

УДК 530.34

## СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО СВЕРХДЛИННОМУ ПРОФИЛЮ МЕТЕОРИТ (СИБИРСКИЙ КРАТОН), ОТРАБОТАННОМУ С МИРНЫМИ ЯДЕРНЫМИ ВЗРЫВАМИ

© 2012 г. Г.А. Павленкова

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия*

Сверхдлинный сейсмический профиль МЕТЕОРИТ, пересекающий Сибирский кратон и Байкальскую рифтовую зону, был отработан с четырьмя ядерными взрывами, что позволило выявить новые особенности структуры верхней мантии. Самые верхи мантии характеризуются резкими изменениями сейсмических скоростей – от 7.8–8.0 км/с под Байкальской зоной до 8.1–8.5 км/с в пределах Сибирского кратона, в отдельных блоках которого скорости достигают аномально высоких значений 8.4–8.5 км/с. На глубинах 100 и 150 км выявлены зоны инверсии скорости; астеносфера как слой пониженных скоростей на глубине 250–300 км не обнаружена.

На глубинах около 100, 150, 250 и 350 км прослежены отражающие горизонты, фиксирующие увеличение сейсмических скоростей в центральной части кратона и их резкое уменьшение в южном направлении. В переходной зоне между верхней и нижней мантией установлены три горизонтальные границы на глубинах около 410, 500 и 680 км.

**Ключевые слова:** сверхдлинные сейсмические профили, верхняя мантия, астеносфера.

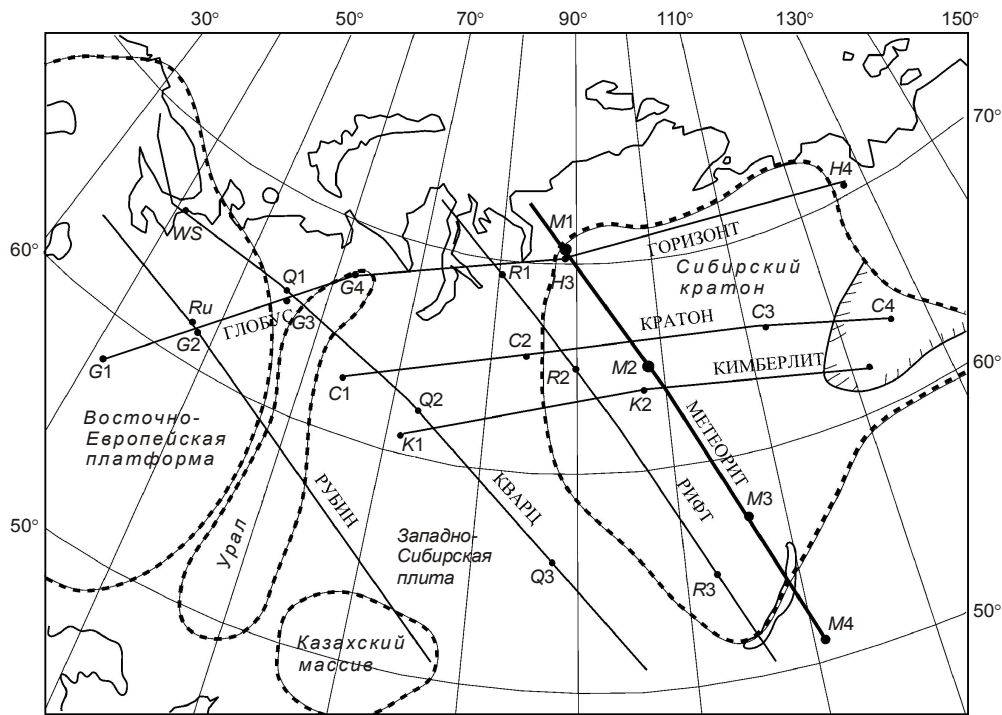
### Введение

Основными методами исследований верхней мантии являются сейсмологические, базирующиеся на анализе записей землетрясений, зафиксированных мировой сетью сейсмологических станций. Данные сейсмологии позволили определить главные особенности внутреннего строения планеты. В частности, было выделено внешнее и внутреннее ядро Земли, мантия разделена на верхнюю и нижнюю, показано, что между верхней и нижней мантией существует мощный переходный слой с кровлей на глубине около 410 км и подошвой на глубине 680 км. В некоторых регионах предполагается наличие в верхней мантии на глубине 100–200 км астеносферы – слоя с пониженными скоростями.

С течением времени базы сейсмологических данных наращиваются за счет новых землетрясений и увеличения числа регистрирующих станций. Обработка этих данных в региональных масштабах позволяет постоянно обновлять обобщенные скоростные модели верхней мантии. Последней такой моделью, утвержденной Международной комиссией *IASPEI*, является модель *IASP-91* [Kennet, Engdahl, 1991].

По мере роста числа сейсмологических станций увеличивалась детальность исследований. Сейчас есть возможность изучения не только названных выше главных структурных элементов Земли, но и горизонтальной неоднородности каждой из оболочек с использованием сейсмотомографического метода. Результаты исследований этим методом представляются не в виде скоростных колонок или разрезов с абсолютными значениями скоростей, а в виде разностей между наблюдаемыми скоростями и обобщенной скоростной моделью, например, моделью *IASP-91*. Такое представление результатов позволяет более рельефно выделять отдельные, даже самые мелкие неоднородности, но при этом теряется информация о сейсмических границах и общей расчлененности мантии.

Несмотря на все достижения сейсмологических методов, структура верхней мантии изучена крайне неравномерно. Большая часть сейсмологических станций размещена в сейсмоактивных зонах; обширные по площади асейсмичные платформенные регионы, такие как север Евразии, сейсмологическими данными освещены слабо. Исследования верхней мантии названной территории, включая переходную зону, удалось провести с помощью мирных ядерных взрывов, которые были выполнены в СССР в 60–80-е годы прошлого столетия специально для решения этих задач на так называемых сверхдлинных профилях (рис. 1). Сейсмические наблюдения на них проводились Специальной региональной геофизической экспедицией (позднее Центр ГЕОН) Министерства геологии СССР (ныне Министерство природных ресурсов).



**Рис. 1.** Схема расположения сверхдлинных сейсмических профилей, отработанных с мирными ядерными взрывами. Местоположение пунктов взрыва (ПВ) на профилях отмечено кружками; латинские буквы с цифрами возле них – принятые обозначения ПВ

В течение длительного времени данные по сверхдлинным профилям оставались закрытой информацией; только в 1980-е годы была опубликована их малая часть, касающаяся лишь строения верхней мантии, [Винник, Егоркин, 1979, 1981; Егоркин, 1980; Yegorkin, Pavlenkova, 1981; Egorkin, Chernishov, 1983; Pavlenkova, Egorkin, 1983; Егоркин, Зюганов, Чернышев, 1984; Егоркин, 1988; Egorkin et al., 1987]. В первых публикациях были представлены некоторые монтажи сейсмических записей и предварительные разрезы по отдельным профилям.

В начале 90-х годов прошлого столетия материалы по сверхдлинным профилям стали доступны широким кругам исследователей, как российских, так и зарубежных. Выполненная в эти годы интерпретация записей ядерных взрывов основывалась на анализе всех типов волн, зарегистрированных на профилях с наиболее полными системами наблюдений. При этом использовались современное программное обеспечение и новое поколение компьютеров.

Материалы по профилям КВАРЦ, КРАТОН, КИМБЕРЛИТ, РИФТ были оцифрованы и обработаны рядом международных групп [Егоркин, 1991; Егоркин и др., 1996;

*Mechie et al.*, 1993; *Morosov et al.*, 1998; *Cipar et al.*, 1993; *Pavlenkova, Priestly, Cipar*, 2002; *Павленкова, Павленкова*, 2008]. Попытки обобщенного анализа данных по всем профилям представлены в работах [*Егоркин*, 1996, 1999; *Pavlenkova, Pavlenkova, Solodilov*, 1996; *Solodilov*, 1997; *Fucks*, 1997].

