

СЕЙСМИЧЕСКАЯ АНИЗОТРОПИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ УРАЛА

Урал – четко выраженная линейная складчатая система, разделяющая две крупнейшие платформы Евразии – древнюю Восточно-Европейскую и молодую Западно-Сибирскую. Учитывая такое положение Урала, а также его уникальную особенность в отношении металлогенической специализации и наличия многочисленных и многообразных месторождений полезных ископаемых, изучению глубинного строения уральских структур и примыкающих к ним регионов придается огромное значение. На это направлены значительные объемы специальных геофизических исследований, ведущую роль среди которых занимают глубинные сейсмические зондирования.

Систематические региональные сейсмические исследования Урала начались с 1961г. работами на Свердловском и Темиртау-Куйбышевском профилях и ведутся по настоящее время. За эти годы на Урале были выполнены исследования на целой серии региональных пересечений и осуществлены специальные площадные наблюдения [2,6 и др.]. Большинство из них сосредоточено в пределах Среднего и Южного Урала. Чаще всего профили располагались вкрест простирания основных геологических структур, хотя имеются профили и других направлений, включая наблюдения вдоль осевой структуры складчатого пояса.

По результатам всех профильных и площадных региональных сейсмических исследований на Урале составлены разрезы земной коры с основными сейсмическими границами и скоростными характеристиками, а также карта мощности коры (карта поверхности Мохоровичича), что дает представление о модели консолидированной коры для всего складчатого пояса [2]. Характеризуя



Рис. 1. Схема расположения профилей ГСЗ в районе Уральской сверхглубокой скважины (СГ-4):

1- границы "открытого" Урала; 2 - профили ГСЗ и их названия: Кр - Красноуральский, Гр - Гранит, О-В - Орск-Вижай, Р-I - Рубин I, Р-II - Рубин II

верхнюю мантию региона, необходимо отметить, что скорости распространения упругих волн в приповерхностной части верхней мантии (границные скорости по М) не одинаковы в разных

частях Урала. На Южном Урале скорости продольных волн в структурах западного склона и в Магнитогорском погружении достигают 8.5-8.6 км/с, в восточных структурах и в Северном Казахстане понижаются до 8.0-8.1 км/с. На Среднем и Северном Урале высокие скорости наблюдаются во всех структурах. Наиболее устойчиво повышенные скорости по границе М отмечаются в Тагильско-Магнитогорском погружении и в пограничных с ним структурах.

По мере появления на Урале пересекающихся сейсмических профилей закономерно возник вопрос о точности увязки скоростных моделей земной коры и верхней мантии в местах их пересечения. Попытки увязать скоростные разрезы в рамках изотропной модели среды не увенчались успехом, поскольку различия в скоростях по различным направлениям превышали ожидаемые погрешности, оцененные по результатам решения прямой задачи. Однако данных для выполнения интерпретации в рамках анизотропной модели среды долгое время было недостаточно, и лишь после отработки в начале 90-х годов центром ГЕОН двух диагональных профилей в районе Уральской сверхглубокой скважины (СГ-4) в этом районе сложилась система профилей, равномерно (примерно через 45°) покрывающая весь диапазон направлений, по которым выполнялось возбуждение и регистрация сейсмических волн (рис.1).

Для изучения упругой анизотропии, особенно с целью оценки ее возможной природы, необходимы полевые наблюдения по специальной методике, позволяющей исследовать не только кинематические, но и динамические (в частности поляризационные) параметры волнового поля в зависимости от направления распространения колебаний [3,7]. Однако из-за сложности организации и дороговизны таких работ во всем мире имеется лишь несколько участков, где были поставлены подобные эксперименты на море и практически отсутствуют подобные исследования в пределах континентальной земной коры [4]. Поэтому, несмотря на то, что имеющиеся данные не в полном объеме отвечают всем необходимым требованиям, в настоящей работе предпринята попытка сделать некоторые предварительные оценки азимутальной скоростной анизотропии верхней мантии под Уралом.

Для интерпретации использовались рефрагированные и головные продольные волны, наблюдаемые в первых вступлениях до удалений 320 км. Взрывной интервал на разных профилях составлял от 20 до 50 км,

шаг между точками регистрации - 5-20 км. С целью приведения данных к единому виду и детальности по каждому из пересекающихся профилей были построены специальные двумерные поля времен первых вступлений [5] с шагом между изолиниями 20 км. Представление исходных данных по каждому из профилей в виде двумерных полей времен позволило не только учесть наклон преломляющей границы при оценке граничной скорости, но и,

используя известные способы, предварительно исправить времена вступлений за влияние близповерхностных горизонтальных неоднородностей [5].

