

В. З. РЯБОЙ

АНОМАЛИИ ВРЕМЕН ПРОБЕГА ВОЛН $P_{\text{пр}}^M$ (P_n) И СКОРОСТНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ МАНТИИ ТЕРРИТОРИИ СССР

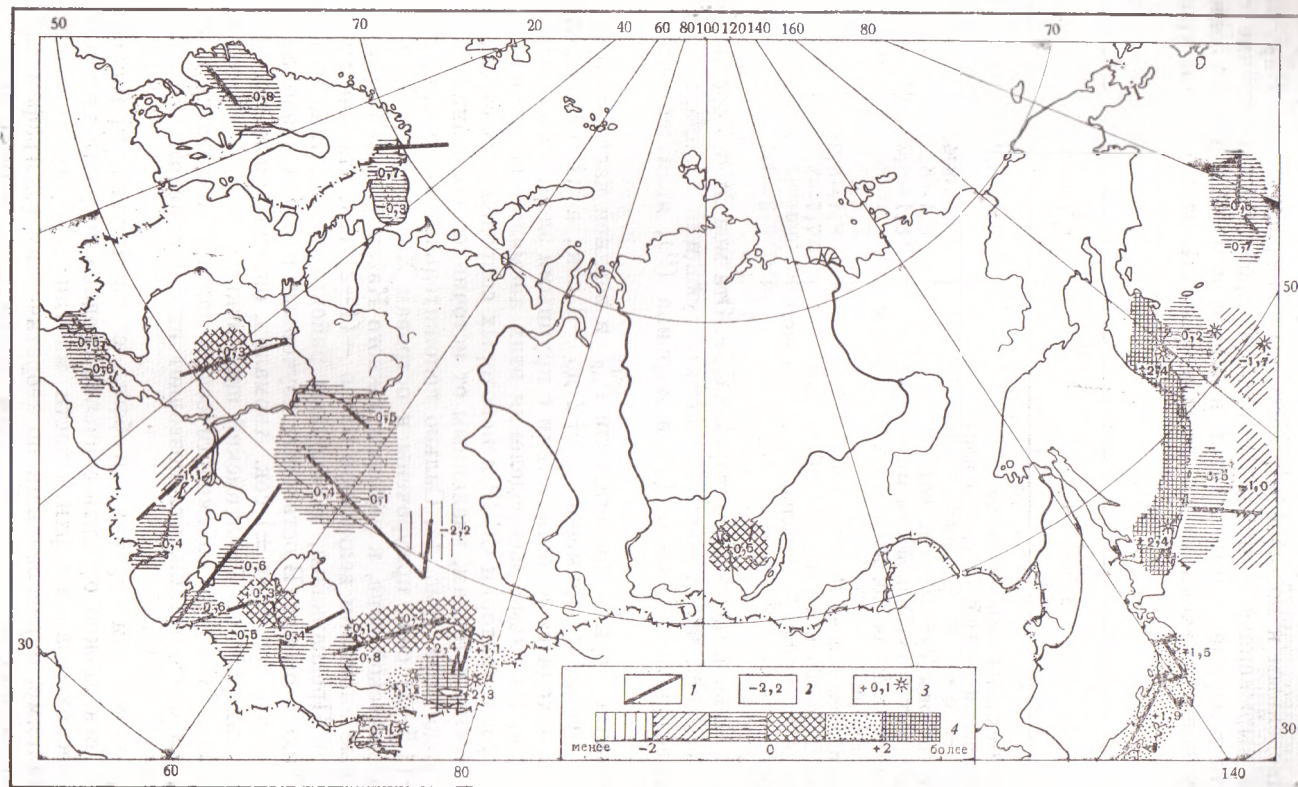
(Представлено академиком А. Я. Пейве 22 XI 1972)

С целью изучения строения верхней мантии выполнен анализ и обобщение результатов измерения времен пробега преломленных (слаборефрагированных) в верхней мантии волн, зарегистрированных при проведении глубинных сейсмических исследований в СССР, Норвегии и Японии. Эти волны принято обозначать индексами $P_{\text{пр}}^M$ (ГСЗ), или P_n (сейсмология). При максимальной длине годографов ГСЗ, равной 500–600 км, они проникают до глубин 80–100 км (⁴, ⁸), вследствие чего в экспериментальных данных о временах их пробега содержится информация о скоростном строении верхней части мантии.