Несмотря на большой объем проведенных исследований, до сих пор не все записи ядерных взрывов обработаны на современном уровне и не по всем профилям первичные материалы представлены в достаточно полном виде. К таким профилям относятся и профиль МЕТЕОРИТ. Для него известны интерпретации 1990-х годов, когда были построены двумерная модель самых верхов мантии и практически одномерная модель остальной ее части и переходной зоны к нижней мантии [*Павленкова, Солодилов*, 1997]. Позже в обзорной работе по сверхдлинным профилям [*Pavlenkova, Pavlenkova*, 2006] была опубликована двумерная модель верхней мантии по этому профилю, но первичные материалы и методика их обработки при этом не обсуждались.

В настоящей работе представлены результаты обработки с использованием современных методов всех материалов по профилю МЕТЕОРИТ, включая данные по переходной зоне между верхней и нижней мантией. Основным инструментом интерпретации было математическое моделирование, заключающееся в решении прямой задачи для некоторых стартовых моделей и сопоставлении результатов расчета с наблюдаемыми полями. Коррекция моделей с последующим расчетом лучей и годографов проводилась до тех пор, пока расчетные и наблюдаемые времена не совпадали с точностью 0.1–0.2 с.

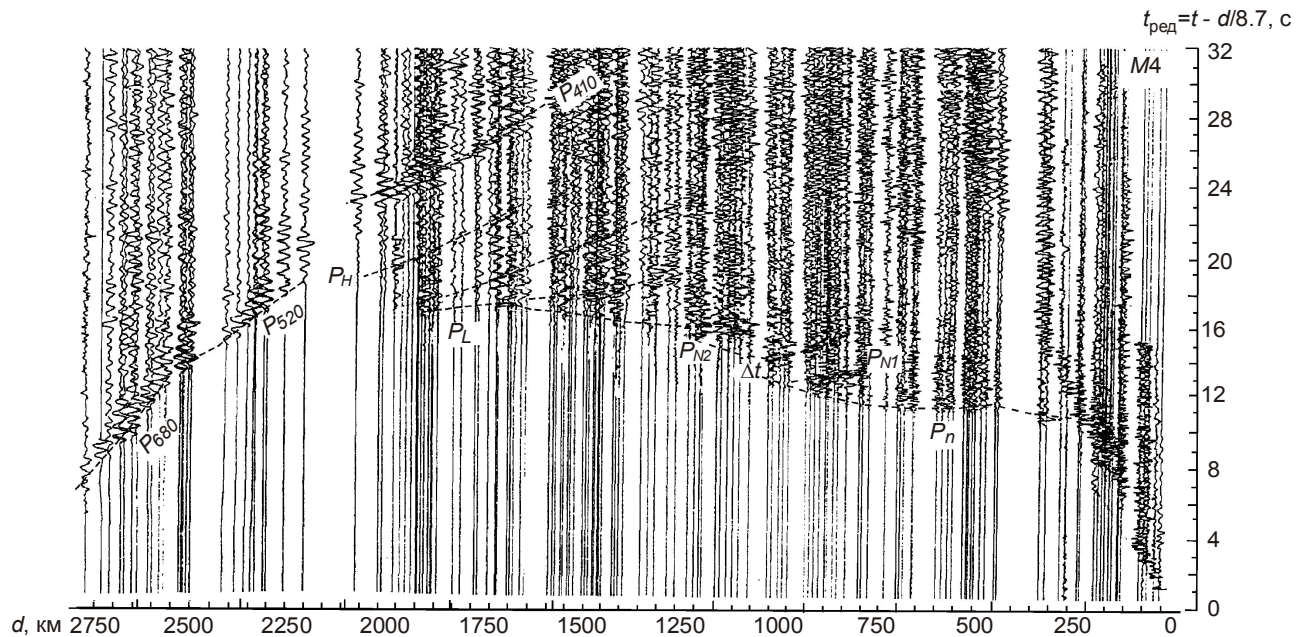
Большинство программ решения прямой двумерной задачи основано на лучевом методе [*Алексеев, Гельчинский*, 1959; *Červený, Molotkov, Pšeničik*, 1977], который благодаря своей простоте, физической наглядности и удобства для массовых расчетов и моделирования волновых полей приобрел широкое распространение. В данной работе использован модернизированный вариант программы [*Červený, Pšeničik*, 1983].

Математическое моделирование позволяет не только построить скоростной разрез, с его помощью удастся провести детальный анализ волновых полей и определить природу волн. Он позволяет также включать в обработку волны разного типа и, что особенно важно, исследовать пределы возможной неоднозначности решения обратной задачи. Последнее осуществляется путем рассмотрения всего множества возможных моделей и выбора из них наиболее достоверной, наилучшим образом объясняющей кинематические и динамические особенности наблюдаемых волновых полей.

Двумерное лучевое моделирование проводилось автором для скоростных разрезов с плоской поверхностью Земли; затем в построенные модели вводились поправки, учитывающие ее сферичность. Использовались поправки, определенные ранее по профилям КВАРЦ и РИФТ путем сопоставления одномерных скоростных моделей, построенных по одним и тем же годографам для плоской и сферической поверхностей [*Mechie et al.*, 1993; *Cipar et al.*, 1993].

### **Характеристика экспериментального материала и методика его обработки**

Длина профиля МЕТЕОРИТ, пересекающего Сибирский кратон с севера на юг, от Тиманской складчатости до Байкальской рифтовой зоны (см. рис. 1), составляет 2900 км. На профиле с шагом 10 км было установлено около 300 трехкомпонентных аналоговых станций и произведено четыре ядерных взрыва. Обычные химические взрывы, которые на других сверхдлинных профилях обрабатывались для изучения земной коры, на профиле МЕТЕОРИТ записаны не были. В связи с этим для него не удалось построить скоростную модель земной коры, что несколько снизило детальность построений для верхней части мантии.



**Рис. 2.** Профиль МЕТЕОРИТ, ПВ М4. Монтаж сейсмограмм в редуцированном масштабе времени ( $V_{ред}=8.7$  км/с,  $d$  – удаление от пункта взрыва, км). Обозначения анализируемых волн:  $P_g$  – преломленная волна в земной коре;  $P_n$  – преломленная волна в верхах мантии;  $P_{N1}$ ,  $P_{N2}$ ,  $P_L$ ,  $P_H$ ,  $P_{H'}$  – волны, отраженные от соответствующих опорных границ в верхней мантии;  $P_{410}$ ,  $P_{520}$  и  $P_{680}$  – волны от границ в переходной зоне между верхней и нижней мантией (подстрочный индекс означает примерную глубину залегания соответствующей границы)

На рис. 2 приведен монтаж сейсмограмм для ПВ М4. Дальность наблюдений для этого пункта достигает 2850 км, что позволило проследить волны от всей верхней мантии и переходной зоны между верхней и нижней мантией (глубина 410–680 км). Монтаж демонстрирует сложный характер поля мантийных волн с резкой изменчивостью кажущихся скоростей и амплитуд первых вступлений и большим количеством последующих вступлений. В связи с этим корреляция волн на записях оказалась неоднозначной. Главным образом это относится к последующим вступлениям, где волновые поля чаще всего невыразительны и в них практически невозможно выполнить фазовую корреляцию. Чтобы разделить непрерывную запись последующих вступлений на отдельные волны, выбирались фазы, которые можно было проследить и в первых вступлениях.

