

О природе аномалий скорости распространения продольных сейсмических волн в верхней мантии

© В. В. Гордиенко, 2010

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 28 ноября 2009 г.

Представлено членом редколлегии Я. М. Хазаном

Розглянуто P -швидкісні моделі верхньої мантиї для регіонів з різними ендегенними режимами на континентах та океанах (докембрійських платформ, зон молоді активізації, альпійських геосинкліналей, рифтів, глибоководних западин, серединно-океанічних пасм, периферійних жолобів). Використано теплові моделі та стандартний склад порід мантиї, які відповідають уявленням адвекційно-поліморфної гіпотези. Розраховані моделі зіставлено з експериментальними, доведено їх узгодженість. Винятком є додатні аномалії в експериментальних даних на глибинах до 150—200 км. Імовірно, вони пов'язані з появою у верхній частині мантиї еклогітів.

P -velocity models of the upper mantle for the regions with different endogenous regimes on the continents and oceans (Precambrian platforms, zones of young activation, Alpine geosynclines, rifts, deep basins, mid-ocean ridges, margin trenches) have been considered. Thermal models and standard composition of mantle rocks have been used corresponding to the advection-polymorphous hypothesis. Calculated models are compared with experimental ones, their concordance is demonstrated. The exceptions are the positive anomalies in the experimental data at the depths down to 150—200 km. Perhaps they are connected with the appearance of eclogites in the upper part of the mantle.

Введение. Скорости распространения продольных и поперечных сейсмических волн (V_p и V_s) — весьма информативные параметры, по их величине можно судить о химическом и минеральном составе и температуре (T) пород верхней мантии Земли. Наиболее объективным методом использования скоростных моделей для этих целей представляется их сравнение с построенными для определенного состава пород и распределения температур. При правильном выборе последних экспериментальные и расчетные значения V_p или V_s должны различаться на величины, не превосходящие обусловленные погрешностями. Опыт решения этой задачи в различных регионах континентов и океанов [Гордиенко, 2007 и др.] позволяет наметить такую последовательность действий. Расчет выполняется для фиксированного химического и минерального состава пород и тепловой модели, отражающей результаты влияния глубинных про-

цессов в мантии рассматриваемых регионов. При обнаружении значимых различий расчетных и экспериментальных скоростей анализируется информация о возможных аномалиях состава (и/или минералогии) пород мантии.

Достоверность результатов сравнения зависит от размеров массивов сопоставляемых данных и степени изменчивости V_p или V_s в каждом из них. Поэтому наиболее подходящим для этой цели представляется набор скоростных разрезов всей верхней мантии для ряда крупных регионов с различной геологической историей (тепловыми моделями). К рассмотрению были привлечены экспериментальные скоростные модели в местах развития наиболее распространенных и контрастных (в смысле различий глубинных температур) эндогенных режимов в соответствии с развиваемой автором адвекционно-поліморфної гіпотезою (АПГ) [Гордиенко, 2007 и др.]. Это докембрійские платформы (ДП), зоны

молодой активизации (ЗМА), альпийские геосинклинали (АГ) и рифты (АР) на континентах, срединно-океанические хребты (СОХ), океанические котловины (ОК) и окраинные желоба (ОЖ) на океанах. Несмотря на существенные различия в изученности перечисленных регионов, представленный материал все же позволяет в большинстве случаев достаточно полно характеризовать современные условия в мантии Земли, влияющие на распределение V_p .

