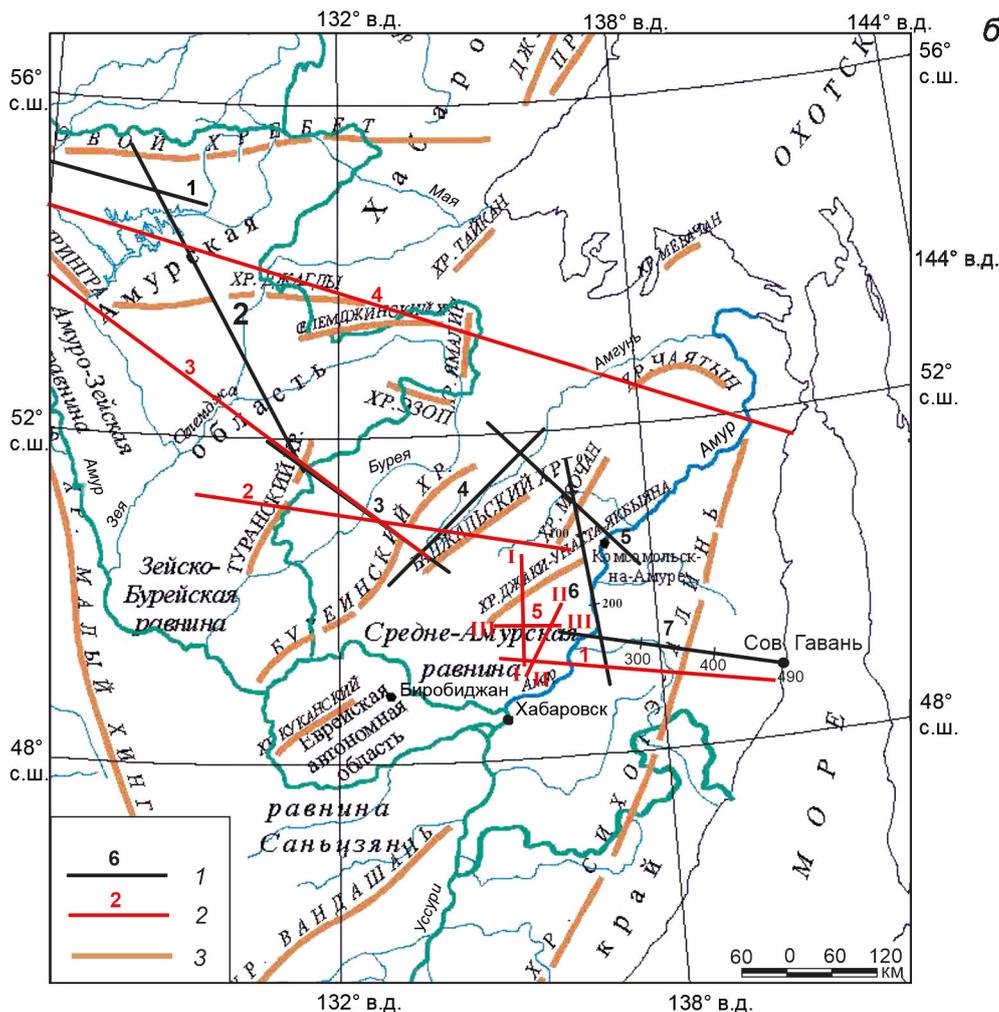


Рис. 1. Схема тектонического районирования по [29], (а) и административно-орографическая схема (б) в районе профиля 8-ДВ.

(1-26) на рисунке 1, а – по [29].