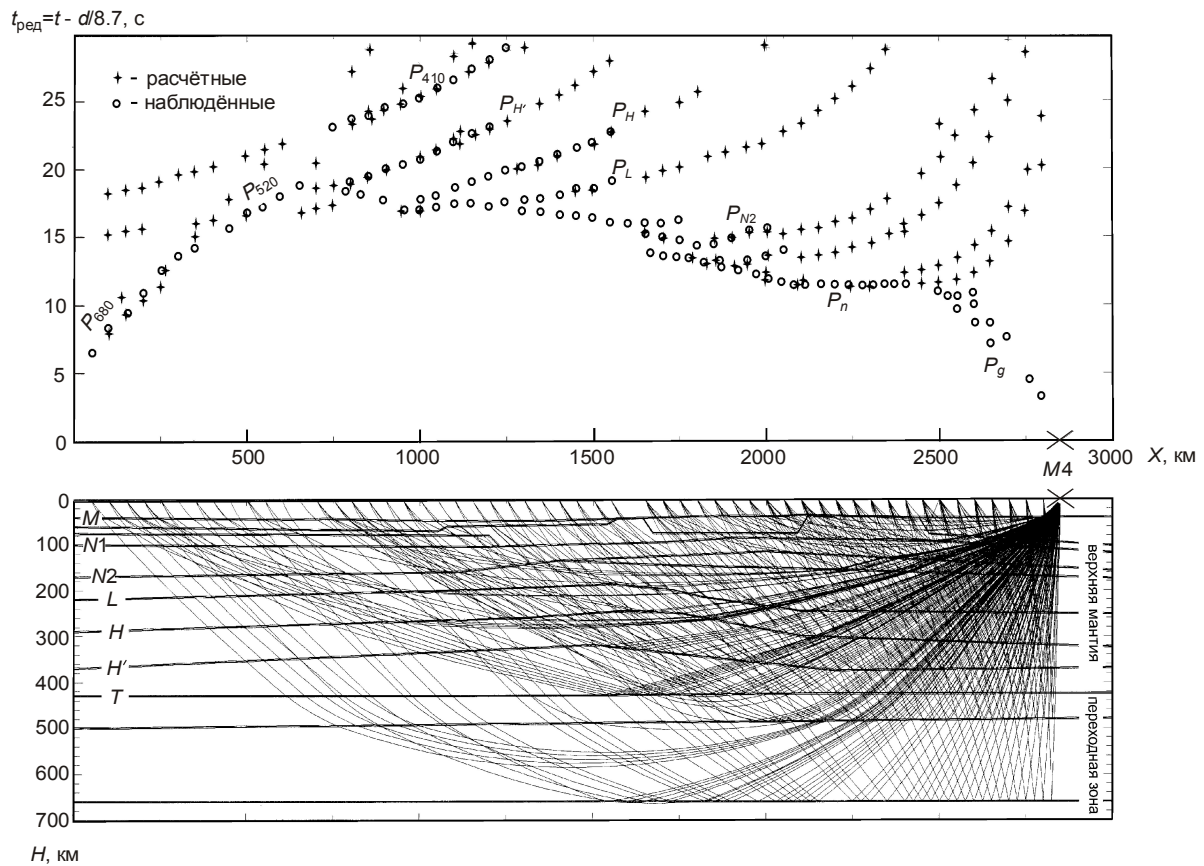
Зарегистрированные из ПВ М4 волны четко делятся на две группы, значительно различающиеся по кажущимся скоростям. Интервал регистрации волн первой группы с кажущимися скоростями 7.8–8.8 км/с – 200–2000 км от источника. Волны второй группы прослеживаются в последующих вступлениях на удалениях 1500–2300 км от источника с кажущимися скоростями 9.5–10.5 км/с и в первых – на удалениях 2300–3000 км с кажущимися скоростями 10.5–11.5 км/с. Это хорошо известные в сейсмологии волны от переходной зоны между верхней и нижней мантией. На всех сейсмологических записях они регистрируются на удалениях около 2000 км, в связи с чем называются волнами от 20-градусной границы. На записях ядерных взрывов эти волны четко делятся на три, имеющие существенно различные кажущиеся скорости:  $P_{410}$  с  $V_k=10$  км/с,  $P_{520}$  с  $V_k=10.5$  км/с и  $P_{680}$  с  $V_k=11$  км/с (индекс волны означает среднюю глубину залегания соответствующей границы, определенную в сейсмоактивных районах Земли). Следует отметить, что из-за влияния сферичности Земли кажущиеся скорости всех мантийных волн выше истинных на 0.1–0.2 км/с в интервале глубин 100–200 км и на 0.7–0.8 км/с на глубинах 400–700 км.

Годографы первых и последующих вступлений, зарегистрированных на удалениях 200–2000 км, позволили выделить несколько опорных волн, прослеженных и на других

сверхдлинных профилях. Это волны  $P_n$  – преломленные на границе Мохоровичича ( $M$ ) и в верхах мантии,  $P_{N1}$ ,  $P_{N2}$ ,  $P_L$  и  $P_H$  – отраженные и преломленные волны от границ  $N1$ ,  $N2$ ,  $L$  и  $H$  на глубине от 100 до 350 км.

Кажущиеся скорости и интенсивность записи опорных волн меняются вдоль профиля. Так, из ПВ  $M4$  волну  $P_n$  удалось надежно выделить лишь на удалениях 300–750 км от источника, где она характеризуется аномально высокими кажущимися скоростями 8.6 км/с. Далее скорости уменьшаются, и на удалении 1000 км первые вступления резко затухают. Вновь их удается проследить лишь на удалениях 1200–2000 км примерно с такой же кажущейся скоростью, но с временным разрывом в 2 с. Как показало лучевое моделирование (рис. 3), такая волновая картина обусловлена аномально высокими скоростями под границей  $M$  в интервале профиля 2100–2500 км и понижением скоростей на глубине более 100 км.

Последующие вступления мантийных волн из ПВ  $M4$  прослеживаются ненадежно. Помимо опорных волн  $P_L$  и  $P_H$ , прослеженных на других профилях, выделяется волна  $P_{H'}$ , связанная с более глубокой границей  $H'$ .



**Рис. 3.** Профиль МЕТЕОРИТ, ПВ  $M4$ . Результаты лучевого моделирования. Здесь и на рис. 4–6 *вверху* – сопоставление расчетных и наблюдаемых годографов, *внизу* – лучевая диаграмма преломленных и отраженных волн от основных границ в верхней мантии. Вертикальная ось – время в редуцированном масштабе ( $V_{ред}=8.7$  км/с,  $d$ , км – удаление от источника); горизонтальная – расстояние от начала профиля ( $X$ , км). Расшифровку обозначения волн на годографах см. на рис. 2

Волновая картина для ПВ  $M1$  (рис. 4) гораздо менее выразительна. Как и для ПВ  $M4$ , первые волны надежно прослеживаются только до расстояния 700 км от источника. На больших удалениях они имеют вид слабых, едва заметных вступлений. В последующей части записи намечаются короткие оси синфазности волны  $P_L$  и достаточно надежно прослеживается лишь  $P_{H'}$ -волна.