В литературе широко представлены скоростные модели для поперечных волн в разных регионах мира [Afonso et al., 2007; Marguering, Snieder, 1996; Zhao, Helmberger, 1993; Zielhuis, Nolet, 1994 и др.]. Часто изученность верхней мантии по поперечным волнам превосходит достигнутую по продольным. Тем не менее в настоящей статье рассматриваются P -скоростные модели, так как расчет S -моделей включает не поддающиеся учету факторы. В случае привлечения S -волн приходится ограничиваться качественным сопоставлением с экспериментальными данными, в то время как P -волны допускают количественный анализ. Различия выражаются, в частности, в изменчивости отношения V_p / V_s на разных глубинах в разных регионах, хотя теория и лабораторные данные указывают на плавный рост параметра с глубиной в верхней мантии [Kuge, Fukao, 2004 и др.]. Степень изменчивости V_p / V_s демонстрирует рис. 1, а, где собраны сведения из нескольких работ, освещающих ситуацию в тектонически весьма разнородных регионах — от докембрийской платформы до альпийской геосинклинали, разви-

тие которой в последние миллионы лет дополнено процессом молодой активизации [Гордиенко, 2007; Каракин и др., 2003; Kuge, Fukao, 2004; Zhao, Helmberger, 1993 и др.].

Очевидно, что при таком разбросе значений V_p / V_s не может быть и речи о построении количественно согласованных моделей по двум типам волн. Поэтому ограничимся в приводимых ниже построениях P -волнами.

С точки зрения автора и среди представленных в литературе скоростных разрезов верхней мантии по P -волнам довольно часто встречаются модели, не отражающие реальную изменчивость параметра. В качестве примера можно сослаться на модели, построенные для одного региона (рис. 1, б). Верхний рисунок представляет заметно сглаженное распределение V_p (см. ниже). Тем не менее на сопоставимых расстояниях здесь формируются скоростные аномалии, превосходящие имеющиеся на нижнем рисунке в несколько раз, многие аномалии в последнем случае вообще отсутствуют. В данных нижнего рисунка невозможно усмотреть влияние активного глубинного процесса на распределение скорости (хотя по мнению авторов [Gorbatov et al., 2000] он отражает погружение океанической плиты под континент). Подобные скоростные модели не рассматривались.

Фоновая скоростная модель. Расчетные скоростные модели верхней мантии, приводимые ниже, представляют собой одномерные и двумерные распределения значений V_p , построенные с использованием фоновой модели, характерной для тектоносферы современной докембрийской платформы, не затронутой молодой активизацией. Отличия тепловых моделей рассматриваемых регионов от фоновой служили основанием для внесения изменений скорости на глубинах температурных аномалий. Влияние температуры считалось изменяющимся в пределах верхней мантии с глубиной от 0,064 до 0,047 км/с на каждые 100 °С [Sobolev et al., 1996 и др.], при достижении плавления скорость понижалась на 0,07 км/с на каждый % расплава.

Фоновая модель построена для типичных мантийных пород, в которых содержание минералов изменяется с глубиной (рис. 2), платформенного распределения температур и литостатического давления. Использо-

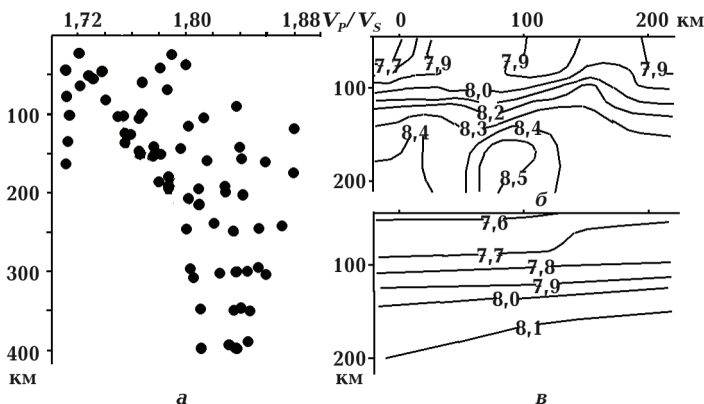


Рис. 1. Значения V_p / V_s в верхней мантии континентов и океанов (а), скоростные модели Восточной Камчатки и прилегающей части Тихого океана по [Gorbatov et al., 2000] (б), по [Гонтовая и др., 2006] (в).