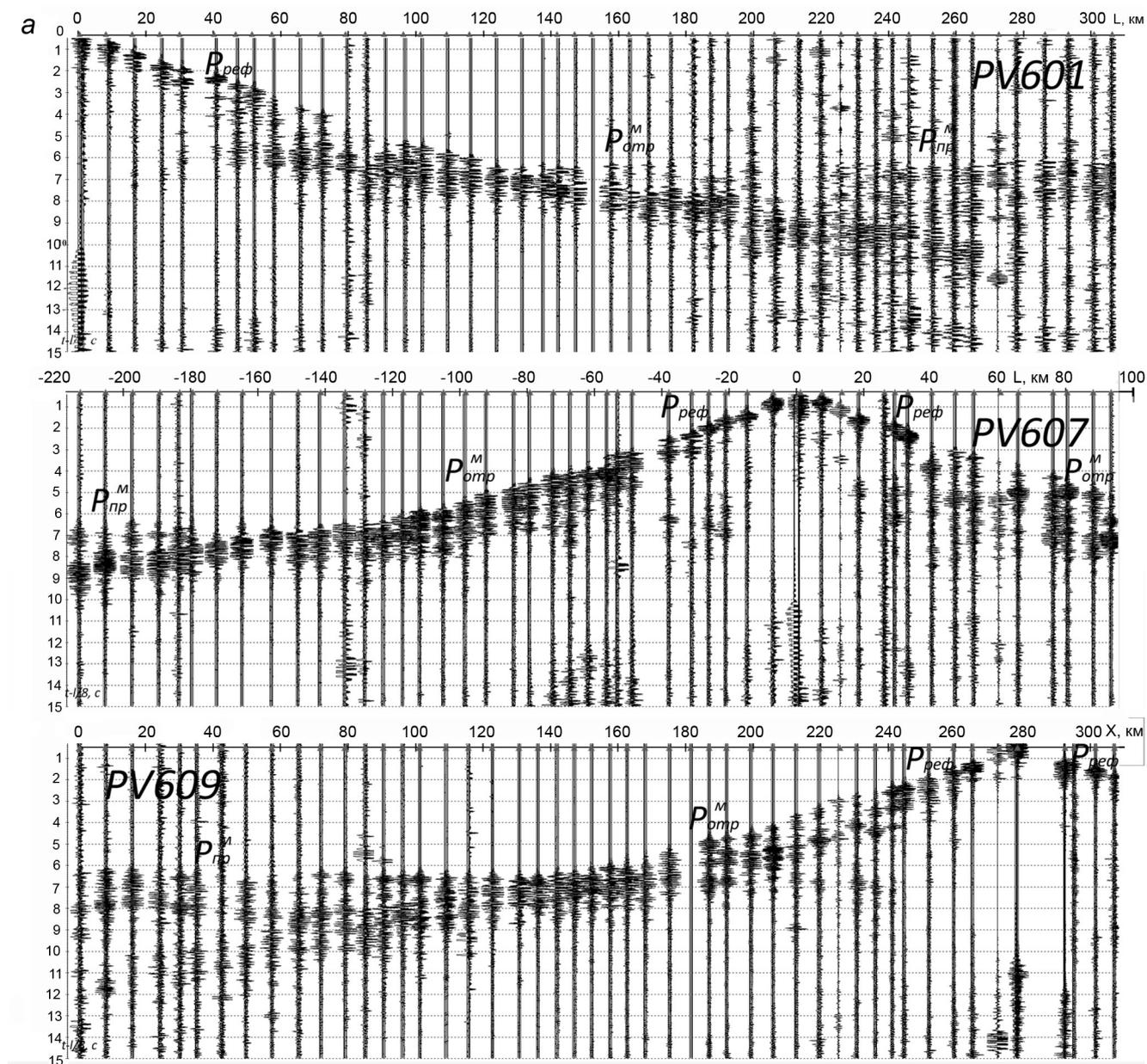


1 – чехлы древних платформ; 2 – внутрикратонные прогибы; 3 – гранулит-гнейсовые области; 4 – гранит-зеленокаменные области; 5 – зеленокаменные пояса; 6–9 – орогенные пояса: 6 – каледонские, 7 – герцинские, 8 – среднемезозойские, 9 – позднемезозойские; 10 – докембрийские массивы (микроконтиненты); 11–13 – краевые прогибы: 11 – раннепалеозойские, 12 – позднепалеозойские, 13 – мезозойские; 14–19 – вулканические пояса и зоны: 14 – раннепалеозойские, 15 – позднепалеозойские, 16 – позднетриасовые, 17 – позднеюрские-раннемеловые, 18 – меловые, 19 – позднемезозойско-кайнозойские; 20 – мезозойский передовой прогиб; 21–22 – континентальные впадины: 21 – триас-юрские, 22 – мезозойско-кайнозойские; 23 – позднекайнозойские базальты; 24–26 – границы тектонических подразделений: 24 – главных, 25 – второстепенных, 26 – внутриструктурных; 27, 28 – расстановки профиля 8-ДВ и фрагменты региональных разломов в створе профиля (62, 63, 65 – соответственно Амурский, Центральный Сихотэ-Алиньский, Верхнеанюйский, по [37], 2 – Итунь-Илан, по [5, 6, 15]); на рисунке 1, б 1, 2 – расстановки профиля 8-ДВ (1) и региональных профилей ГСЗ (2) (1 – Литовко-Инокентьевский 1974 г. [19, 20, 24], 2 – Свободный – Комсомольск-на-Амуре 1974–1976 гг. [20, 24], 3 – Зeya – Селемджа – Буряя [17], 4 – Абакан – Тында – Татарский пролив (Базальт) 1990 г. [1, 4], 5 – деталиные профили ГСЗ 1985–1986 гг. в Среднеамурской впадине (I-I, II-II, III-III) [17]). На врезке рисунка 1, а представлена структурно-тектоническая схема Центрально-Азиатского и Тихоокеанского тектонических поясов по [29].

ных разломов [3]. По [14], Восточно-Сихотэ-Алиньский вулcano-плутонический пояс является полигенной структурой, сформированной магматическими породами двух различных геодинамических этапов. Для него характерна структурная неоднородность, проявляющаяся в наличии как положительных (сводовые, купольные, горстовые), так и отрицательных (депресссионные, граберобразные) структур [3].

Площадь исследований в створе Сихотэ-Алиньского фрагмента опорного профиля 8-ДВ пересека-

ется крупными региональными разломами северо-восточного простирания: Амурским, Центральным Сихотэ-Алиньским, Верхнеанюйским и Итунь-Илань (рис. 1, а) [5, 6, 15, 37]. Центральный Сихотэ-Алиньский разлом является главной разрывной структурой региона, проходит внутри Сихотэ-Алиньской складчатой области практически прямолинейно от берега Японского моря на юге более чем на 700 км на северо-восток [5, 8]. Главные смещения по разлому произошли в позднем мелу. Левый сдвиг доказыва-



ется анализом структур. Металлогеническое значение разлома заключается в том, что связанными с ним движениями были подготовлены рудопроводящие и рудоконтролирующие структуры, осуществлена связь с глубокими частями земной коры, вызвано гранитоидное магмообразование, которым в значительной степени обусловлены извлечение, захват, концентрация и вынос металлов. Окончательное формирование месторождений, однако, во многих случаях зависело от более молодых деформаций, магматической и гидротермальной деятельности, с которыми связаны и самостоятельные месторождения. Центральный Сихотэ-Алиньский разлом является одним из основных и вполне закономерным

элементом зоны контакта континентальных и океанического блоков литосферы, структура которой создана субмеридиональным горизонтальным сжатием и относительным движением океанического блока к северу [8]. Другим крупным региональным разломом в створе профиля является разлом Итунь-Илань, входящий в сдвиговую систему Тан-Лу северо-восточного простирания [5, 6, 15]. По основному кинематическому типу является левым сдвигом; заложился в палеозое. Согласно [5], «Активизация системы разломов Тан-Лу в поздне меловое-кайнозойское время обусловило формирование Тан-Лу Охотской рифтовой системы, частью которой является Среднеамурский осадочный бассейн».

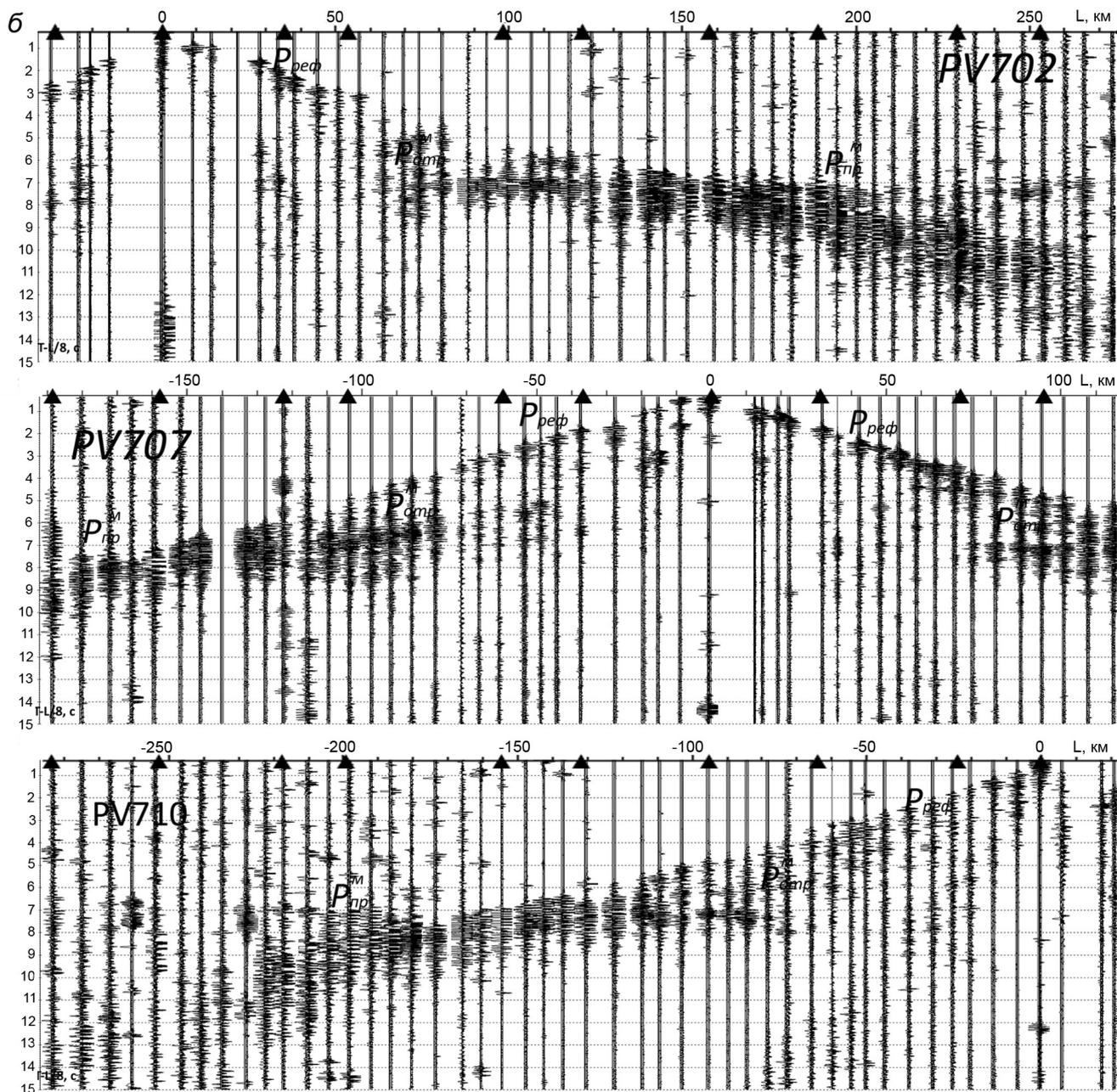


Рис. 2. Примеры сводных редуцированных монтажей сейсмограмм, полученных на расстановках 6 (а) и 7 (б) профиля 8-ДВ.