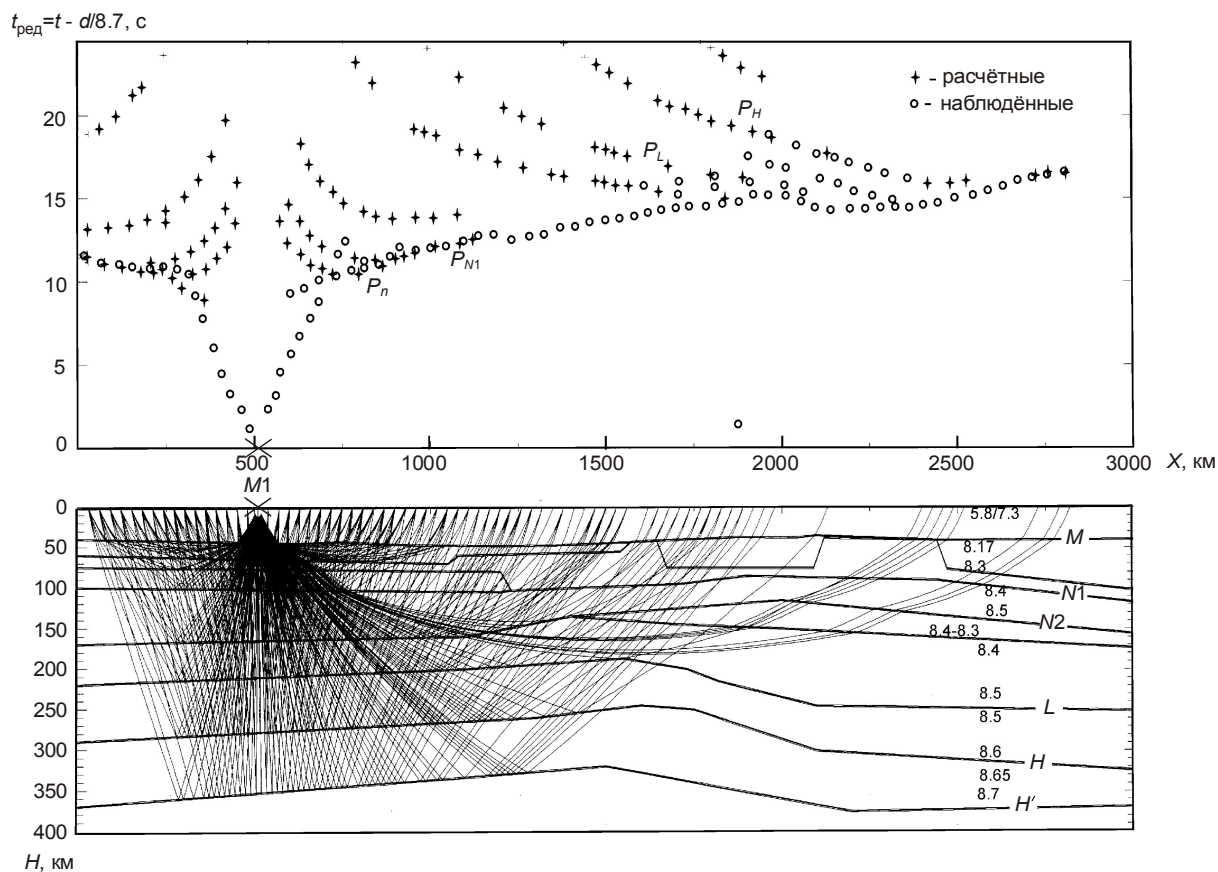


Рис. 4. Результаты лучевого моделирования. Профиль МЕТЕОРИТ, ПВ М1

Волны  $P_n$ , зарегистрированные из ПВ  $M2$ , при наблюдениях к северу от источника (рис. 5, левые ветви годографов) на удалениях до 500 км имеют кажущуюся скорость около 8.1 км/с; далее скорость увеличивается до 8.4 км/с и на удалении 750 км резко уменьшается до величин, не типичных для верхов мантии, составляя менее 7 км/с; уменьшается и интенсивность этих волн. На удалении 900 км первые волны снова имеют кажущуюся скорость порядка 8.7 км/с. Как показало лучевое моделирование, такая изменчивость кажущихся скоростей первых волн может быть объяснена наличием в верхах мантии на глубине 75–100 км слоя с пониженными скоростями.

При наблюдениях из ПВ  $M2$  в южном направлении (правые ветви годографов) кажущиеся скорости первых волн также изменчивы – сначала до удалений 450 км они составляют 8.4 км/с, затем до 700 км не превышают 8.1 км/с, после чего снова увеличиваются до 8.7 км/с. Такая изменчивость кажущихся скоростей первых волн свидетельствует о блоковом строении верхов мантии и резком изменении скоростей в отдельных блоках (см. рис. 5).

В последующих вступлениях из данного пункта взрыва удалось выделить лишь волну, близкую по своим параметрам волне  $P_L$ .

Наблюдения из ПВ  $M3$  (рис. 6) подтвердили, что изменчивость кажущихся скоростей первых волн связана, в основном, с блоковым строением верхов мантии. Так, при наблюдениях в северном направлении (левые ветви годографов) получены одинаковые кажущиеся скорости волн  $P_n$  и  $P_{N1}$ . При наблюдениях в южном направлении (правые ветви) волна  $P_n$  на небольших удалениях от источника (до 350 км) имеет очень высокую скорость (8.6 км/с), на больших удалениях – нормальную (8.1 км/с).

В последующих вступлениях на записях ПВ  $M3$ , как и в случае ПВ  $M2$ , выделена лишь волна  $P_L$ .