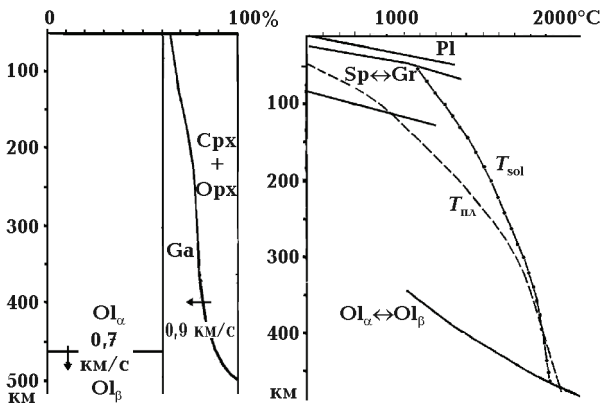


Рис. 2. Изменение минералогии пород верхней мантии с глубиной по данным [Infunе, 1987 и др.]. Стрелками показано направление увеличения скорости. Pl — плагиоклазовый перидотит, Sp ↔ Gr — зона перехода от шпинелевого к гранатовому, Ol_α ↔ Ol_β — полиморфный переход в оливине.

лись как сведения о значениях V_p и упругих констант для перидотитов, лерцолитов и гарцбургитов, так и данные для отдельных минералов этих пород [Аренс, 1975; Беликов и др., 1970; Справочник ..., 1969; Sobolev et al., 1996 и др.]. Результаты различаются не более чем на несколько 0,01 км/с.

Современное (фактически — почти неизменное вне периодов активизации в позднем рифее—фанерозое) распределение платформенных температур ($T_{пл}$ на рис. 2) определено как результат всей предшествующей геологической истории (выделения тепла и теплопереноса) платформ мира [Гордиенко, 2007; 2009 и др.]. При сопоставлении тепловой модели с температурой солидуса ($T_s = 1013 + 3,914H - 0,0037H^2$, где H — глубина, км) пород обнаруживается существование в низах верхней мантии небольшого слоя частичного плавления, что указывает на готовность к активизации (ограниченному теплопереносу). На континентальных платформах нередко районы с пониженной по сравнению с

типичной теплогенерацией в породах коры и мантии. В их тектоносферах температуры, ниже показанных на рис. 2, приближаются к ним (см. ниже) только у ее подошвы.

Влияние давления на скорость по имеющимся данным приводит к ее довольно равномерному увеличению глубже 50 км. Выше изменение V_p примерно вдвое интенсивнее. Общий рост скорости в интервале глубин 0—400 км достигает около 1,2 км/с.

Результаты расчета фоновой модели приведены в табл. 1 вместе с данными о распределении температур в верхней мантии.

Влияние химического состава пород верхней мантии на V_p . Имеющиеся в литературе данные для широкого спектра составов мантийных пород (от дунитов до перидотитов примитивной мантии) демонстрируют очень слабую изменчивость скорости распространения продольных волн при небольших и стабильных содержаниях граната (шпинели). Например, в работе [Sobolev et al., 1996] приведены значения V_p для образований шпинелевой и гранатовой фаций при довольно высоких температурах (существенно понижающих абсолютные значения скорости по сравнению с характерными для таких глубин под платформой) (рис. 3).

Типичные вариации скорости составляют лишь 0,02 км/с, что не превосходит погрешности измерения параметра.

Однако в моделях различных авторов и в природных условиях могут оказаться другие составы мантийных пород, часть верхней мантии представляет собой зоны метасоматических изменений, которые заметно отличаются от типичных пород. Поэтому есть смысл рассмотреть модельные и региональные составы мантии с точки зрения влияния их вариаций на изменения скорости продольных волн.