(P_{ref}^M , $P_{пр}^M$, $P_{отр}^M$ – соответственно рефрагированные волны от границ в верхней и средней коре, преломленные и отраженные волны от границы Мохоровичича (М)).

Ряд исследователей отмечает, что глубинные разломы Восточного Приамурья и Северного Сихотэ-Алиня определили деление территории на ряд самостоятельных геологических областей [8, 29, 33]. При этом отмечен доминирующий вертикальный характер разломов различного ранга, что предопределило неравномерное геологическое развитие территории и ее ступенчато-блоковое строение [33].

Особенности геологического строения Сихотэ-Алиньской складчатой области находят свое отражение в структурных и скоростных характеристиках сейсмического разреза по Сихотэ-Алиньскому фрагменту профиля 8-ДВ. Так, в створе профиля по глубинному Центральному Сихотэ-Алиньскому разлому обособляется мощная низкоскоростная осадочная Среднеамурская впадина на участке $X = 20\text{--}240$ км

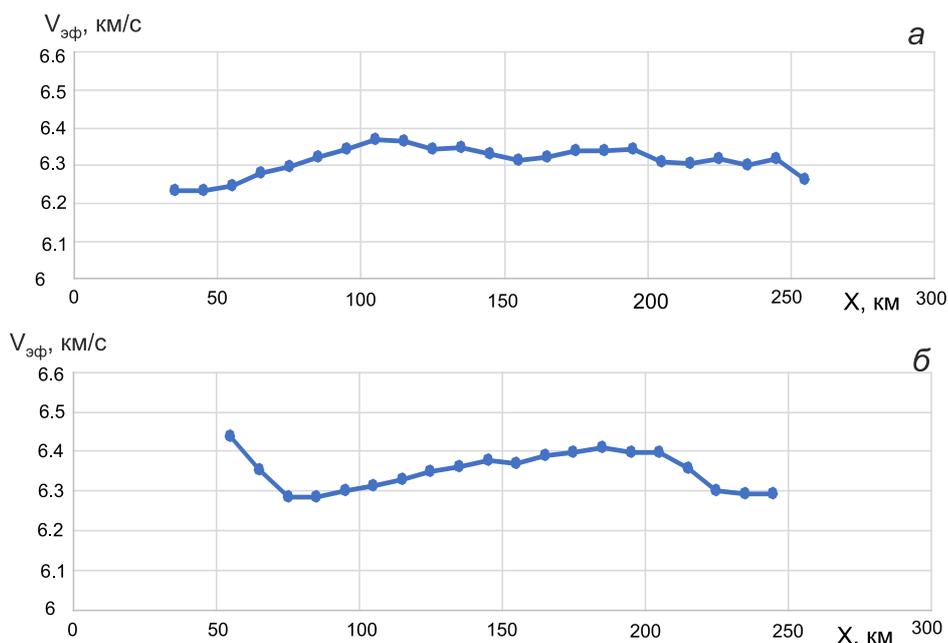


Рис. 3. Графики эффективных скоростей отраженных продольных волн от границы Мохоровичича на расстановках 6 (а) и 7 (б), определенные по центрам зондирований.

Окно определения 50 км, шаг 10 км.

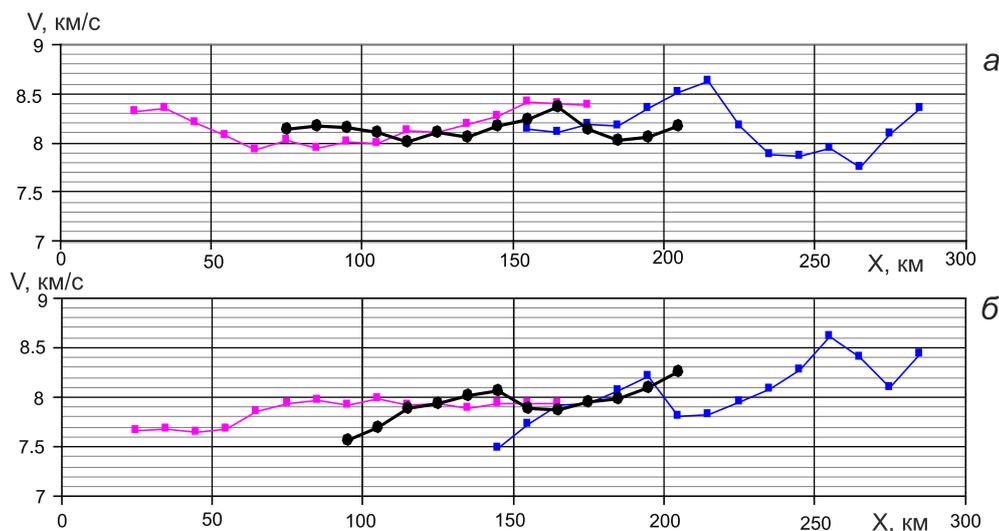


Рис. 4. К определению граничной скорости на расстановках 6 (А) и 7 (Б) профиля 8-ДВ.

На рисунках синим и красным цветом представлены графики значений кажущейся скорости в прямом и встречном направлениях, соответственно; значения граничной скорости представлены черным цветом.

(рис. 5). В верхней части разреза впадины отмечены пониженные значения скорости продольных волн в 4.0–5.0 км/с. Практически горизонтальное положение изолиний скорости в 5.0–5.6 км/с, вероятно отражающее горизонтальное расположение осадочных слоев, отмечается до глубин ~3–4 км. Согласно геологическим и сейсмостратиграфическим исследованиям [11,

23, 29], они могут отвечать кайнозойским отложениям с меловым комплексом. Ниже отмечается неоднородно-блоковое строение высокоскоростных слоев в 5.7–5.9 км до глубин 7–13 км, представляющих, по-видимому, дислоцированные структуры среднепалеозойского комплекса [29] (рис. 5). Наиболее мощная толща этих пород до глубин 13 км отмечается на участке

$X = 105\text{--}145$ км. Северная часть зоны прогиба этой толщи совмещена с глубинным Амурским разломом (рис. 5). Породы со скоростями $6.0\text{--}6.3$ км/с (отвечающие кристаллическим) находятся на глубинах $7\text{--}8$ км в северной и южной частях впадины и $14\text{--}15$ км – в центральной части (рис. 5). Более высокоскоростные породы со скоростями в $6.4\text{--}6.6$ (до 6.8) км/с под Среднеамурской впадиной начинают прослеживаться на глубинах $17\text{--}18$ километров.