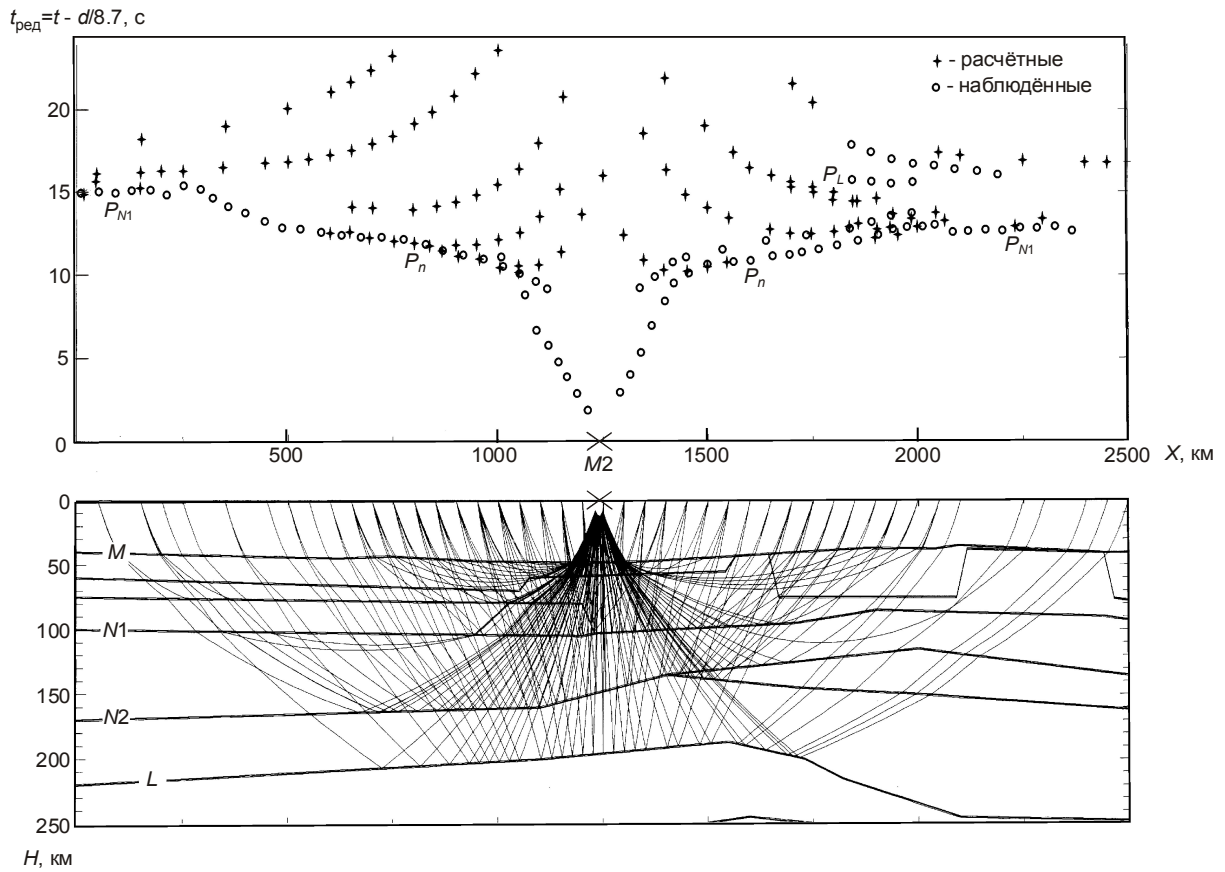


Рис. 5. Результаты лучевого моделирования. Профиль МЕТЕОРИТ, ПВ M2

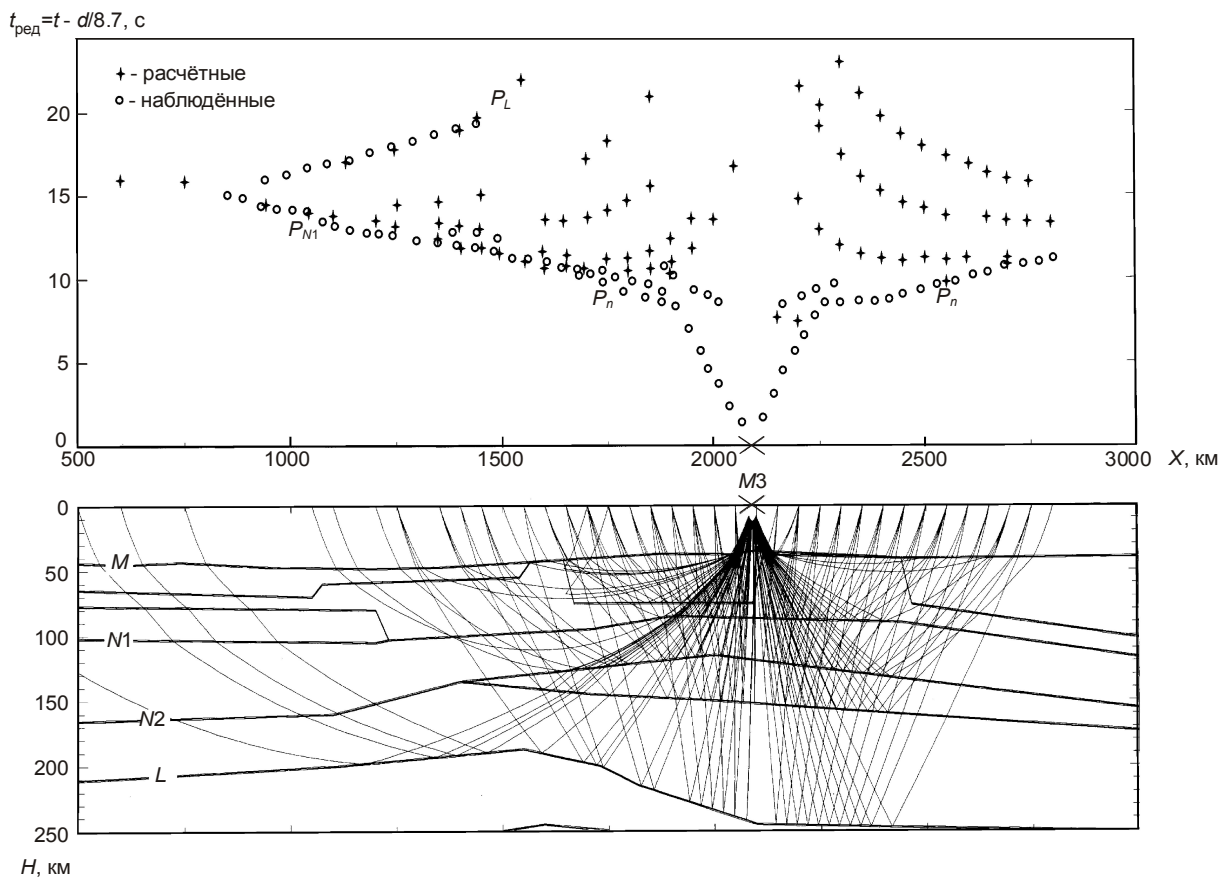


Рис. 6. Результаты лучевого моделирования. Профиль МЕТЕОРИТ, ПВ M3

Таким образом, блоковое строение верхов мантии и наличие в ней слоев пониженной скорости существенно искажают годографы первых волн и затрудняют определение по ним общего изменения скоростей на больших глубинах. Границы  $N1$ ,  $N2$  и  $L$  часто характеризуются близкими кажущимися скоростями; из-за отмеченных выше неоднородностей в структуре верхов мантии трудно отождествить соответствующие им годографы. Это существенно увеличивает неоднозначность построения более глубоких границ и удлиняет процесс выбора оптимальной модели.

Другая неоднозначность структурных построений по профилю МЕТЕОРИТ связана с наличием в разрезе зон инверсии скоростей. Для случая уменьшения скорости с глубиной характерно резкое затухание первых волн на некотором удалении от источника, т.е. наличие так называемой зоны тени, и регистрация в последующих вступлениях волн с той же кажущейся скоростью, но со сдвигом по времени  $\Delta t$  (см. рис. 2). Время запаздывания  $\Delta t$  зависит от мощности волновода и скорости в нем и является основой для определения этих параметров. Но математическое моделирование показало, что можно построить серию скоростных моделей с различными параметрами волновода, которые будут удовлетворять с одинаковой точностью наблюдаемым годографам. Неоднозначно определяется и глубина волновода, зависящая от расстояния до зоны тени и характера скоростной функции в верхах мантии. При малом вертикальном градиенте скорости, что характерно для верхов мантии, можно получить зону тени на одном и том же удалении от источника, меняя глубину волновода и градиент скорости под ним. Величину уменьшения скорости в зоне инверсии также невозможно определить однозначно даже при наличии достаточно протяженного годографа волны, отраженной от подошвы волновода. В данном случае величина инверсии скорости задавалась (обычно 0.1 км/с), а мощность зоны инверсии определялась по величине  $\Delta t$ .