Оценка вариаций V_p и плотности (σ) выполнена в соответствии с законом Берча [Справочник ..., 1969] ($\sigma = 0,15A + 0,43V_p - 3,4$, где A — средний атомный вес), который не

Т а б л и ц а 1. Распределение температур (T) и V_p в верхней мантии неактивизированной докембрийской платформы

H , км	T , °C	V_{p1} , км/с	H , км	T , °C	V_{p1} , км/с	H , км	T , °C	V_{p1} , км/с
25	370	8,08	150	1220	8,37	300	1820	8,58
50	520	8,17	200	1450	8,44	350	1920	8,65
100	930	8,29	250	1660	8,51	400	2000	8,71

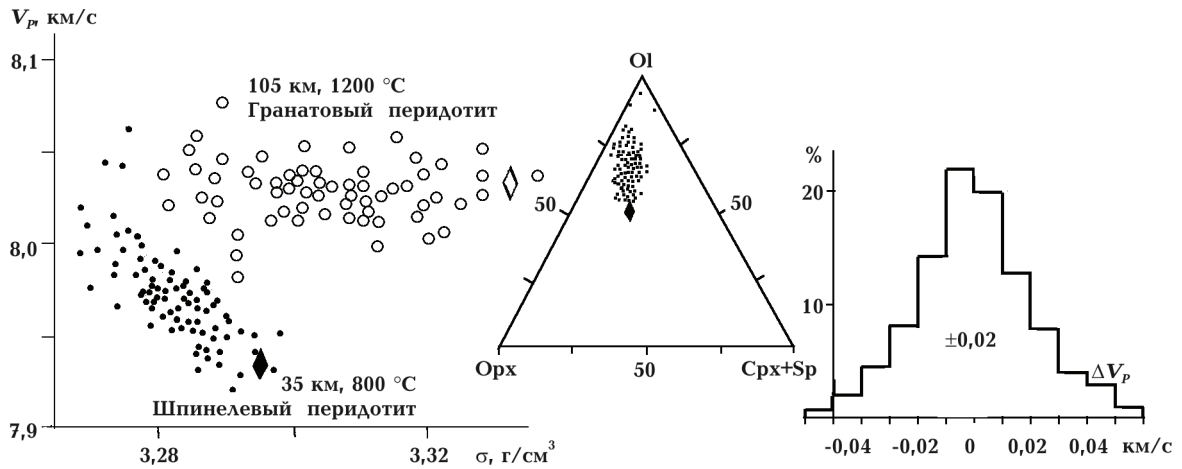


Рис. 3. Значения скорости распространения продольных волн и плотности мантийных пород разного состава [Sobolev et al., 1996] и гистограмма изменчивости скорости. Ромбы — данные для примитивной мантии.

предусматривает заметных отклонений от типичной минералогии (среднего молярного объема) пород мантии и учитывает только вариации A . В этом случае ΔV_p составляет $0,236\Delta A$ км/с, а $\Delta \sigma$ — $0,084\Delta A$ г/см³. Если иметь в виду изменения минералогии в значительных (мощностью в десятки км) интервалах глубин, которые могут создать аномалии V_p , достоверно выделяемые на скоростных разрезах, то речь может идти, прежде всего, об эклогитах и гранатовых пироксенитах (см. ниже). Оценка возможной скоростной аномалии для такого случая сделана с использованием закона Борна — Кармана при практически неизменном химическом составе мантийной породы (и A): $V_p = r(SA)^{0,5}$, где r — среднее межзатомное расстояние, S — средняя энергия связи ионов. По имеющимся данным [Петрофизика ..., 1992; Справочник ..., 1969 и др.] значения r_3/r_n и S_3/S_n (индексы э и п — эклогит и перидотит) составляют 0,985 и 1,15—1,18 соответственно; $V_{p_3} / V_{p_n} = 1,056 \div 1,070$. Замена типичных минералов мантийных пород смесью граната и пироксена может привести к увеличению скорости продольных волн на 0,4—0,6 км/с. Экспериментальные данные [Carlson et al., 2005] также обнаруживают отличия V_p в эклогите от значений в шпинелевом и гранатовом перидотите на уровне 0,5—0,6 км/с. Практически (замена пород едва ли полная) можно ожидать аномалий скорости продольных волн в первые 0,1 км/с.

