

И. К. ТУЕЗОВ

НЕОДНОРОДНОСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ АЗИАТСКОЙ ОКРАИНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

(Представлено академиком Ю. А. Косыгиным 26 XI 1973)

Несмотря на обилие разнообразной информации, а может быть по этой причине, единой модели верхней мантии азиатской окраины Тихого океана не существует. Предлагаемая концепция автора — результат длительного изучения вопроса.

Основными неоднородностями верхней мантии Охотского и Японского регионов являются: 1) сейсмофокальная зона, 2) астеносферные и токопроводящие слои, 3) зоны различной плотности.

Сейсмофокальная зона представляет собой наиболее крупную и отчетливую неоднородность верхней мантии (рис. 1). Физические свойства пород мантии сейсмофокальной зоны изменяются как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Верхняя часть этой зоны до глубин примерно 100–120 км (возможно, до 200 км) характеризуется повышенными на величину до 0,1–0,2 г/см³ плотностями⁽⁷⁾ и повышенными до 0,5 км/сек или «нормальными» скоростями⁽⁸⁾. Плотности и скорости в более глубоких горизонтах сейсмофокальной зоны являются «нормальными» или пониженными по сравнению с их величинами по графикам Г. Г. Гутенберга и Г. Джеффриса^(14, 15) в соседних участках мантии. Примерами изменения физических свойств пород сейсмофокальной зоны в горизонтальном направлении являются вариации скоростей в ее кровле вдоль континентальных склонов глубоководных желобов в среднем от 8,0 до 9,0 км/сек⁽⁹⁾, значительные колебания в этих же районах сейсмической активности⁽¹⁾, увеличение избыточной плотности до 0,2 км/сек в центральной части Курильского отрезка рассматриваемой зоны и уменьшение этого параметра до 0,08–0,12 г/см³ к его флангам⁽⁷⁾ и т. д.

Астеносферные и токопроводящие слои относятся к числу горизонтальных неоднородностей верхней мантии. Первые из них прослежены в основном в пределах сейсмофокальной зоны⁽⁶⁾. Они характеризуются пониженной сейсмической активностью, повышенной пластичностью вещества, пониженными на 0,2–0,3 км/сек скоростями сейсмических волн и повышенным отношением (до 1,85–1,90) скоростей продольных волн к скоростям поперечных волн. В отличие от астеносферных слоев, токопроводящие слои выделены преимущественно вне сейсмофокальной зоны^(2, 3, 12). Глубина до верхнего из них уменьшается от 170–200 км в восточной части Азиатского континента (Сихотэ-Алинь) до 110–130 км в зоне перехода (о. Сахалин), 75–80 км в пограничной с Тихим океаном части последней (южная часть Курильской гряды) и предположительно до 50 км в западной части Тихого океана, в Японском и Филиппинском морях⁽¹²⁾. Верхний из слоев высокой проводимости по глубине залегания хорошо коррелируется со вторым и частично с первым астеносферными слоями, нижний — с четвертым из них, что позволяет предполагать⁽⁶⁾, что эти три астеносферных слоя прослеживаются не только в сейсмофокальной зоне, но и за ее пределами. Не исключена вероятность, что первый и второй астеносферные слои под Тихим океаном сливаются в единый слой. По-видимому, общую природу с рассматриваемой

мыми горизонтальными неоднородностями имеют зоны затухания поперечных волн, выделяемые многими исследователями на различных глубинах в верхней мантии зоны перехода (¹⁰, ¹⁷).

Блоки разной плотности верхней мантии тесно связаны с приповерхностным геологическим строением. Имеющиеся материалы позволяют предполагать, что распространение этих блоков в большинстве случаев, по-видимому, контролируется наиболее крупными морфологиче-