Сихотэ-Алиньский орогенный пояс в разрезе в створе профиля представлен антиклинорием с воздыманием в центральной части ($X = 325\text{--}375$ км, рис. 5) предположительно палеозойских вулканогенно-кремнисто-терригенных пород [3]. Амплитуда смещений палеозойских отложений по Центральному Сихотэ-Алиньскому разлому на участке сочленения со Среднеамурской впадиной ($X = 235\text{--}250$ км) составляет $4\text{--}5$ км (рис. 5). Кристаллические породы, предположительно протерозойского возраста, со скоростями $6.0\text{--}6.2$ км/с под центральной частью Сихотэ-Алиньского орогенного комплекса прослеживаются с глубин $4\text{--}5$ км до глубин 18 м (рис. 5). В восточной и западной частях орогенного комплекса в глубинном трассировании Центрального Сихотэ-Алиньского и Верхнеанюйского разломов (рис. 1, а) с глубин $\sim 12\text{--}13$ км выделяются высокоскоростные (в $6.4\text{--}6.6$ км/с) породы (рис. 5), которые можно отнести к интрузивным магматическим очагам.

Глубинное строение Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканоплутонического пояса освещено менее детально. В восточном его окончании в верхней части разреза залегают низкоскоростные мезозойские осадочные отложения ($4.0\text{--}5.0$ км/с, рис. 5). Нижележащий палеозойский комплекс со скоростями $5.6\text{--}5.9$ км/с на глубинах ~ 5 км сменяется толщей кристаллических пород со скоростями $6.0\text{--}6.2$ км/с, предположительно протерозойского возраста [3].

Мощность земной коры в целом по Сихотэ-Алиньскому фрагменту профиля 8-ДВ составляет $32\text{--}37$ км. Повышенные значения мощности в $36\text{--}37$ км установлены в центральной и восточной части фрагмента, а наиболее низкие значения мощности земной коры в $32\text{--}33$ км отмечены в его северной части ($X = 40\text{--}100$ км).

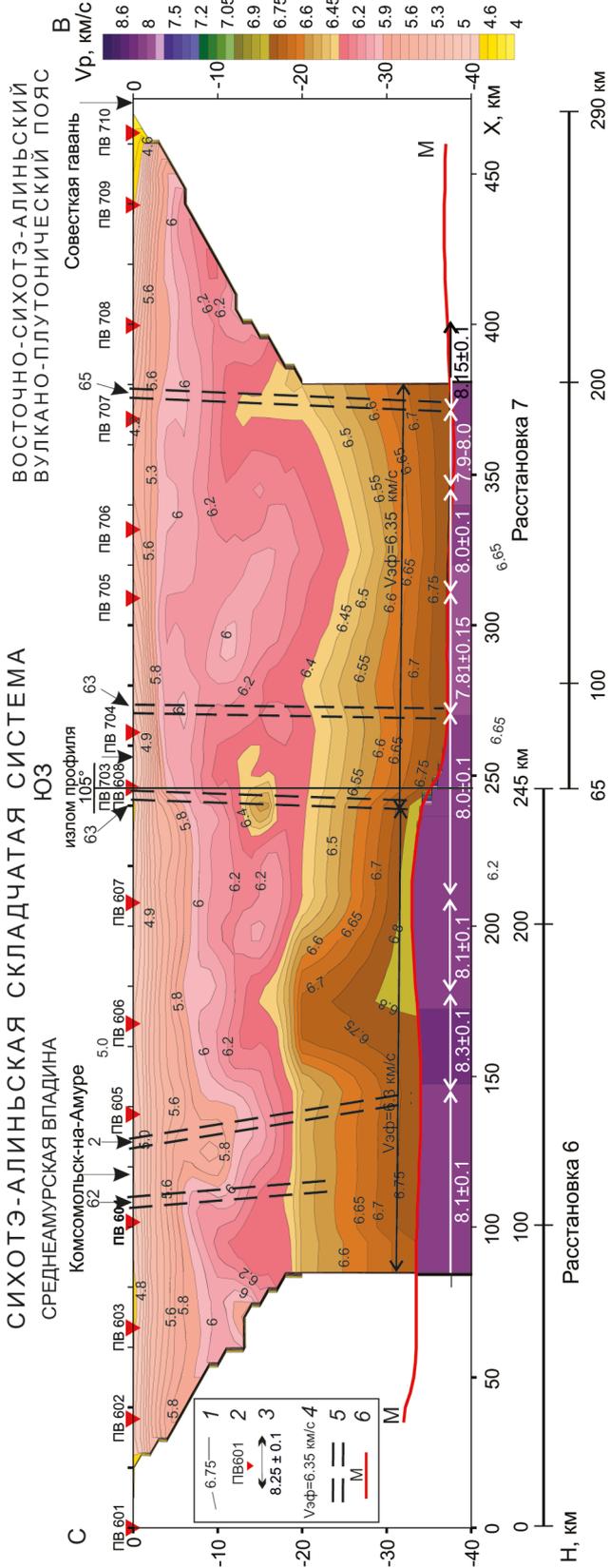
Граничная скорость продольных волн по поверхности Мохоровичича на большей части Сихотэ-Алиньского фрагмента имеет нормальные значения в 8.1 ± 0.1 км/с (рис. 5). Повышенные значения граничной скорости Р-волн от границы М в 8.3 ± 0.1 км/с отмечены под центральной частью Среднеамурской впадины ($X = 150\text{--}200$ км). Пониженные значения граничной скорости в 7.8 ± 0.1 км/с и $7.9\text{--}8.0$ км/с отмечены в центральной и восточной частях Сихотэ-

Алиньского фрагмента на участках $X = 275\text{--}310$ км и $X = 335\text{--}370$ км, соответственно. Зоны пониженной скорости по границе М коррелируют с глубинным трассированием региональных разломов, главным образом Центрального Сихотэ-Алиньского и Верхнеанюйского (рис. 5). Согласно распределению граничной скорости на расстановке 6 профиля 8-ДВ (рис. 4, а), понижение граничной скорости продольных волн до 8.0 км/с отмечается также на участке $X = 110\text{--}120$ км в зоне Амурского глубинного разлома (рис. 5).

Средняя скорость продольных волн в земной коре Сихотэ-Алиньского фрагмента в целом увеличивается от 6.3 ± 0.1 км/с в северной его части до 6.35 км/с в восточной части (рис. 5). Более высокие значения скорости Р-волн в $6.35\text{--}6.40$ км/с установлены в центральных частях Среднеамурской впадины ($X = 100\text{--}200$ км) и Сихотэ-Алиньского орогенного пояса ($X = 330\text{--}375$ км). Пониженные значения скорости в $6.25\text{--}6.30$ км/с отмечены в восточной части Сихотэ-Алиньского фрагмента на участке $X = 75\text{--}95$ км и в восточном его окончании ($X = 445\text{--}460$ км) в пределах Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканоплутонического пояса.

В низах земной коры скорость продольных волн составляет 6.75 ± 0.1 км/с и 6.8 ± 0.1 км/с, соответственно, в северной и восточной частях Сихотэ-Алиньского фрагмента профиля 8-ДВ (рис. 5).

Наряду с данными на опорном геолого-геофизическом профиле 8-ДВ сведения о глубинном строении были получены ранее на ряде профилей ГСЗ, МОВЗ (метод обменных волн землетрясений), МГСП (метод глубинного сейсмического профилирования), ТСЗ (точечные сейсмические зондирования) и с использованием данных потенциальных полей [1, 4, 13, 17, 19, 20, 24, 29]. Ниже кратко изложено сопоставление данных ГСЗ, полученных на Сихотэ-Алиньском фрагменте профиля 8-ДВ, с данными близлежащих профилей, выполненных методом ГСЗ (детальные профили ГСЗ 1985–1986 гг. в Среднеамурской впадине [16], Литовко-Иннокентьевский 1974 г. [19, 20, 24], Свободный–Комсомольск-на-Амуре 1974–1976 гг. [20, 24]), МГСП (восточное окончание геотрансекта Базальт (Абакан–Тында–Татарский пролив)) 1990 г. [1, 4]) (рис 1, б). Учитывая разнородность данных о глубинном строении на профилях, полученных по разным типам волн и методам интерпретации, в качестве параметров сопоставления выбраны общепринятые в большинстве обобщений моделей глубинного строения параметры: мощность осадочного чехла и скорость в нем продольных волн, граница кристаллического фундамента и скорость продольных волн по ее кровле, мощность земной коры, средняя (или эф-



фективная) скорость продольных волн в земной коре, граничная скорость продольных волн по поверхности Мохоровичича. Другие границы в коре, построенные по коротким фрагментам отраженных волн, как правило, менее уверенные при восстановлении структуры и скоростей и ниже при сопоставлении материалов ГСЗ не рассматривались.