Сравним модели, используемые разными авторами, и средние составы пород мантии в смысле влияния на отличия скорости распространения сейсмических волн и плотности от

принятой модели [Грачев, 1989; Кадик и др., 1990; Киселев и др., 2004; Рингвуд, 1981; Carlson et al., 2005; Hawkesworth, 1990; James et al., 2003; Maaloe, Aoki, 1977; Salters, Stracke, 2003; Walter, 1998 и др.]. В табл. 2—4 приведены содержания оксидов, округленные до 0,5 %, использованы данные о составах, известных не менее чем на 95 %.

Очевидно, что расчетные скорости распространения продольных сейсмических волн для всех моделей, приведенных в табл. 2, будут совпадать в пределах погрешности экспериментального определения V_p (см. ниже) — до 0,05 км/с при совпадении минералогии и PT -условий.

Изучение согласования химических составов пород мантии с принятым в модели автора с точки зрения формирования отличий V_p можно продолжить в конкретных регионах континентов и океанов, где магмами вынесены ксенолиты мантийных пород. Размещение пунктов отбора ксенолитов показано на рис. 4. На СОХ в некоторых случаях для оценки состава пород мантии использовалась их способность производить MORB.

Известно [Гордиенко, Усенко, 2007; Уханов и др., 1988 и др.], что в континентальной мантии встречаются довольно мощные интервалы глубин, в которых распространены метасоматизированные образования, раскристаллизованные выплавки и пр. По многим параметрам (температуре солидуса, радиогенной теплогенерации, содержанию некогерентных элементов и др.) они резко отличаются от остального вещества мантии. Наряду с типичными мантийными породами эти образова-

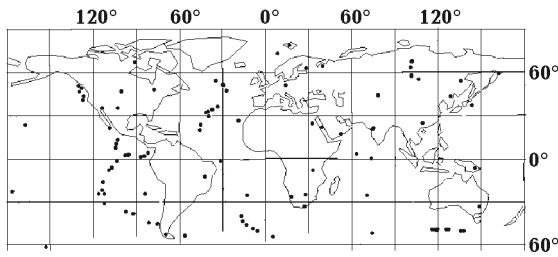


Рис. 4. Размещение пунктов отбора мантийных ксенолитов, состав которых использован в табл. 3, 4.

ния представлены в табл. 3. В мантии океанов многие авторы выделяют, по крайней мере, три интервала глубин с различным составом пород [Coltorti et al., 2004]. Они также представлены в табл. 4.

Очевидно согласование скорости распространения продольных волн в породах верхней мантии всех рассмотренных регионов с принятым в используемой модели для оговоренных выше условий. Средняя величина отклонения скоростей от модельной составляет 0,01—0,02 км/с.

Расчетные скоростные модели активных регионов. Согласно представлениям развиваемой автором адвекционно-полиморфной гипотезы глубинных процессов в тектоносфере, тепловые аномалии, возникающие при различных видах активизации, имеют значимые величины (создают заметные скоростные возмущения) в регионах альпийских и постальпийских процессов [Гордиенко, 2007 и др.]. Для них и построены тепловые и скоростные модели, представленные ниже. Необходимо отметить существенное различие в достоверности между моделями для континентальных и океанических регионов. В первом случае геологическая информация о событиях в приповерхностной зоне, соответствующих тому или иному типу эндогенного режима [Белюсов, 1975; 1978], довольно полна и разносторонняя. Во втором — представлена отрывочными данными о магматизме и седиментации в лучшем случае последних десятков млн лет. Это делает невозможным построение геологически контролируемых схем глубинных процессов (моделей тепломассопереноса, результирующих распределений температур, скорости распространения сейсмических волн). На основании неполных данных автором рассмотрены разные варианты тепломассопереноса в океанических котловинах и СОХ [Гордиенко, 1998; 2007]. Ниже приведены модели, по тепловым эффектам близкие к более ранне-

му из них. Скорее всего это не единственно возможная схема тепломассопереноса в тектоносфере океанов, при появлении новых геологических данных она может быть дополнена или пересмотрена.