На рис.2 приведена схема ориентировки профилей ГСЗ, пересекающихся в непосредственной близости от СГ-4, и вертикальные сечения специальных двумерных полей времен первых вступлений, исправленные за поверхностные горизонтальные неоднородности. Как следует из рисунка, кинематические характеристики первых вступлений продольных волн, распространяющихся в различных направлениях в одном и том же сегменте земной коры, существенно отличаются. При этом отличия проявляются не только во временах регистрации

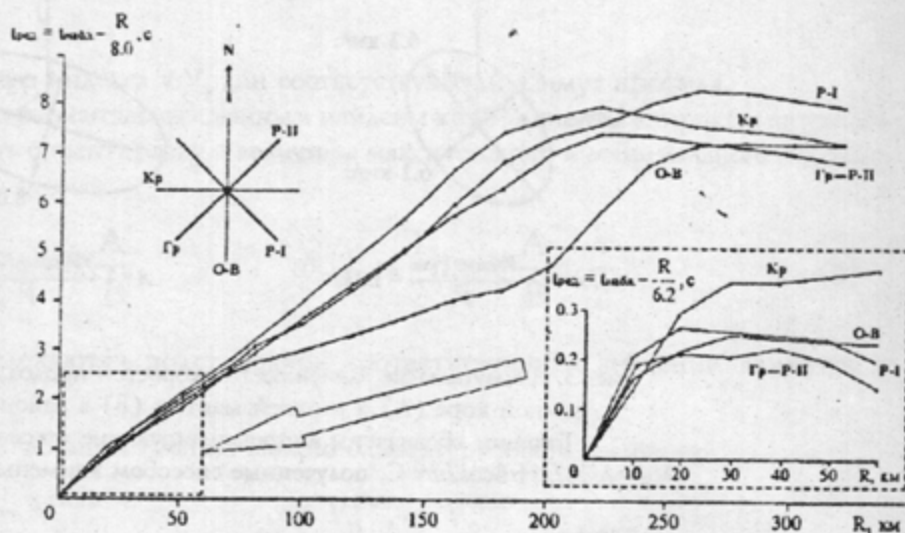


Рис. 2. Вертикальные сечения специальных полей времен P_0 -волн в районе СГ-4 и схема ориентировки профилей ГСЗ (обозначения профилей те же, что и на рис. 1)

головных волн от М (волн с $V^* \geq 8.0 \text{ км/с}$) и удалениях, на которых эти волны выходят в первые вступления (что может свидетельствовать прежде всего о неоднородностях и возможной сейсмической анизотропии в пределах земной коры), но и в значениях граничной скорости V_M .

Различия в значениях сейсмических скоростей в зависимости от направления распространения упругих волн могут быть связаны как с анизотропией среды (изменением свойств однородного материала с направлением), так и с наличием локальных скоростных неоднородностей на пути распространения волн (когда лучи пересекают вытянутую в одном направлении неоднородность под разными углами). В общем случае эти ситуации могут быть отличимы по особенностям поляризации поперечных волн, а когда необходимых данных нет, то, косвенно, по периодичности зависимости скорости от азимута [8]. Дело в том, что в случае анизотропии изменение скорости будет происходить по косинусоидальному закону с периодом, равным π , а в случае локальной неоднородности - с периодом, равным 2π .

На рис.3 приведены количественные оценки азимутальной изменчивости скоростей продольных волн для верхней части земной коры (звенья годографов первых вступлений от 30