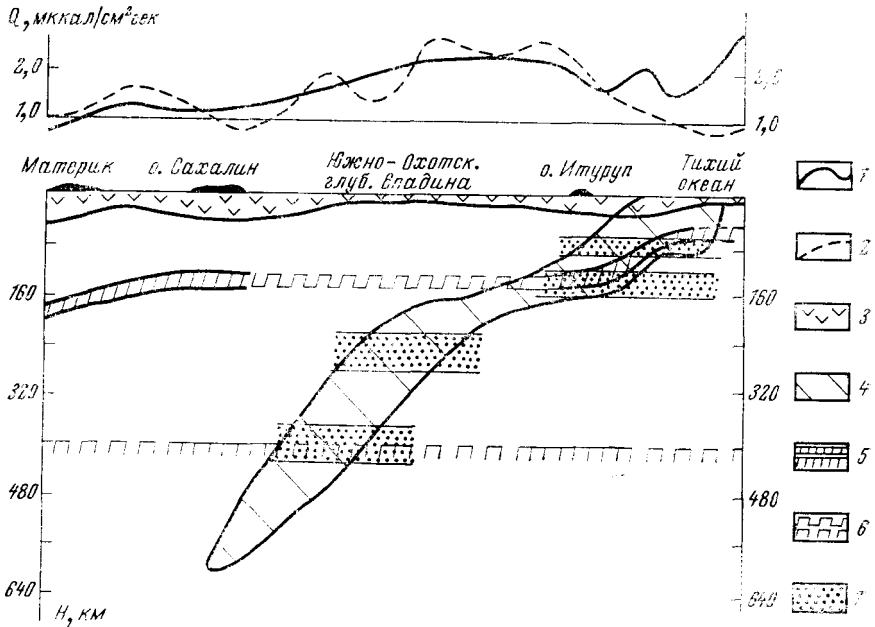


Рис. 1. Модель верхней мантии. 1 — аномалия силы тяжести в редукции Буге; 2 — аномалия теплового потока; 3 — земная кора; 4 — сейсмофокальная зона; 5, 6 — токопроводящие слои (5 — установленные, 6 — предполагаемые); 7 — астеносферные слои

скими и геологическими структурами (рис. 2). Так, под островными дугами верхняя мантия характеризуется плотностью, пониженной на величину до $0,1 \text{ г/см}^3$; под глубоководными желобами, глубоководными котловинами окраинных морей и под впадиной Дерюгина — повышенной на величину от сотых долей до $0,2 \text{ г/см}^3$ (⁵). Глубина залегания нижней границы плотностных зон изменяется от 40–50 км под Южно-Охотской глубоководной котловиной до 100–125 км под Курило-Камчатским желобом.

Разноплотностным блокам верхней мантии отвечают определенные величины скоростей распространения сейсмических волн. Зоны разуплотнения под островными дугами сочетаются, как правило, с пониженными значениями скоростей (⁶, ¹¹, ¹³), уплотненные блоки под глубоководными желобами и глубоководными котловинами — в основном с повышенными и «нормальными» (8,0–8,2 км/сек) их значениями. Иными словами, распределение скоростей в верхней мантии, так же как и плотностей, тесно связано с геологическим строением, что особенно отчетливо было установлено на примере Камчатки (¹¹).

Как было показано автором и др. (⁸), верхняя мантия глубоководных котловин окраинных морей и западной части Тихого океана неоднородна по магнитным свойствам.

Неоднородность верхней мантии зоны перехода по геотермическим свойствам устанавливается в основном по сопоставлению аномалий теплового потока Земли с ее неоднородностями по другим геофизическим параметрам и с глубиной до кровли мантии. Так, удовлетворительная корреля-

ция особенностей распределения теплового потока отмечается с глубиной до верхнего токопроводящего слоя. Особенно отчетливые их связи наблюдаются на Средних Курильских островах и в северо-восточной Японии, где куполообразному воздыманию этого слоя до 40–50 км от 100–200 км на соседних участках отвечают локальные максимумы теплового потока величиной до 2,5–3,0 мккал/см²·сек. Отмечается также снижение сейсмической активности.