Построенные тепловые модели в значительном интервале глубин могут быть сопоставлены с данными геотермометров. Имеются в виду сведения о *PT*-условиях образования ксенолитов, вынесенных в процессе кимберлитового или щелочно-базальтоидного магматизма. Они поступают с глубин до 200—250 км, но в большинстве регионов глубины очагов много меньше. Важно, однако, что именно над очагами магмы и в их пределах располагаются самые значительные положительные температурные аномалии (исключение — кимберлитовый магматизм), которые согласно АПГ сопряжены с находящимися глубже отрицательными [Гордиенко, 1998; 2007]. Тепловые модели регионов с одним типом эндогенного режима несколько различаются в связи с вариациями возраста процесса, размерами территории, охваченной активизацией, радиогенной теплогенерацией пород коры и верхней мантии, иногда со схемой перемещения астенолитов. Поэтому для сравнения с данными геотермометров лучше использовать тепловые модели для регионов, где они были изучены. Иногда это не те регионы, для которых построены экспериментальные скоростные модели верхней мантии. В частности, нет информации по геотермометрам в ОК. В качестве замены данных по котловинам открытого океана использованы сведения по *PT*-условиям образования ксенолитов, вынесенных в окраинных котловинах. С точки зрения АПГ такая замена вполне допустима, так как глубинные процессы одинаковы или очень близки. Магматический очаг под СОХ располагается непосредственно у подошвы коры, мантийные ксенолиты вынесены только из ограниченного интервала глубин и практически не могут характеризовать сколько-нибудь значительную часть тепловой модели. Результаты сравнения показаны на рис. 5.

Данные для Украинского щита (УЩ) и соседствующего с ним Припятского вала иллюстрируют разницу в тепловых моделях платформенных регионов с нормальной и пониженной радиогенной теплогенерацией в коре и мантии [Гордиенко, 2007].

Среднее отклонение экспериментальных данных от расчетных составляет около 100 °С.

Т а б л и ц а 2. Химический состав моделей мантийных пород

Оксид	Содержание, %						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	43	45	45,5	45	44,5	45	45
FeO + Fe ₂ O ₃	8	8,5	8	8	8	8	8
MgO	41,5	37	37	38	39	37	38
Al ₂ O ₃	3	4,5	4,5	3,5	3,5	4	4
CaO	2	3,5	3,5	3	3,5	3,5	3,5
Σ	97,5	98,5	98,5	97,5	98,5	97,5	98,5
Аномалии физических свойств							
A	21,45	21,47	21,55	21,47	21,49	21,52	21,51
ΔA	—	0,02	0,1	0,02	0,04	0,07	0,05
ΔV _p , км/с	—	0	−0,02	0	−0,01	−0,02	−0,01
Δσ, г/см ³	—	−0,002	0,008	−0,002	0,003	0,006	0,004
Оксид	Содержание, %						
	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	45	45	44	44	43,5	43,5	44,5
FeO + Fe ₂ O ₃	8	6,5	8	8,5	8	8	8,5
MgO	43	45	41,5	42	41,5	41,5	45
Al ₂ O ₃	2	1	2,5	2	2,5	2	1
CaO	2	1	2	2	2	2	0,5
Σ	100	97,5	98	98,5	97,5	97	99,5
Аномалии физических свойств							
A	21,37	21,31	21,39	21,45	21,40	21,39	21,37
ΔA	−0,08	−0,14	−0,06	0	−0,05	−0,06	−0,08
ΔV _p , км/с	0,02	0,03	0,01	0	0,01	0,01	0,02
Δσ, г/см ³	−0,006	−0,011	−0,005	0	−0,004	−0,005	−0,007