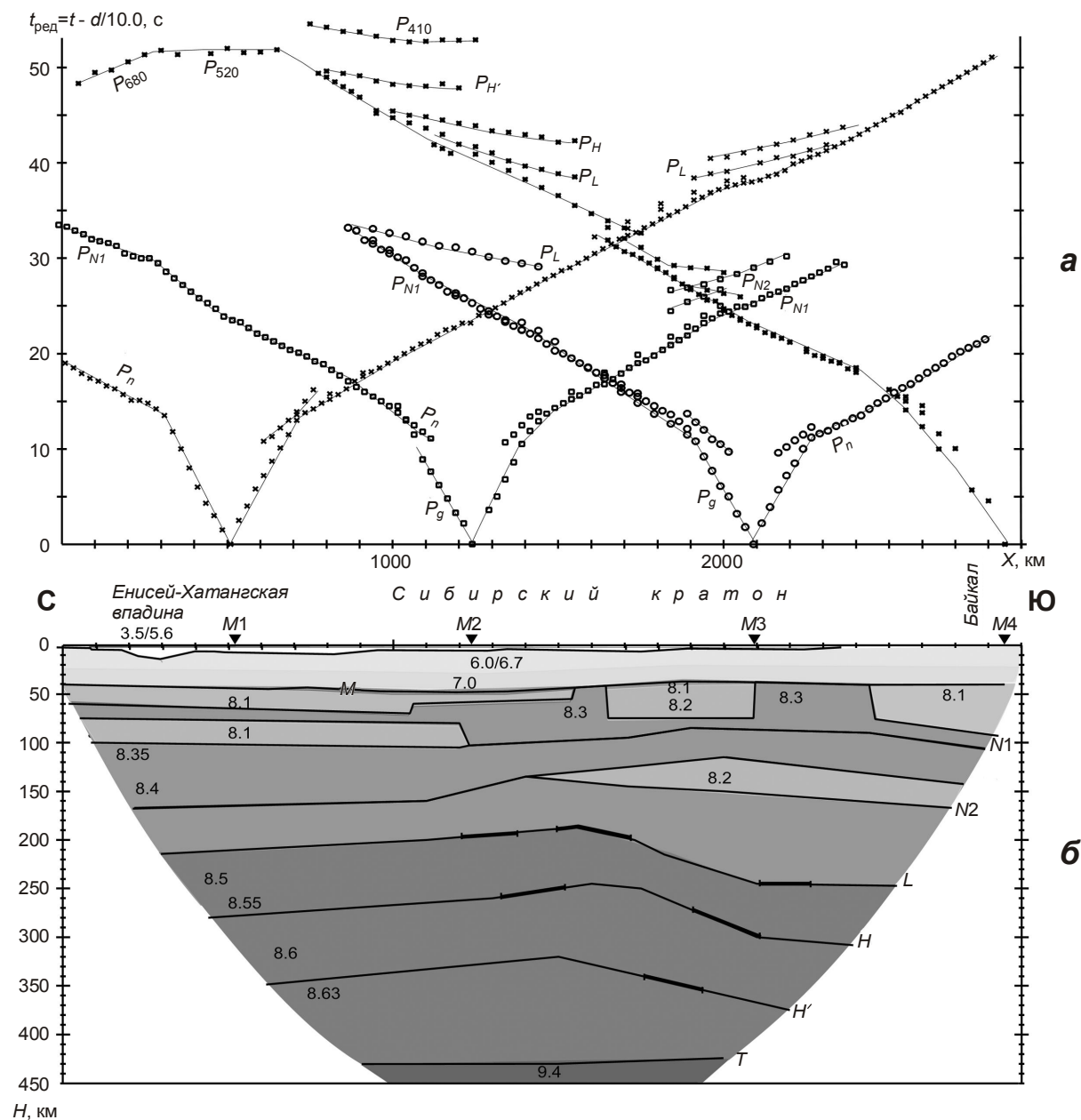
Определенная сложность построения скоростной модели, типичная для всех сверхдлинных профилей, связана с определением скорости в низах верхней мантии. Обычно преломленные волны от этого слоя не регистрируются в первых вступлениях (это так называемый “выпадающий слой”). Кроме того на профиле МЕТЕОРИТ первые волны из ПВ  $M4$  резко затухают на удалении от источника 2000 км, что можно объяснить или уменьшением вертикального градиента скорости, или наличием на глубине более 300 км слоя с пониженными скоростями. Второе предположение представлялось более вероятным, поскольку наличие такого слоя предполагалось по геотермическим данным. В работах [Чермак, 1982; Artemieva, Mooney, 2001] на этой глубине под Сибирским кратоном выделялась астеносфера как область возможного частичного плавления. Однако лучевое моделирование не подтвердило этого предположения – было показано, что по отраженным волнам  $P_{410}$  и  $P_H$  скорость над границей  $T$  (кровля переходной зоны) оценивается достаточно устойчиво (в пределах 0.1 км/с) и инверсии скоростей здесь не наблюдается.

### Структура верхней мантии

Наблюдаемые годографы и скоростной разрез верхней мантии вдоль профиля МЕТЕОРИТ приведены на рис. 7. На разрезе показано распределение скоростей в самых верхах мантии и построены все региональные границы –  $N1$  и  $N2$ , характеризующие скоростной уровень 8.3 и 8.4 км/с; граница  $L$ , соответствующая скорости 8.5 км/с; границы  $H$  и  $H'$ , соответствующие скоростным уровням 8.6 и 8.63 км/с.

Отметим, что, несмотря на достаточно бедные записи, удалось построить все границы, выявленные в верхней мантии на других профилях. На основании первых (преломленных) волн на данном профиле построена только граница  $N1$ ; остальные же границы представлены отражающими площадками, а соответствующие им скоростные уровни определены главным образом по форме годографов связанных с ними отражений.





**Рис. 7.** Наблюдаемые годографы (а) и сейсмический разрез верхней мантии по профилю МЕТЕОРИТ (б). Цифры на разрезе – сейсмические скорости, км/с; тонкие линии – границы слоев с разными сейсмическими скоростями; утолщенные отрезки – отражающие площадки;  $M$  – подошва земной коры (граница Мохоровичича);  $N1$ ,  $N2$ ,  $L$ ,  $H$ ,  $H'$  – границы в верхней мантии;  $T$  – кровля переходной зоны к нижней мантии. Над разрезом  $M1$ – $M4$  – пункты ядерных взрывов;  $X$ , км – расстояние от начала профиля. Расшифровку обозначений волн на годографах см. на рис. 2

Три границы на глубинах около 410, 500 и 660 км, характеризующие переходную зону между верхней и нижней мантией, построены по записям из ПВ  $M4$  (см. рис. 3).

На рис. 7,б можно видеть, что наиболее неоднородной является верхняя часть мантии, характеризующейся блоковым строением. Скорости в блоках составляют от 8.1 до 8.3 км/с. В северной части профиля на глубине 80–100 км выделен слой с пониженной скоростью, с которым связано резкое уменьшение кажущихся скоростей первых волн из ПВ  $M2$  на интервале профиля 300–500 км (см. рис. 5). В южной части профиля на глубине 110–160 км также выделен слой с пониженной скоростью. Ему соответствует

затухание первых волн из ПВ М4 при  $X=1600$  км (см. рис. 3) и из ПВ М3 при  $X=900$  км. Но в данном случае зона пониженных скоростей соответствует нормальной для этих глубин скорости, ограничивая снизу блоки аномально высоких скоростей в самых верхах мантии, непосредственно под границей М.

Для профиля МЕТЕОРИТ характерна не совсем обычная форма сейсмических границ. Границы М1 и М2 в северной части профиля в Енисей-Хатангской впадине залегают на глубине 100 и 160–170 км соответственно; затем эти границы (особенно граница М2) достаточно круто поднимаются, и в южной части Сибирского кратона на расстоянии 2000–2400 км от начала профиля их глубина не превышает 90 и 120 км. Далее они снова погружаются под Байкальской рифтовой зоной.

Границы L и H также несколько поднимаются с севера на юг в интервале расстояний X от 1100 до 1600 км и затем резко прогибаются под поднятием вышележащих границ ( $X=1600$ –2200 км).

Подъем глубинных мантийных границ L и H, определяемый увеличением сейсмических скоростей в центре Сибирского кратона, наблюдался и на других сверхдлинных профилях, например на профиле КИМБЕРЛИТ, пересекающем профиль МЕТЕОРИТ в центре Сибирского кратона (см. рис. 1) [Павленкова, 2006]. Но резкое погружение этих границ в южной части кратона в сторону Байкальской рифтовой зоны является новым результатом проведенной интерпретации данных по профилю МЕТЕОРИТ. Ранее установленный прогиб не отмечался даже по параллельному профилю РИФТ [Pavlenkova et al., 2002]. Возможно, это связано с тем, что только на профиле МЕТЕОРИТ самый южный пункт взрыва М4 расположен за пределами кратона в Байкальской зоне. Правда, достоверность построений на больших глубинах в этой части профиля невелика, так как корреляция волн от границ L и H из этого пункта взрыва ненадежная (см. рис. 2).

Строение переходной зоны между верхней и нижней мантией на профиле МЕТЕОРИТ изучено также только по записям ПВ М4. Но записи волн  $P_{410}$ ,  $P_{520}$  и  $P_{680}$ , отраженных от трех основных границ в переходной зоне, из этого пункта взрыва четкие (см. рис. 2), обеспечивающие их надежную корреляцию. Глубина до рассматриваемых границ несколько отличается от общепринятой: кровля переходной зоны (граница T) залегает несколько глубже, на глубине 430 км; подошва зоны, напротив, на меньшей глубине – 660 км; промежуточная граница выделена на глубине 500 км (см. рис. 3).