Среднеамурская впадина

В верхней части разреза на профилях ГСЗ (детальные профили ГСЗ 1985–1986 гг., Литовко-Иннокентьевский и восточный фрагмент профиля Свободный–Комсомольск-на-Амуре, рис. 1, б) выделяются кайнозойские осадочные отложения небольшой мощности от 0.5 до 1.2 км и их скоростями от 1.7 км/с до 4.6–4.9 км/с; подобный полтора-двухкилометровый слой со скоростями от 4.0 до 5.0 км/с выделяется также на северо-восточном участке Сихотэ-Алиньского фрагмента профиля 8-ДВ (на разрезе в изолиниях скорости, рис. 5). Этот слой подстилается границей (Ф или d^{oc} по [16, 20]) со скоростями от 5.3 км/с до 5.6–5.8 км/с, отождествляемой исследователями с поверхностью мезозойского складчатого основания, представленного вулканогенно-осадочными образованиями [17, 20]; в центральной части Среднеамурской впадины его мощность составляет 4–5 км. Подобный слой (или фрагмент скоростного разреза) с практически горизонтальным положением изолиний скорости в 5.0–5.6 км/с до глубин ~3–4 км, отождествляемый с кайнозойскими отложениями с меловым комплексом, выделяется также на Сихотэ-Алиньском фрагменте профиля 8-ДВ (рис. 5). Ниже по разрезам (Литовко-Иннокентьевский и восточный фрагмент профиля Свободный–Комсомольск-на-Амуре) выделяется слой со скоростями 5.6–5.9 км/с и мощностью 5–12 км, интерпретируемый авторами как гранито-метаморфический слой земной коры [19, 20, 24]. По [20], толща сложена преимущественно гранитами, гнейсами, кристаллическими сланцами и представляет собой результат эндогенной переработки вулканогенно-осадочного слоя. Этот слой коррелирует с выделяемым на Сихотэ-Алиньском фрагменте профиля 8-ДВ неоднородно-блоковым высокоскоростным (в 5.7–5.9 км/с)

Рис. 5. Глубинный сейсмический разрез по данным продольных волн на Сихотэ-Алиньском фрагменте профиля 8-ДВ.

1 – изолинии скорости в км/с; 2 – источники возбуждения на шестой (ПВ601–ПВ608) и седьмой (ПВ703–ПВ710) расстановках; 3, 4 – граничная и средняя скорости, соответственно; 5 – разломы (62, 63, 65 – соответственно Амурский, Центральный Сихотэ-Алиньский, Верхнеанхойский, по [37], 2 – Итунь-Илан, по [5, 6, 15]); 6 – граница Мохоровичича.

слоем до глубин 7–13 км, отождествляемым с дислоцированными структурами среднепалеозойского комплекса (рис. 5). Нижней его границей на профилях Литовко-Иннокентьевский, восточном фрагменте профиля Свободный-Комсомольск-на-Амуре, как и на фрагменте профиля 8-ДВ, является слой со скоростями 6.0–6.1 км/с. Несколько другая картина отмечается на детальных профилях ГСЗ 1985–1986 гг. в Среднеамурской впадине [17], где высокоскоростная граница со скоростями 5.9–6.1 км/с, отождествляемая авторами как поверхность герцинского складчатого основания, находится на глубинах 3–5 км. То-есть, фактически различие в разрезах на профиле 8-ДВ (а также Литовко-Иннокентьевском и восточном фрагменте профиля Свободный-Комсомольск-на-Амуре) и детальных профилях ГСЗ заключается в отсутствии в разрезах последних гранито-метаморфического слоя со скоростями 5.6–5.9 км/с и мощностью 5–12 км. Это еще раз подтверждает заключение исследователей [2, 29] о Среднеамурской впадине – как о структуре, имеющей на площади «сложное блоковое строение, отраженное сочетанием многочисленных сравнительно крупных грабенов и грабеноподобных погружений, с разделяющими их поднятиями, горстами, выступами».

Значения мощности земной коры в целом на профилях (в том числе и на фрагменте профиля 8-ДВ) близки и составляют 32–36 км при средних значениях эффективной скорости в земной коре в 6.3–6.4 км/с, за исключением пониженных значений эффективной скорости в 6.1 км/с на профиле Литовко-Иннокентьевский [17, 19, 20, 24]. При близком расположении профилей ГСЗ более правильными следует считать значения эффективной скорости в 6.35 км/с, полученные при детальном исследовании ГСЗ 1985–1986 гг. в Среднеамурской впадине с интервалами между приемниками 2–7 км и пунктами взрыва в 5–10 км [17], по сравнению с данными разреженных систем наблюдений при авиасейсмических исследованиях на профиле Литовко-Иннокентьевский с расстояниями между станциями до 15 км и пунктами взрыва в 30 км [19].

Сихотэ-Алиньский орогенный пояс

По данным с обоих близрасположенных профилей Литовко-Иннокентьевский и расстановки 7 профиля 8-ДВ в центральной части Сихотэ-Алиньского орогенного пояса отмечается воздымание границ осадочных отложений со скоростями 1.7–3.6 км/с, которые практически выклиниваются [19, 20, 24] (рис. 5). На их подошве выделяется граница вулканогенно-осадочного слоя со скоростями 5.6–5.9 км/с. Высокоскоростные породы со скоростями 6.1 км/с на обоих профилях находятся на глубинах 4–6 км. На профиле Базальт граница осадочного комплекса Сихотэ-Алиньского орогенного пояса со скоростями 5.2 км/с

на участке профиля в пойме р. Амур находится на глубинах 5–6 км и воздымается в северо-западной части профиля до 1.5–2 км [1, 4]. Скорости по границе фундамента, по [4], для этих участков близки к скоростям на профиле Литовко-Иннокентьевский и расстановке 7 профиля 8-ДВ и составляют соответственно 6.23 км/с и 5.85–6.05 км/с. Мощность земной коры и эффективная скорость продольных волн в ней на профилях Базальт, Литовко-Иннокентьевский, расстановке 7 профиля 8-ДВ достаточно близки и составляют соответственно 34–37 км и 6.2–6.35 км/с. Граничная скорость по границе М имеет пониженные значения в 7.8–8.0 км/с на расстановке 7 профиля 8-ДВ (рис. 5); на профилях Базальт и Литовко-Иннокентьевский практически отсутствуют надежно определенные скорости по границе М [1, 20].

Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканоплутонический пояс

Осадочные отложения на профилях Базальт, Литовко-Иннокентьевский, расстановке 7 профиля 8-ДВ мощностью до 4–6 км и скоростями в 5.2–5.6 км/с сменяются высокоскоростными породами со скоростями 6.1 км/с [1, 20] (рис. 5). Мощность земной коры и эффективные скорости в ней на профилях Базальт, Литовко-Иннокентьевский, расстановке 7 профиля 8-ДВ достаточно близки и составляют соответственно 33–37 км и 6.2–6.35 км/с. Граничная скорость по границе М определена надежно лишь на расстановке 7 профиля 8-ДВ и составляет 8.15 км/с (рис. 5); на профиле Базальт данные о значениях граничной скорости отсутствуют [1, 4], а на профиле Литовко-Иннокентьевский даны только пластовые скорости в верхней мантии по данным отраженных волн, составляющие 7.9 км/с [20].

Проведенный анализ свидетельствует в целом о неплохой сопоставимости результатов глубинных сейсмических исследований в пределах крупных складчатых структур Тихоокеанского тектонического пояса – Сихотэ-Алиньского орогенного пояса с наложенной Среднеамурской впадиной в западной части и Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканоплутонического пояса. Установленный выше ряд расхождений по средним скоростям в земной коре и граничным скоростям в верхней мантии обусловлен, на взгляд авторов, разреженными системами наблюдений при региональных исследованиях в 70-90-ых годах прошлого столетия. Другие, выявленные при сопоставлении разрезов, расхождения в скоростных и структурных параметрах в пределах верхней части земной коры, в частности в Среднеамурской впадине, могут быть обусловлены сложным на площади блоковым строением складчатых структур с «сочетанием многочисленных

сравнительно крупных грабенов и грабеноподобных погружений, с разделяющими их поднятиями, горстами, выступами».

Наряду с данными сейсмических профилей сведения о глубинном строении регионов могут и извлекаются из данных потенциальных полей. Так современные модели гравитационного поля активно и плодотворно применяются в геологических построениях, при этом, в основном, используются построения в редукциях Фая, хорошо отражающие морфологию регионов, и в редукции Буге – для изучения границы Мохоровичича [30, 34, 35]. В работе [34] для Сихотэ-Алиньского региона по данным двумерного анализа спектра мощности гравитационного поля, основанного на цифровой модели гравитационного поля Буге, были получены сведения о мощности земной коры (глубины границы Мохоровичича). При этом для корректировки новой модели были использованы данные семи сейсмических профилей. Сравнение этих результатов по глубине поверхности М с данными ГСЗ в створе Сихотэ-Алиньского фрагмента профиля 8-ДВ в целом показывает «приемлемые» расхождения в 1–3 км. В то же время на двух участках в северной части расстановки 6 и центральной части расстановки 7 получены значительные расхождения по глубине границы Мохоровичича в $\pm 4\text{--}5$ км (по данным ГСЗ граница М глубже на расстановке 6 и выше на расстановке 7). Диапазон колебаний глубины границы Мохоровичича, полученных с использованием данных гравитационного поля, составляет 12 км, в то время как по разрезу ГСЗ – не более 5 км (рис. 5). Анализ и пересмотр результативных материалов ГСЗ позволяет уменьшить максимальное расхождение в диапазоне колебаний глубины границы Мохоровичича между данными разных методов на этих двух участках примерно до 5 км. Это достигается при использовании вместо средних значений эффективной скорости при построении разрезов на расстановках ГСЗ (равных 6.3 км/с и 6.35 км/с – соответственно на расстановках 6 и 7) дифференциальных значений эффективной скорости, определенных по центрам зондирований (рис. 3). Как видно из рисунка 3, в северной части расстановки 6 значения скорости уменьшаются до 6.25 км/с, в то время как в центральной части расстановки 7, напротив, увеличиваются до 6.4 км/с. Уменьшение эффективной скорости на 0.05 км/с в северной части расстановки 6 приведет к уменьшению глубин в разрезе ~на 1.5 км, а увеличение скорости на 0.05 км/с в центральной части расстановки 7 – соответственно к увеличению глубины границы Мохоровичича ~ на 1.5 км. Это максимум, что можно получить из данных ГСЗ для согласования резуль-

татов разных методов. Остальные расхождения по глубинам следует отнести к погрешностям построенной глубин по данным гравитационного поля за счет невозможности введения поправок за значительные неоднородности скоростного строения коры.

Полученные данные о глубинном строении чрезвычайно важны для построения моделей геодинамического развития активного Сихотэ-Алиньского орогенного пояса, прогноза металлогении региона и сейсмичности. Так, в геодинамическом плане, профиль 8-ДВ находится в области сочленения Евразийской и Амурской литосферных плит в пределах Байкало-Станового сейсмического пояса [9, 10, 36]. Сейсмичность в большинстве сейсмогенных зон связана с неоднородностями физико-механических свойств среды [9, 12, 26, 28]. Как правило, это ослабленные зоны глубинных разломов, разграничивающих крупные неоднородные блоки земной коры [7, 31, 32]. В других случаях – это скрытые разрывы, которые совместно с региональными разломами образуют пересечения – области повышенной нарушенности и проницаемости, сейсмоактивные на современном этапе [15].

В пределах Сихотэ-Алиньского фрагмента повышенной сейсмичностью отмечается северо-западная часть в Среднеамурской впадине (расстановка 6) (рис. 6). Именно к зонам значительных сейсмических неоднородностей средней коры (на глубинах 8–20 км) (в том числе и в зонах глубинных разломов Амурский и Итунь-Илан, рис. 1, б) здесь приурочены все землетрясения с магнитудой от 2 до 4.5.

Сихотэ-Алиньский орогенный пояс в створе профиля имеет слабую скоростную дифференциацию средней коры (рис. 5) и, как возможное следствие, потому менее сейсмичен (рис. 6).

По результатам глубинных сейсмических исследований в створе Сихотэ-Алиньского фрагмента опорного геофизического профиля 8-ДВ установлены особенности глубинного сейсмического строения земной коры и верхней мантии крупных тектонических структур Тихоокеанского тектонического пояса (Среднеамурской впадины, Сихотэ-Алиньского орогенного пояса и Восточно-Сихотэ-Алиньского вулcano-плутонического пояса). Эти сведения чрезвычайно важны при реконструкции истории и геологического развития Дальневосточного региона, для геодинамических построений, изучении вопросов металлогении региона и сейсмичности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Установлены особенности глубинного сейсмического строения земной коры и верхней мантии крупных тектонических структур Тихоокеанского текто-