В СССР исследования ГСЗ выполнены более чем на 200 профилях, на ~10% из них получены годографы длиной до 400–600 км на суше и до 150–200 км на море. Такие годографы зарегистрированы на Балтийском щите, на Урале, на Кавказе, в Средней Азии и в Казахстане ((³, ⁸) и др.), а также на Черном море (⁵) и в западной части Тихого океана (²). Результаты изучения при ГСЗ неоднородностей строения земной коры позволяют с высокой точностью определять влияние этих неоднородностей на времена пробега мантийных волн. Анализ годографов, полученных при ГСЗ за рубежом (¹⁰, ^{14–16}) и по сейсмологическим данным ((⁶, ⁷) и др.), производится с учетом их меньшей точности и детальности по сравнению с данными ГСЗ в СССР. В общей сложности в работе использовано около 30 годографов ГСЗ и 10 сейсмологических годографов длиной до 600 км.

Сопоставление названных годографов показало, что различия во временах пробега рассматриваемых волн при одинаковом удалении от источника колебаний достигают 6–8 сек. для суши и 12–13 сек. для всей совокупности сухопутных и морских данных. Примерно такие же различия во временах пробега волн P_n установлены в США (¹²). Слабая корреляция времен пробега волн $P_{\text{пр}}^M$, зарегистрированных при ГСЗ на суше, с основными параметрами земной коры такими, как ее мощность, мощность осадочного слоя и др., изменяющимися в широких пределах (вычисленные значения коэффициентов корреляции не превышают 0,35–0,45), свидетельствует, что нельзя объяснить различия во временах пробега только различием строения земной коры.

Для исключения влияния неоднородностей земной коры годографы волн $P_{\text{пр}}^M$ были приведены к ее выровненной подошве. Опробование применявшейся методики пересчета годографов на теоретических моделях, а также оценка погрешностей пересчета, обусловленных возможными ошибками в измерении кажущихся скоростей и в определении параметров земной коры, показали, что абсолютная ошибка приведенных к подошве коры годографов ГСЗ в среднем составляет $\pm (0,2–0,3)$ сек., а сейсмологических $\pm (0,5–0,6)$ сек. (⁹). После пересчета к подошве земной коры расхождения между годографами волн $P_{\text{пр}}^M$ для разных районов достигают 5–6 сек., что значительно превышает их вероятную погрешность и



свидетельствует о наличии в верхней части мантии значительных горизонтальных скоростных неоднородностей. Трансформированные таким образом годографы нередко имеют довольно сложную форму, указывающую на немонотонный характер изменения скорости с глубиной.

Удобным способом интегральной оценки скоростных неоднородностей и изучения их распределения по площади является определение аномалий времен пробега, под которыми будем понимать среднеарифметическое отклонение отдельных годографов от стандартного. Для получения стандартного годографа совокупность приведенных к подошве земной коры годографов волн $P_{пр}^M$, полученных при ГСЗ на суше, была линейно аппроксимирована по способу наименьших квадратов. Аномалии, определенные по приведенным к подошве земной коры годографам волн $P_{пр}^M$, характеризуют выраженное в единицах времени пробега волн отличие средней скорости в верхней части мантии в конкретном районе от модели, соответствующей полученному по данным ГСЗ стандартному годографу для

Таблица 1

Район	v_r^M , км/сек	$v_{ср}$, км/сек
Восточный склон Балтийского щита	8,1—8,2	8,4
Предкавказский прогиб, Скифская плита	8,2	8,5
Предуральский прогиб, западный Урал	8,2—8,4	8,2
Западные районы Туранской плиты	8,1—8,2	8,3
Северные районы Туранской плиты	8,1—8,2	8,0
Предкопетдагский прогиб, южный склон Каракумской платформы	8,2	8,3
Бухаро-Хивинская зона	8,1—8,2	8,2
Северный Тянь-Шань и южное Прибалхашье	7,7—8,0	7,6—7,7
Северо-западная часть Центрально-Казахстанского массива	8,2—8,4	8,1

континентальной части территории СССР. Эта модель, по сравнению с моделями верхней части мантии, соответствующими стандартным годографам Джеффриса — Буллена ⁽¹³⁾ и Херрина ⁽¹¹⁾, является более высокоскоростной.