Его можно объяснить практически одними экспериментальными погрешностями. Ошибка в определении глубины захвата ксенолита составляет 10—15 км [Bryant et al., 2006 и др.], при имеющихся величинах геотермического градиента это приводит к отклонению по температуре на 90—130 °С. Кроме того, разница между температурами, определенными с помощью разных методик, составляет от нескольких десятков до 100—110 °С [Доусон и др., 1997; Simon et al., 2008 и др.]. В преде-

лах каждого роя точек на рис. 5 на одной глубине встречаются значения температур по геотермометрам, различающиеся на многие десятки или даже сотни градусов. В таких условиях контроль расчетных тепловых моделей на достигнутом уровне совершенства экспериментальных данных можно признать удовлетворительным, но он не гарантирует погрешности в модели менее 100 °С. Вместе с упомянутой выше погрешностью, связанной с возможными вариациями химического со-

Оксид	Содержание, %						
	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	45	44,5	45,5	44,5	44	45	43,5
FeO + Fe ₂ O ₃	7,5	8	6,5	8	8	8	7,5
MgO	44	42	45,5	42,5	40,5	41,5	44
Al ₂ O ₃	1,5	2,5	1	2	3	2,5	1,5
CaO	1,5	2,5	1	2	3	2	2
Cr ₂ O ₃	—	—	0,5	0,5	0,5	—	—
Σ	99,5	99,5	99	99,5	99	99	98,5
Аномалии физических свойств							
А	21,30	21,46	21,33	21,42	21,50	21,38	21,32
ΔА	-0,15	0,01	-0,12	-0,03	0,05	-0,07	-0,13
ΔV _p , км/с	0,03	0	0,03	0,01	-0,01	0,02	0,03
Δσ, г/см ³	-0,013	0	-0,010	-0,002	0,004	-0,06	-0,010
Оксид	Содержание, %						
	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	44	40,5	46	45	45,5	45	44
FeO + Fe ₂ O ₃	8	8,5	7,5	8	8	8	7,5
MgO	42,5	46,5	38	38	37	39,5	43
Al ₂ O ₃	2	1	4	4,5	4,5	3,5	2
CaO	2	0,5	3	3,5	3,5	3	2,5
Cr ₂ O ₃	—	—	0,5	0,5	0,5	0,5	—
Σ	98,5	97	99	99,5	99	99,5	99
Аномалии физических свойств							
А	21,39	21,34	21,61	21,54	21,54	21,49	21,35
ΔА	-0,06	-0,11	0,15	0,09	0,09	0,04	-0,1
ΔV _p , км/с	0,01	0,03	-0,03	-0,02	-0,02	-0,01	0,02
Δσ, г/см ³	-0,05	-0,009	0,012	0,007	0,007	0,003	-0,008

Примечания. Модели: 1 — принятая в данной работе, 2 — фертильная мантия, 3 — пиролит, 4, 5 — состав пород мантии, выбранных для экспериментов по плавлению, 6, 7 — деплетированная мантия, 8 — литосферная мантия, 9—11 — континентальная мантия, 12 — мантия континентов и океанов, 13, 14 — мантия океана, 15 — мантия континентальной платформы, 16 — мантия континента вне платформы, 17—19 — мантии архея, протерозоя и фанерозоя соответственно, 20—23 — составы некоторых пород, использованных при моделировании мантии (20 — лерцолит, 21 — гарцбургит, 22 — перидотит, 23 — дунит), 24—28 — примитивная мантия. ΔА — отличие А от принятой модели.

става пород, можно ожидать ошибки расчета V_p не менее 0,05—0,06 км/с. Тепловые и соответствующие им скоростные модели для регионов с разными типами эндогенного режима приведены на рис. 6.