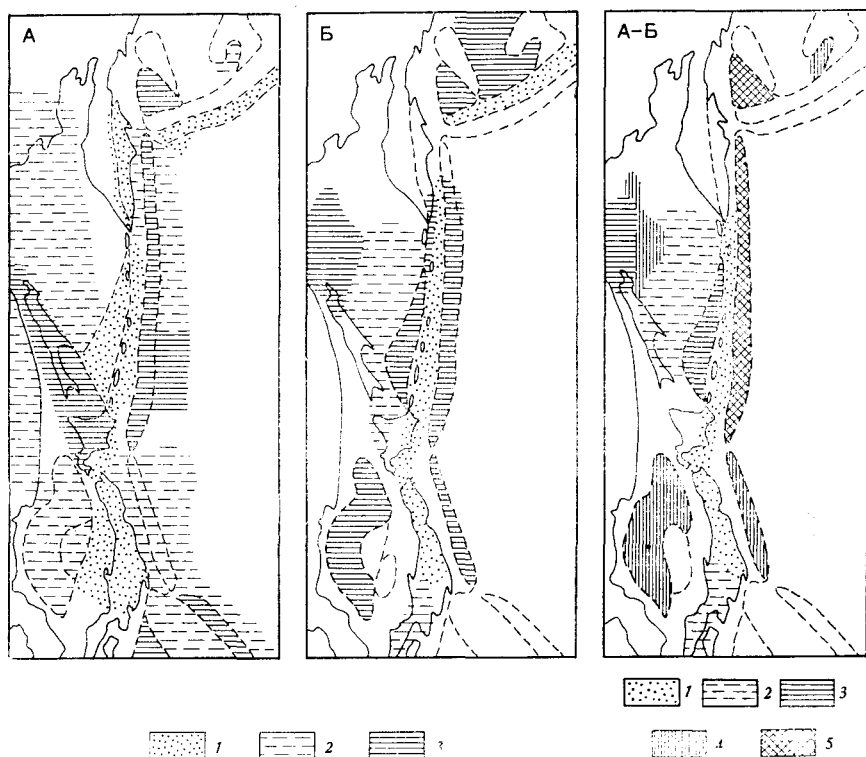


Рис. 2. Скорости (А) и плотности (Б) в верхах мантии. 1–3 – значения скоростей и плотностей (1 – пониженные, 2 – «нормальные», 3 – повышенные):

Параметр	Пониженные значения	«Нормальные» (v _н , σ _н)	Повышенные
Скорости, км/сек	<8,0–8,2	8,0–8,2	>8,0–8,2
Плотности, г/см ³	<3,30–3,35	3,30–3,35	>3,30–3,35

Для А-Б: 1 – σ < σ_н, V < V_н; 2 – σ = σ_н, V = V_н; 3 – σ > σ_н, V < V_н; 4 – σ > σ_н, V = V_н; 5 – σ > σ_н, V > V_н

При сопоставлении аномалий теплового потока с глубиной до кровли мантии устанавливается, что они связаны обратными соотношениями: чем меньше глубина до кровли мантии, тем больше тепловой поток и, наоборот, чем больше глубина до мантии, тем ниже значения потока (4). Пониженные значения теплового потока, равные в среднем 0,9–1,2 мккал/см²·сек, характерны для юго-запада Японии, для Сахалина, Приморья, Западной Камчатки, в пределах которых кровля мантии залегает на глубинах более 35 км. В глубоководных котловинах Охотского и Японского морей, в которых глубина до кровли мантии не превышает 8–12 км, значения теплового потока, как правило, более 2,5 мккал/см²·сек. Анало-

гичная связь между значениями теплового потока и глубиной до кровли мантии наблюдается в центральной и северной частях Охотского моря. Эти данные, так же как и связь теплового потока с глубиной до верхнего токопроводящего слоя и сейсмичностью, свидетельствуют, по-видимому, о том, что основные источники генерации тепла в зоне перехода располагаются не в земной коре, а в верхней мантии.

Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт
Дальневосточного научного центра
Академии наук СССР
Ново-Александровск Сахалинской обл.

Поступило
18 VII 1973

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ В. Н. Аверьянова, Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока, «Наука», 1968. ² В. В. Борец, В сборн.: Седьмая конфер. молодых ученых и специалистов (тез.), Новоалександровск, 1972. ³ Л. Л. Ваньян, Б. Е. Мардерфельд, В сб.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг, Тр. Сах. Компл. н.-и. ин-та, в. 33, 1972. ⁴ О. В. Веселов, И. К. Туезов, В сб.: Геофизические исследования строения земной коры в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану, Тр. Сах. Компл. н.-и. ин-та, в. 26, 1972. ⁵ Ю. А. Павлов, И. К. Туезов, В сб.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг, Тр. Сах. Компл. н.-и. ин-та, в. 33, 1972. ⁶ Р. З. Тараканов, В сб.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг, Тр. Сах. Компл. н.-и. ин-та, в. 33, 1972. ⁷ И. К. Туезов и др., В сб.: Региональные исследования в Сибири, «Наука», 1967. ⁸ И. К. Туезов и др., Геотектоника, 4, 1967. ⁹ И. К. Туезов, В сб.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг, Тр. Сах. Компл. н.-и. ин-та, в. 33, 1972. ¹⁰ С. А. Федотов, Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 6 (1963). ¹¹ С. А. Федотов, Л. Б. Славина, Физика Земли, № 2 (1968). ¹² Т. Юкутаки, В сб.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг, Тр. Сах. Компл. н.-и. ин-та, в. 33, 1972. ¹³ К. Аки, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. of Tokyo, v. 43, № 1 (1965). ¹⁴ Gutenberg, J. Geophys. Roy. Astr. Soc., v. 2, № 4 (1959). ¹⁵ G. Jeffreys, Monthly Notices Roy. Astron. Soc., v. 4, № 7 (1939). ¹⁶ T. Utsu, Geophys. Bull. Hokkaido Univ., v. 25, 99 (1971). ¹⁷ K. Wacziarg, T. Hirono, Geophys. Mag., v. 27, № 1 (1956).