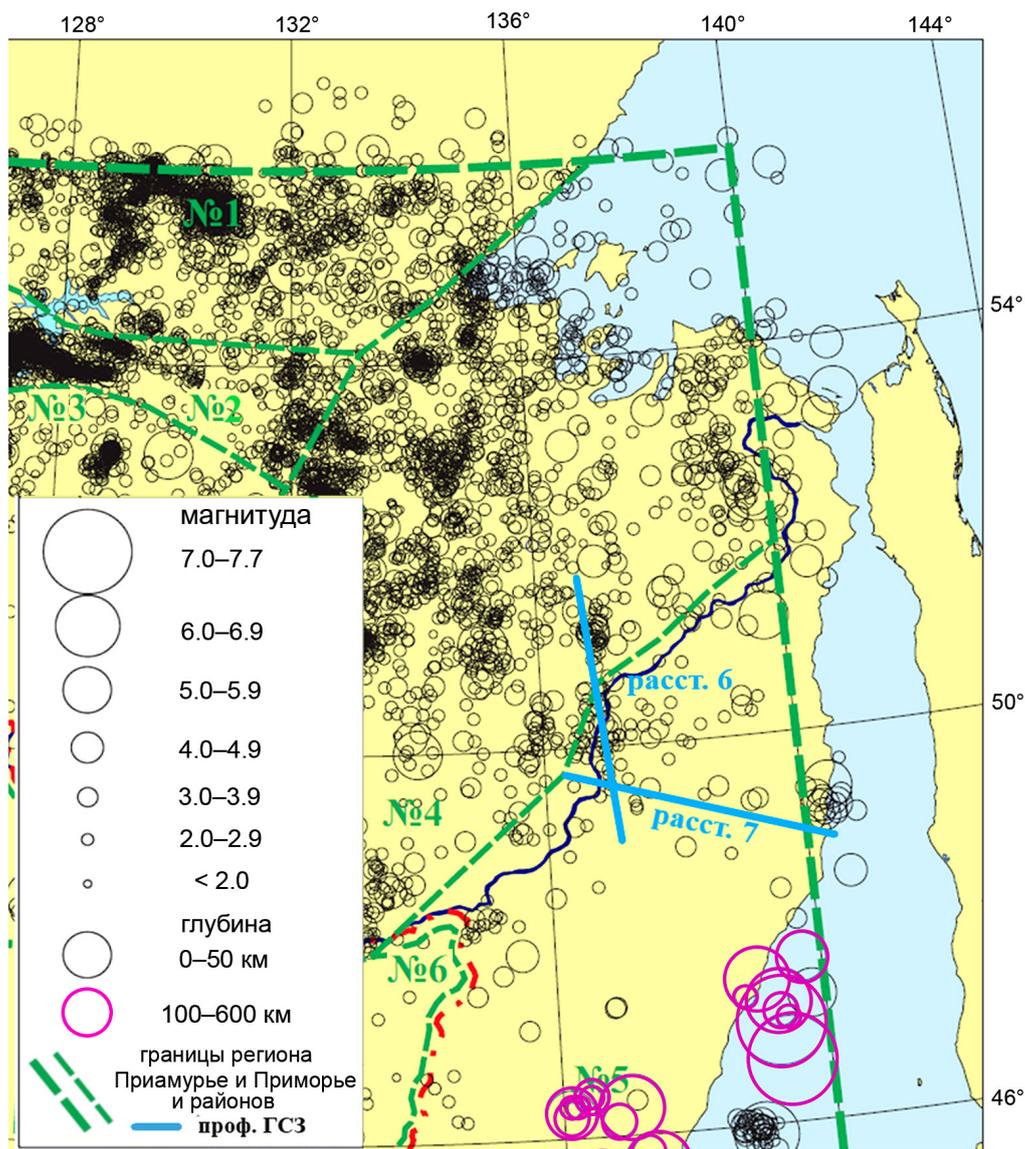


Рис. 6. Фрагмент карты эпицентров землетрясений Приамурья с 1865 по 2015 гг., по [25].

Пунктиром показано положение границы зоны ответственности СФ ГС РАН на 2015 г. и районов внутри региона: 1 – Олекмо-Становой, 2 – Янкан-Тукурингра-Джагдинский, 3 – Зейско-Селемджинский, 4 – Турано-Буреинский, 5 – Сихотэ-Алинский, 6 – Приграничный.

нического пояса (Среднеамурской впадины, Сихотэ-Алинского орогенного пояса и Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса) в створе Сихотэ-Алинского фрагмента опорного геофизического профиля 8-ДВ.

Сихотэ-Алинский орогенный пояс в створе профиля представлен антиклинорием с воздыманием в центральной части предположительно палеозойских вулканогенно-кремнисто-терригенных пород со скоростью продольных волн 5.5–5.6 км/с; в пределах Среднеамурской впадины установлено сложное дислоцированное строение мощного палеозойского осадочного комплекса с крупными грабеноподобными погружениями до глубин в 13 км. Кристаллические породы со скоростью продольных волн в 6.0–6.2 км/с залегают на глубинах от 8 до 13 км на разных участках Среднеамурской впадины и 4–6 км в пределах Сихотэ-Алинского орогенного пояса и Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса.

Поверхность Мохоровичича расположена на глубинах 32–33 км в северной части фрагмента и 36–37 км в центральной и восточной частях Сихотэ-Алинского фрагмента профиля 8-ДВ. По границе Мохоровичича скорость продольных волн в целом

дочного комплекса с крупными грабеноподобными погружениями до глубин в 13 км. Кристаллические породы со скоростью продольных волн в 6.0–6.2 км/с залегают на глубинах от 8 до 13 км на разных участках Среднеамурской впадины и 4–6 км в пределах Сихотэ-Алинского орогенного пояса и Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса.

составляет 8.1–8.3 км/с, выделен ряд участков с пониженными значениями V_p до 7.8–8.0 км/с в зонах сочленения крупных блоков земной коры.

Значительные сейсмические неоднородности в земной коре и мантии коррелируют с крупными региональными разломами территории – Центральным Сихотэ-Алинским, Амурским, Верхнеанюйским, Итунь-Илан. К зонам сейсмических неоднородностей средней коры на глубинах 8–20 км под Среднеамурской впадиной приурочены также все землетрясения с магнитудой от 2 до 4.5.

Результаты сопоставления данных ГСЗ показали на существенно неоднородное блоковое строение складчатых структур площади исследований, что отражает сложную структурную эволюцию земной коры и мантии Тихоокеанского тектонического пояса.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственного задания № 075-01271-23) и с использованием данных, полученных на УНУ СИЗК МАК (<http://www.gsras.ru/unu/>), а также в соответствии с разделом «Государственная сеть опорных геолого-геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин» программы РФ «Воспроизводство и использование природных ресурсов», утвержденной постановлением Правительства РФ от 15.04.2014 г. № 322.

Авторы выражают признательность коллегам из Алтае-Саянского и Сейсмологического филиалов ФИЦ ЕГС РАН, АО «СНИИГГиМС» и «ВСЕГЕИ» за ценные замечания при обсуждении статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас «Опорные геолого-геофизические профили России». Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, обработанным в период с 1972 по 1995 год» [Электронное издание]. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. 94 с. URL: <http://www.vsegei.com/ru/info/seismic/> (дата обращения: 21.05.2020).
2. Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 3–13.
3. Геология зоны БАМ. Т.1. Геологическое строение. М-во геологии СССР. Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт. Л.: Недра, 1988. 443 с.
4. Егоркин А.В. (1999). Глубинные сейсмические исследования трехкомпонентной регистрацией почвы // Физика Земли. 1999. № 7–8. С. 44–64.
5. Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З. Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2015. 132 с.
6. Забродин В.Ю. Тектоника и эволюция северо-восточного окончания Восточно-Азиатского рифтового пояса // Тихоокеан. геология. 2017. Т. 36, № 3. С. 3–11.
7. Захаров В.С., Диденко А.Н., Гильманова Г.З., Меркулова Т.В. Характеристики самоподобия сейсмичности и сети активных разломов в пределах Сихотэ-Алинского орогенного пояса и прилегающих территорий // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 16. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2018. С. 106–108 с.
8. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток: Дальневосточное книжное изд-во, 1972. 114 с.
9. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмоструктура Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 227 с.
10. Кашубин С.Н., Мильштейн Е.Д., Винокуров И.Ю., Эринчек Ю.М., Сержантов Р.Б., Татаринов В.Ю. Государственная сеть опорных геолого-геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин – основа глубинного 3D картографирования территории Российской Федерации и ее континентального шельфа // Региональная геология и металлогения. 2016. № 67. С. 43–48.
11. Кириллова Г.Л., Лю Чжаоцзюнь, Ван Сымин, Варнавский В.Г., Крапивенцова В.В. Стратиграфическая корреляция верхнемезозойских-кайнозойских разрезов Среднеамурского (Саньцзянского) осадочного бассейна // Тихоокеан. геология. 1996. № 6. С. 81–102.
12. Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р. и др. Детальные сейсмические исследования литосферы на Р- и S-волнах. Новосибирск: Наука, Сибирская издательская фирма. 1993. 199 с.
13. Малышев Ю.Ф. Типы земной коры Восточной Азии и их геологическая интерпретация // Тихоокеан. геология. Т. 20, № 6. 2001. С. 3–17.
14. Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: Результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 21, № 1. С. 94–108.
15. Меркулова Т.В. Особенности разломной тектоники и глубинного строения сейсмоактивных зон Восточного Приамурья // Вулканология и сейсмология. 2019. № 5. С. 22–35.
16. Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Анненков В.В. Глубинное сейсмическое зондирование на Буреинском массиве // Геология и геофизика. 1987. № 10. С. 98–107.
17. Мишенькин Б.П., Колмаков Е.А., Мишенькина З.Р., Анненков В.В., Брыксин А.В., Тен Е.Н., Шелудько И.Ф. Результаты глубинного сейсмического зондирования на востоке трассы БАМ // Тихоокеан. геология. 1989. № 3. С. 89–94.
18. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
19. Потапьев С.В. Авиасейсмические исследования земной коры. М.: Наука, 1977. 170 с.
20. Потапьев С.В., Спирина Е.С., Мараханов В.И., Петров А.В. Результаты глубинного сейсмического зондирования в Хабаровском крае // Сов. геология. 1979. № 3. С. 84–97.
21. Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Мишенькин Б.П. Методика реконструкции глубинных сейсмических исследований. Новосибирск: Наука, 1975. 158 с.
22. Пушаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли // Труды ГИН. Вып. 234. М.: Наука, 1972.
23. Развозжаева Е.П. Строение Среднеамурского осадочного бассейна (по сейсморазведочным данным): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. 2010. 16 с.
24. Салун С.А., Потапьев С.В. Строение земной коры юга Со-