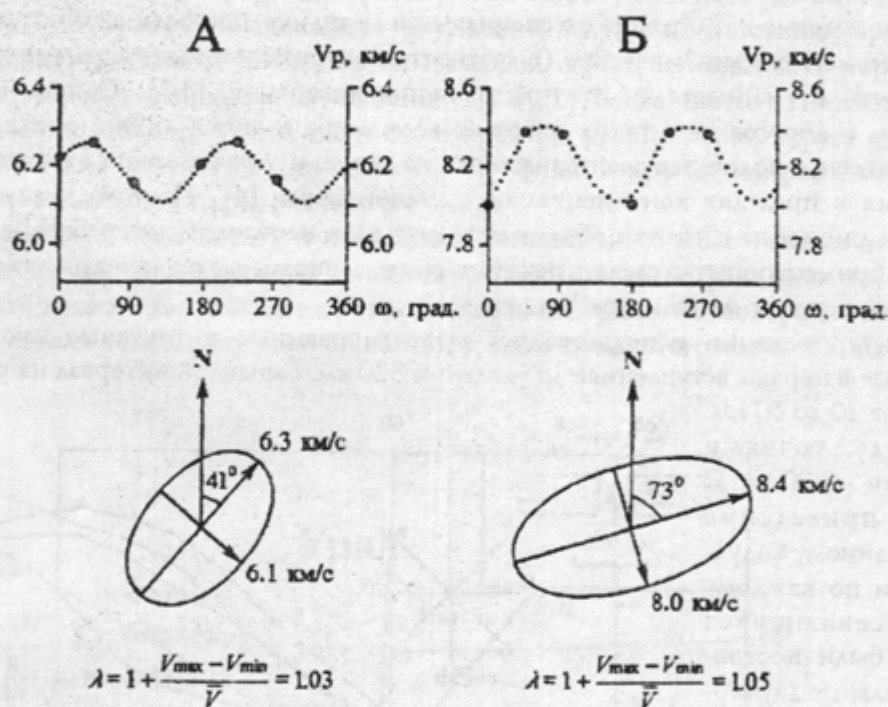


Рис. 3. Азимутальные зависимости скоростей продольных волн в земной коре (А) и верхней мантии (Б) в районе СГ-4.

Точками обозначены аппроксимирующие кривые вида $V_p = A \sin 2\omega + B \cos 2\omega + C$, полученные способом наименьших квадратов

до 60 км) и для верхней мантии (удаления на годографах от 260 до 320 км), оцененные по данным рис.2. В качестве аппроксимирующих кривых на графиках "скорость-азимут" показаны кривые с периодом π , соответствующим анизотропной среде:

$$V_p = A \sin 2\omega + B \cos 2\omega + C, \quad (1)$$

где V_p - скорость продольных волн, а ω - азимут наблюдения, полученные методом наименьших квадратов:

$$\sum_{k=1}^n (V_p - A \sin 2\omega - B \cos 2\omega - C)^2 = \min, \quad (2)$$

Значения коэффициентов А, В и С были найдены из системы уравнений, полученной после приравнивания к нулю соответствующих выражений для производных от (2):

$$\begin{bmatrix} \sum_{k=1}^n \sin^2 2\omega & \sum_{k=1}^n \sin 2\omega \cos 2\omega & \sum_{k=1}^n \sin 2\omega \\ \sum_{k=1}^n \sin 2\omega \cos 2\omega & \sum_{k=1}^n \cos^2 2\omega & \sum_{k=1}^n \cos 2\omega \\ \sum_{k=1}^n \sin 2\omega & \sum_{k=1}^n \cos 2\omega & n \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} A \\ B \\ C \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sum_{k=1}^n V_{pk} \sin 2\omega \\ \sum_{k=1}^n V_{pk} \cos 2\omega \\ \sum_{k=1}^n V_{pk} \end{bmatrix} \quad (3)$$

Заметим, что при строгих системах наблюдений, когда профили равномерно ориентированы по странам света, произведения и квадраты тригонометрических функций кратных дуг выражаются в общем виде, и выражения для искомых коэффициентов существенно упрощаются. Так, например, в случае 4 профилей ($n=4$), ориентированных через 45° (для $\omega_k=0^\circ, 45^\circ, 90^\circ$ и 135°), соответствующие выражения имеют вид:

$$\begin{cases} A = \frac{V_p^{45} - V_p^{135}}{2} \\ B = \frac{V_p^0 - V_p^{90}}{2} \\ C = \frac{V_p^0 + V_p^{45} + V_p^{90} + V_p^{135}}{4} \end{cases} \quad (4)$$

Здесь в качестве верхнего индекса у V_p дан соответствующий азимут профиля.

После того, как по экспериментальным данным найдены коэффициенты аппроксимирующей кривой, нетрудно определить ориентировку и величины максимального и минимального значений скорости:

$$\omega_{\min} = \frac{1}{2} \arctg \frac{A}{B}, \quad \omega_{\max} = \frac{1}{2} \arctg \frac{A}{B} \pm \frac{\pi}{2}. \quad (5)$$

$V_p^{\min}$ и $V_p^{\max}$ определяются подстановкой соответствующих значений азимутов в выражение (1).