## Заключение

Как отмечалось выше, данные по профилю МЕТЕОРИТ были обработаны ранее в Центре ГЕОН [Павленкова, Солодилов, 1997]. Тогда построения проводились лишь для отдельных границ, лучевое моделирование не использовалось. В результате были выделены высокоскоростные блоки в верхах мантии, слой с пониженной скоростью на глубине около 100 км и границы переходной зоны, но внутреннюю структуру верхней мантии определить не удалось.

Полученные в настоящей работе новые данные по профилю МЕТЕОРИТ, в целом, подтвердили общие закономерности в структуре верхней мантии Сибирского кратона, выявленные по другим профилям. Наиболее резкие изменения скорости наблюдаются в верхах мантии, что частично объясняется сменой теплового режима. Так, относительно низкие скорости (8.1 км/с) выявлены в районе Байкальского рифта, в пределах которого тепловой поток достигает  $80 \text{ мВ/м}^3$ , что в полтора раза выше, чем в пределах кратона и в Енисей-Хатангском блоке, где он составляет  $50 \text{ мВ/м}^3$  [Artemieva, Mooney, 2001].

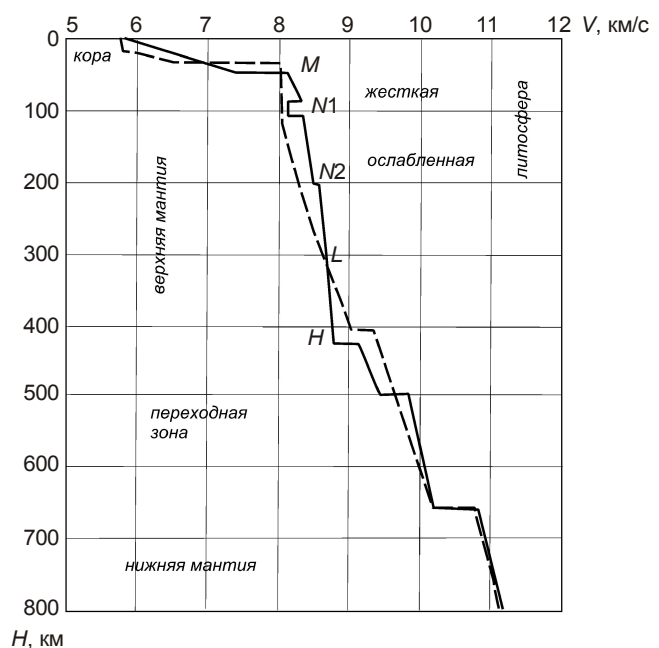
Подобное объяснение непригодно для объяснения блоковой структуры верхов мантии внутри Сибирского кратона. Особенно это относится к высокоскоростным блокам, которые не могут быть связаны и с петрологической неоднородностью вещества, так

как мантийные породы разного состава мало различаются по скоростям сейсмических волн [Sobolev, Fuchs, 1993; Kern, 1993]. Можно предложить два возможных объяснения природы блоков. Во-первых, повышенными скоростями характеризуются мантийные породы с малым содержанием железа [Deschamps, Trampert, Snieder, 2002], и тогда формирование блоков связано с процессами петрологической дифференциации вещества мантии и выплавки из него материала с большим содержанием железа. Другим возможным объяснением природы высокоскоростных блоков является сейсмическая анизотропия, которая довольно часто отмечается в верхней мантии [Fuchs, 1983; Babushka, Plomerova, Sileny, 1984]. Именно анизотропией скоростей объясняются высокие скорости на границе *M*, выявленные и в других частях Сибирского кратона [Суворов и др., 1992; Суворов, 1993].

Проблематичной остается природа низкоскоростных слоев в верхней мантии на глубине 100–150 км. Как уже отмечалось, по данным теплового потока мощность литосферы составляет под Сибирским кратоном не менее 250 км, т.е. эти слои не могут быть областями частичного плавления в обычной сухой мантии. Но в работах [Павленкова, Павленкова, 1995; Thybo, Perchuc, 1997] высказано предположение, что появление на глубине 100–150 км низкоскоростных слоев может быть связано с концентрацией в них флюидов. Флюиды понижают температуру солидуса и могут привести к частичному плавлению на малых глубинах. Правда, в случае профиля МЕТЕОРИТ существует и более простое объяснение. Возможно, это слои нормальных скоростей, которые подстилают вышележащие блоки аномально высоких скоростей.

Как и на других сверхдлинных профилях, на профиле МЕТЕОРИТ не выделен слой с пониженной скоростью на глубине более 250 км, который по данным геотермии можно было бы связать с астеносферой. Это хорошо согласуется с петрофизическими данными [Кусков, Кронрод, 2007], по которым под Сибирской платформой предполагается твердофазная астеносфера. В южной части Сибирского кратона в структуре верхней мантии впервые выявлено резкое уменьшение скорости с погружением границ *L* и *H*.

В целом, скоростная модель верхней мантии, построенная по профилю МЕТЕОРИТ, по всей видимости, характерна лишь для платформенных областей, что следует из ее сопоставления с обобщенной для всей Земли моделью *IASP-91* [Kennet, Engdahl, 1991]. Модель *IASP-91* отличается от построенной нами более низкими скоростями в верхах мантии на глубине 50–250 км и более высокими в ее низах на глубине 350–500 км (рис. 8).



**Рис. 8.** Сопоставление усредненной одномерной модели верхней мантии по профилю МЕТЕОРИТ (сплошная линия) с обобщенной для всей Земли моделью *IASP-91* (штриховая). *M* — граница Мохоровичича; *N1*, *N2*, *L*, *H* — опорные границы внутри мантии

Наличие более высоких сейсмических скоростей под холодными платформенными областями вполне закономерно, так как модель *IASP-91* построена, в основном, по данным, полученным в сейсмоактивных регионах, характеризующихся высоким тепловым потоком. Но расхождения моделей в низах верхней мантии достаточно неожиданно: в условиях повышенного теплового потока можно было бы ожидать пониженных скоростей и в этой части разреза. Причины наблюдаемых расхождений пока не исследованы.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 12-05-00407а).

### Литература

- Алексеев А.С., Гельчинский Б.Я.* О лучевом методе вычислений полей волн в случае неоднородных сред с криволинейными границами раздела // Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Т. 3. Л.: Изд-во ЛГУ, 1959. С.11–37.
- Винник Л.П., Егоркин А.В.* Волновое поле и модели литосферы-астеносферы по данным сейсмических исследований Сибири // Докл. АН СССР. 1979. № 2. С.318–321.
- Винник Л.П., Егоркин А.В.* Низкоскоростной слой в мантии древних платформ по данным сейсмических наблюдений на длинных профилях // Физика Земли. 1981. № 12. С.12–18.
- Егоркин А.В.* Строение и свойства верхней мантии // Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР / Ред. С.М. Зверев, И.П. Косминская. М.: Наука, 1980. С.101–180.
- Егоркин А.В.* Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам // Глубинное строение территории СССР / Отв. ред. В.П. Белоусов, Н.И. Павленкова, Г.Н. Квятковская. М.: Наука, 1991. С.118–135.
- Егоркин А.В.* Многоволновые глубинные сейсмические исследования // Геофизика. 1996. № 4. С.25–31.
- Егоркин А.В.* Изучение мантии на сверхдлинных геотраверсах // Физика Земли. 1999. № 7/8. С.114–130.
- Егоркин А.В., Зюганов С.К., Чернышев Н.М.* Верхняя мантия Сибири // Геофизика. 27-й МГК, С.08. М.: Наука, 1984. С.27–42.
- Егоркин А.В., Зюганов С.К., Павленкова Н.А., Чернышев Н.М.* Результаты исследования структуры литосферы на профилях в Сибири // Геология и геофизика. 1988. № 5. С.120–128.
- Егоркин А.В., Павленкова Н.И., Романюк Т.В., Солодилов Л.Н.* Структура верхней мантии по профилю Байкал-Ямал “Рифт”, полученная с применением мирных ядерных взрывов // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 9. С.66–76.
- Кусков О.Л., Кронрод В.А.* Состав, температура и мощность литосферы архейского кратона Каапвааль // Физика Земли. 2007. № 1. С.45–66.
- Павленкова Г.А., Павленкова Н.И.* Результаты совместной обработки данных ядерных и химических взрывов по сверхдлинному профилю “Кварц” (Мурманск-Кызыл) // Физика Земли. 2008. № 4. С.62–73.
- Павленкова Г.А., Солодилов Л.Н.* Блоковая структура верхов мантии Сибирской платформы // Физика Земли. 1997. № 3. С.11–20.
- Павленкова Н.И.* О региональной сейсмической границе в самых верхах мантии // Физика Земли. 1995. № 12. С.1–12.
- Павленкова Н.И.* Структура верхней мантии Сибирской платформы по данным, полученным на сверхдлинных сейсмических профилях // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 5. С.630–645.
- Суворов В.Д.* Глубинные сейсмические исследования в Якутской кимберлитовой провинции. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1993. 135 с.
- Суворов В.Д., Парасотка Б.С., Оськин И.В., Хомяков А.М.* Новые сейсмические данные о структуре земной коры Мирнинского кимберлитового поля // Геология и геофизика. 1992. № 8. С.96–101.