Аномалии времен пробега волн $P_{пр}^M$ в верхней части мантии изменяются в пределах примерно от +2 до -2 сек., а их распределение по площади находится в соответствии с крупными элементами геологической структуры. На схеме распределения этих аномалий по площади, составленной для территории СССР и некоторых сопредельных стран, их значения отнесены к точкам, удаленным от источников колебаний на половину длины годографа (рис. 1). Сильно положительные аномалии, превышающие +(1,5—2) сек., приурочены к островам Хоккайдо и Хонсю, к Курило-Камчатской зоне, к районам южного Казахстана и Киргизии. Отрицательные аномалии величиной около -(1—2) сек. отмечены в пределах северного Предкавказья, в северных районах Казахстана и в западной части Тихого океана. В остальных изученных районах значения аномалий изменяются в пределах ± 1 сек. Аномалии, определенные для одних и тех же соседних районов (Балтийский щит, южные районы Казахстана), по материалам ГСЗ и по сейсмологическим данным, находятся в удовлетворительном соответствии, что позволяет их сопоставлять и рассматривать совместно (рис. 1).

По аномалиям времен пробега, с точностью, примерно равной $\pm 0,1$ км/сек, можно оценить значение средней скорости распространения сейсмических волн в верхней части мантии ($v_{ср}$) путем сопоставления с аномалиями, определенными по теоретическим годографам для различных скоростных моделей. Нулевым аномалиям соответствуют значения средней скорости 8,15—8,20 км/сек, отрицательным — более высокие, а по-

ложительным — более низкие значения $v_{\text{ср}}$. Соотношение $v_{\text{ср}}$ и граничных скоростей распространения продольных сейсмических волн вдоль поверхности Мохоровичича $v_{\text{г}}^{\text{М}}$, определяемых при ГСЗ (¹), имеет неоднозначный характер.

Из рассмотрения табл. 1, где для некоторых районов приведены значения $v_{\text{ср}}$ и $v_{\text{г}}^{\text{М}}$, следует, что в одних районах $v_{\text{ср}}$ больше $v_{\text{г}}^{\text{М}}$, в других меньше или примерно равны. Это косвенным образом говорит о сложном и неодинаковом в разных районах характере изменения с глубиной скорости в верхней части мантии.

Таким образом, анализ данных ГСЗ и сейсмологических материалов о временах пробега волн $P_{\text{пр}}^{\text{М}}$ ($P_{\text{н}}$) свидетельствует о существовании в верхней части мантии весьма значительных вертикальных и горизонтальных скоростных неоднородностей.

Всесоюзный научно-исследовательский институт
геофизических методов разведки
Москва

Поступило
14 XI 1972

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Н. А. Беляевский, В. З. Рябой, ДАН, 186, № 2 (1969). ² С. М. Зверев, Сборн. Матер. Международн. совещ. экспертов по взрывной сейсмологии, 1969. ³ И. В. Литвиненко, Сборн. Матер. 10 Ассамблеи Европейской сейсмологической комиссии, 1, «Наука», 1970. ⁴ Н. Н. Матвеева, В. З. Рябой, Сборн. Вопросы геономии, в. 2, «Наука», 1972. ⁵ Ю. П. Непрочнов, Л. Н. Рыкунов, ДАН, 194, № 1 (1970). ⁶ И. Л. Нерсесов, Т. Г. Раутиан, Сборн. Экспериментальная сейсмика, «Наука», 1964. ⁷ Г. Д. Панасенко, Сейсмические особенности северо-востока Балтийского щита, «Наука», 1969. ⁸ В. З. Рябой, Физика Земли, № 3 (1966). ⁹ В. З. Рябой, Л. В. Егорова, Сборн. Разведочная геофизика, в. 58, 1972. ¹⁰ И. К. Туезов, Э. Г. Жильцов, Сборн. Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии, «Наука», 1972. ¹¹ E. Herrin, E. P. Arnold et al., Bull. Seismol. Soc. Am., 58 (1968). ¹² E. Herrin, J. Taggart, Bull. Seismol. Soc. Am., 52 (1962). ¹³ H. Jeffreys, K. Bullen, Seismological Tables, London, 1940. ¹⁴ W. Ludwig, S. Murauchi et al., J. Geophys. Res., 76, № 26, 10 (1971). ¹⁵ B. Markvard, A. Sellevol, R. Warrick, Bull. Seism. Soc. Am., 61 (1971). ¹⁶ S. Murauchi, H. Hotta et al., J. Seismol., Soc. Japan, 17, № 4 (1964).