Количественно скоростную анизотропию можно охарактеризовать величиной:

$$\lambda = 1 + \frac{V_p^{\max} - V_p^{\min}}{\overline{V_p}} \quad (\text{или } \lambda' = \frac{V_p^{\max} - V_p^{\min}}{\overline{V_p}} \times 100\%), \quad (6)$$

значения которой для района исследований также приведены на рис.3.

Если учесть, что погрешность определения граничных скоростей на базе около 60 км не превышает ± 0.1 км/с, а среднеквадратическая погрешность аппроксимации граничных скоростей синусоидой составила менее 1%, то величина скоростной анизотропии для верхней мантии в 5% (см. рис.3) представляется вполне значимой.

Таким образом, анализ имеющихся данных позволяет с высокой долей вероятности констатировать наличие скоростной азимутальной анизотропии в верхней мантии Урала. Причем ориентировка вектора максимальных значений скоростей резко (почти на 90°) отличается от "уральского" (меридионального) направления.

Чаще всего в геологической и геофизической литературе азимутальная анизотропия рассматривается как результат ориентированной упорядоченности упругих свойств среды, обусловленной одной из следующих причин: 1) тонкой слоистостью (трансверсально изотропная модель); 2) преимущественной ориентировкой кристаллов основных анизотропных породообразующих минералов; 3) ориентированной трещиноватостью; 4) действием ориентированных нелитостатических напряжений. При этом большинство исследователей склоняются к точке зрения, что для мантии наиболее вероятной причиной анизотропии является преимущественная ориентировка кристаллов основных анизотропных породообразующих минералов [1,4,7 и др.]. Предложено несколько вероятных механизмов возникновения такой упорядоченной ориентировки породообразующих минералов, приводящих, как правило, к различным геодинамическим реконструкциям, могущим стать предметом самостоятельного исследования.

Не затрагивая в настоящей статье возможных моделей возникновения азимутальной сейсмической анизотропии в верхней мантии Урала, отметим, что даже сам факт ее обнаружения уже является существенным результатом, поскольку накладывает серьезные ограничения на возможный вещественный состав верхнемантийных образований. Дело в том, что из двух альтернативных моделей верхней мантии - "экологитовой" и "перидотитовой" - первая не может давать существенную скоростную анизотропию даже при 100% ориентировке образующих ее минералов (граната и клинопироксена). В то же время в случае "перидотитового" состава (оливин, ромбический и моноклинный пироксен) даже при частичной упорядоченности в ориентировке кристаллов оливина возможно появление заметной скоростной анизотропии [7].

Таким образом, полученный результат, по-нашему мнению, свидетельствует о необходимости учета возможной азимутальной анизотропии верхней мантии при интерпретации результатов глубинных геофизических исследований на Урале и целесообразности дальнейших работ в этом направлении.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Бугаевский А.Г. Природа азимутальной сейсмической анизотропии. - М.: Наука, 1988.-157с.
2. Дружинин В.С., Егоркин А.В., Кашубин С.Н. Новые данные о глубинной структуре Урала и прилегающих к нему областей по данным ГСЗ//ДАН СССР, т.315, N5, 1990.-С.1086-1090.
3. Кашубин С.Н. Экспериментальные данные о сейсмической анизотропии земной коры Урала и ее возможная связь с ориентированной трещиноватостью и напряженным состоянием среды//Строение и геодинамика земной коры и верхней мантии. - М.: ГИН АН СССР, 1991.-С.29-37.
4. Краснова М.А., Чесноков Е.М. Экспериментальное исследование сейсмической анизотропии литосферы Земли в СССР и за рубежом.-М.: ВИЭМС, 1986.-36с.
5. Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Мишенькин Б.П. Методика рекогносцировочных глубинных сейсмических исследований.-Новосибирск: Наука, 1975.-158с.
6. Халевин Н.И. Сейсмология взрывов на Урале. - М.: Наука, 1975.-135с.
7. Чесноков Е.М. Сейсмическая анизотропия верхней мантии Земли. - М.: Наука, 1977.-144с.
8. Crampin S. An introduction to wave propagation in anisotropic media. Geophys. J. R. astr. Soc. 1984. 76, p. 17-28.