- ветского Дальнего Востока по данным ГСЗ // Геотектоника. 1980. № 4. С. 85–94.
25. Сафонов Д.А., Нагорных Т.В., Коваленко Н.С. Сейсмичность региона Приамурья и Приморья / Ред. А.С. Прытков. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2019. 104 с.
 26. Соловьев В.М., Селезнев В.С., Дучков А.Д., Лисейкин А.В. Деформационно-прочностное районирование земной коры Алтае-Саянской складчатой области // Проблемы сейсмологии III-го тысячелетия: Междунар. конф. Новосибирск, 2003. С. 332–337.
 27. Соловьев В.М., Селезнев В.С., Сальников А.С., Кашубина Т.В., Шенмайер А.Е. Использование эффективных сейсмических моделей сред при работах ГСЗ на опорных профилях в Восточной части России. Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири: Т. 4. Новосибирск: СНИИГиМС, 2014. № 4. С. 74–86.
 28. Солоненко В.П. Сейсмоструктура и современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С. 57–71.
 29. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-азиатского и Тихоокеанского поясов: Объясн. зап. к Тектонической карте. 1:1 500 000. Владивосток; Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.
 30. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Голдобин Д.Н., Тимофеев А.В., Носов Д.А., Сизиков И.С., Калиш Е.Н., Стусь Ю.Ф. Глубинное строение Горного Алтая и современные модели гравитационного поля // Геодинамика и тектонофизика. 2023. № 14. С. 1–18.
 31. Уломов В.И. Глобальная упорядоченность сейсмогеодинамических структур и некоторые аспекты сейсмического районирования и долгосрочного прогноза землетрясений // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ОИФЗ РАН, 1993. Вып. 1. С. 24–44.
 32. Шерман С.И. Тектонофизическая модель сейсмической зоны: опыт разработки на примере Байкальской рифтовой системы // Физика Земли. 2009. № 1. С. 8–21.
 33. Широков А.М. Лианиментная тектоника Восточного Приамурья и Северного Сихотэ-Алиня // Региональные проблемы. 2011. Т. 14, № 2. С. 40–50.
 34. Didenko A.N., Nosyrev M.Y., Gil'manova G.Z. A Gravity-Derived Moho Model for the Sikhote Alin Orogenic Belt // Pure and Applied Geophys. 2021.
 35. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vasilevskiy A.N., Zhmodik S.M., Kotlyarov A.V., 2021. First Results and Prospects of a New Approach to the Study of Active Geologic Processes by Space and Ground Instrumental Measurements (by the Example of Kamchatka and the Central Asian Orogenic Belt) // Russian Geology and Geophysics V. 62 (1), P. 44–67. <https://doi.org/10.2113/RGG20204227>.
 36. Fujita K., Stone D.B., Layer P.W., Parfenov L.M., Kozmin B.M. Cooperative program helps decipher tectonics of northeastern Russia // EOS, Trans. Am. Geophys. Un. 1997 V. 78, N 24. P. 245–253.
 37. Karsakov L.P., Zhao Chunjing et al. Tectonic map of Central Asian and Pacific Belts in the junction area. Sc. 1:1 500 000. Khabarovsk: Snenyang. 2001.

Рекомендована к печати А.Н. Диденко

после доработки 23.08.2023 г.

принята к печати 23.11.2023 г.

V.M. Soloviev, A.S. Salnikov, V.S. Seleznev, T.V. Kashubina, A.V. Liseykin, N.A. Galeva

Deep seismic structure of the Pacific tectonic belt along the 8-DV reference profile

The article presents the results of deep seismic studies over the Sikhote-Alin fragment of the 8-DV reference geophysical profile running across the large fold structures of the Pacific tectonic belt, that is, the Sikhote-Alin orogenic belt with the superimposed Middle Amur sedimentary basin and the East Sikhote-Alin volcanoplutonic belt. A deep seismic section of the Earth's crust and upper mantle with the distribution of longitudinal wave velocities is constructed. In the upper part of the section, P-wave velocities vary from 4.0–5.0 km/s within the Middle Amur sedimentary basin and the eastern part of the Eastern Sikhote-Alin volcanoplutonic belt to 5.5–5.6 km/s in the central part of the Sikhote-Alin orogenic belt. It is found that the thick Paleozoic assemblage of sediments within the Middle Amur sedimentary basin is complexly faulted and folded. Crystalline rocks with compressional wave velocities of 6.0–6.2 km/s occur at depths of 8 to 13 km in different parts of the Middle Amur sedimentary basin and at depths of 4 to 6 km within the Sikhote-Alin orogenic complex. Compressional wave velocities of the crust in the Sikhote-Alin fragment of the 8-DV profile are between 6.3 and 6.35 km/s. The crust varies in thickness from 32–34 km in the northern part of the fragment to 36–37 km in its central and eastern parts. Along the Moho, P-wave velocities are 8.1 to 8.3 km/s; a number of areas of reduced V_p from 7.8 to 8.0 km/s were identified in the junction zones of large crustal blocks. P-wave data were used to identify anomalies which were correlated with structural-tectonic zones, deep fault zones, and seismicity. Thus, along the deep Central Sikhote-Alin fault, the Middle Amur basin is identified, which is infilled by low-velocity sediments of considerable thickness, with Paleozoic sediments shifted to between 4 and 5 km at its junction with the Sikhote-Alin orogenic. Zones of increased heterogeneity in the upper crust projected onto the area within the contours of the Middle Amur sedimentary basin are characterized by increased seismicity.

Key words: Pacific tectonic belt, DSS profile, compressional wave velocities, deep seismic section.