- Чермак В. Геотермическая модель литосферы и карта мощности литосферы на территории СССР // Физика Земли. 1982. № 1. С.25–38.
- Artemieva I.M., Mooney W.D. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study // J. Geophys. Res. 2001. V. 106 (B8). P.16387–16414.
- Babuska V., Plomerova J., Sileny I. Spatial variations of P-residuals and deep structure of the European lithosphere // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1984. V. 79. P.363–383.
- Červený V., Pšenčík I. “SEIS83-Numerical Modelling of Seismic Wave Fields in 2-D Laterally Varying Layered Structure by the Ray Method” // Documentation of Earthquake Algorithms, World Data Center A, for Solid Earth Geophys, Ad. by E. R. Engdahl (Boulder, Rep. SE-35, 1983) 1983. P.36–40.
- Červený V., Molotkov A., Pšenčík I. Ray method in seismology. Praha: Univerzita Karlovo, 1977.
- Cipar J.J., Priestley K., Egorkin A., Pavlenkova N. From rift to rift: the Yamal Peninsula – Lake Baikal deep seismic sounding profile // Geophys. Res. Lett. 1993. V. 20. P.1631–1634.
- Deschamps F., Trampert J., Snieder R. Anomalies of Temperature and Iron in the Uppermost Mantle Inferred from Gravity Data and Tomographic Models // Phys. Earth Planet. Inter. 2002. V. 129. P.245–264.
- Egorkin A.V., Chernyshov N.M. Peculiarities of mantle waves from long-range profiles // J. Geophys. 1983. V. 54. P.30–34.
- Egorkin A.V., Zukanov S.K., Pavlenkova N.A., Chernyshev N.M. Results of lithosphere studies from long-range profiles in Siberia // Tectonophysics. 1987. V. 140. P.29–47.
- Fuchs K. Recently formed elastic anisotropy and petrological model for the continental subcrustal lithosphere in southern Germany // Phys. Earth Planet. Inter. 1983. V. 31. P.93–118.
- Fuchs K. (Ed.) Upper Mantle Heterogeneities from Active and Passive Seismology. NATO ASI Series (1. Disarmament Technologies - V. 17), Contribution № 336, International Lithosphere Program. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1997. 366 p.
- Kennett B.L.N., Engdahl E.R. Traveltimes for global earthquake location and phase identification // Geophys. J. Inter. 1991. V. 105. P.429–465.
- Kern H.M. Physical properties of crustal and upper mantle rocks with regards to lithosphere dynamics and high pressure mineralogy // Phys. Earth Planet. Inter. 1993. V. 79. P.113–136.
- Mechie J., Egorkin A.V., Fuchs K., Riberg T., Solodilov L.N., Wenzel F. P-wave mantle velocity structure beneath Northern Eurasia from long-range recordings along the profile QUARTZ // Phys. Earth Planet. Inter. 1993. V. 79. P.269–286.
- Morozov I.B., Morozova E.A., Smithson S.B., Solodilov L.N. On the nature of the teleseismic Pn phase observed on the ultralong-range profile “Quartz”, Russia // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1998. V. 88. P.62–73.
- Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I. Upper Mantle Structure of the Northern Eurasia from Peaceful Nuclear Explosion Data // Tectonophysics. 2006. V. 416. P.33–52.
- Pavlenkova G.A., Priestly K., Cipar J.J. 2-D model of the crust and uppermost mantle along Rift profile, Siberian craton // Tectonophysics. 2002. V. 355. P.171–186.
- Pavlenkova N.I., Egorkin F.V. Upper mantle heterogeneity in the northern part of Eurasia // Phys. Earth Planet. Inter. 1983. V. 33. P.180–193.
- Pavlenkova N.I., Pavlenkova G.A., Solodilov L.N. High seismic velocities in the uppermost mantle of the Siberian craton // Tectonophysics. 1996. V. 262. P.51–65.
- Sobolev S.V., Fuchs K. Seismic velocities and density in the deep continental lithosphere from the composition of xenoliths // Terra Nova, 5. Abstract suppl. 1 EUG V11. Strasbourg. 1993. P.333–334.
- Solodilov L.N. The GEON Centre: 25 years of implementation of PNE in studies of the Earth’s deep structure // Upper Mantle Heterogeneities from Active and Passive Seismology. NATO ASI Series, Contribution № 336, International Lithosphere Program / Ed. K. Fuchs. Dordrecht: Kluwer Academic Publ., 1997. P.1–10.
- Thybo H., Perchuc E. The Seismic 8°. Discontinuity and Partial Melting in Continental Mantle // Science. 1997. V. 275. P.1626–1629.
- Yegorkin (Egorkin) A.V., Pavlenkova N.I. Studies of mantle structure of USSR territory on long-range seismic profiles // Phys. Earth Planet. Inter. 1981. V. 25. P.12–26.

*Сведения об авторе*

**ПАВЛЕНКОВА Галина Александровна** – кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123995, ГСП-5, Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел: (499)254-23-27. E-mail: gpavlenkova@ya.ru

## **UPPER MANTLE STRUCTURE ALONG SUPPER-LONG PROFILE METEORITE (SIBERIAN CRATON) CARRIED OUT WITH PEACE NUCLEAR EXPLOSION**

G.A. Pavlenkova

*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

**Abstract.** The long-range profile Meteorite crosses the Siberian Craton and the Baikal rift zone. It was shot with 4 nuclear explosions. The seismic records of the nuclear-explosions revealed new peculiarities of the craton upper-mantle structure. The uppermost mantle is characterized velocity variation from 7.8–8.0 km/s beneath the Baikal zone to 8.1–8.5 km/s beneath the Siberian Craton. Anomalously high velocities (8.4–8.5 km/s) were modeled in some blocks of the craton. Two zones of velocity inversion were discovered at depths of 100 and 150 km. But the asthenosphere as a low velocity zone at depth of 250–300 km has not been recognized in the velocity cross-section. Several reflection boundaries were distinguished within the upper mantle at depths of around 100, 150, 250 and 350 km. They show increasing the upper mantle velocities in the craton centre and their decreasing in the southern part of the craton. Three horizontal boundaries characterize the structure of the transition zone between the upper and lower mantle. Their depths are 410, 500 and 680 km.

**Keywords:** supper-long seismic profiles, upper mantle, asthenosphere.