В случаях, когда предполагалось сравнение с распределением скоростей в нескольких регионах с заметно различными тепловыми моделями (это относилось к ЗМА, АГ, ОК), отвечающие им расчетные распределе-

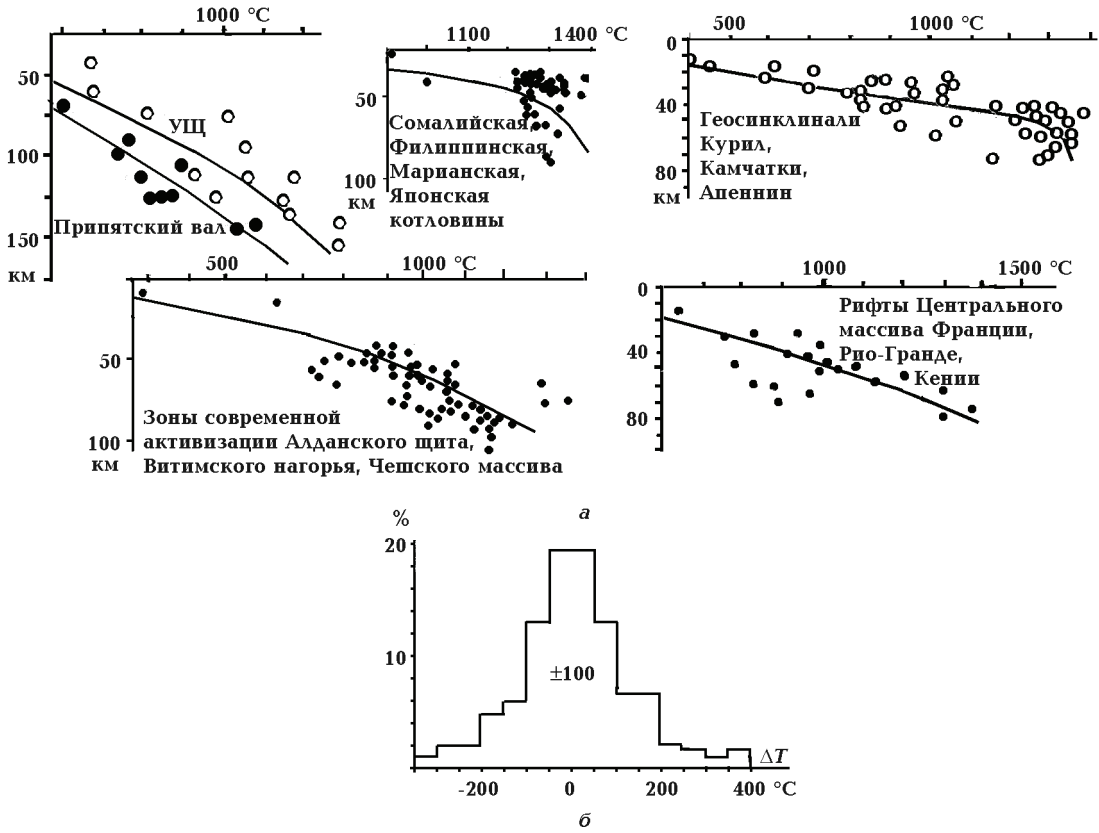


Рис. 5. Тепловые модели и данные геотермометров (а) [Ащепков и др., 2001; Глебовицкий и др., 2001; 2003; Доусон и др., 1997; Медарис и др., 2000; Тектоносфера ..., 1992; Уханов и др., 1988; Фролова и др., 1989; Цымбал, 2003; Цымбал и др., 1996; Bryant et al., 2006; Coltorti et al., 1999; Jones et al., 2000; Sobolev et al., 1996 и др.] (линии — расчетные температуры, точки — экспериментальные); гистограмма различий расчетных и экспериментальных данных (б).

ния V_p усреднялись. Модель для ОЖ не приведена, так как согласно АПГ она может оказаться довольно изменчивой в зависимости от геологической истории контактирующих по желобу регионов. Хотя не исключено, что это

всегда будут альпийские геосинклинали и молодые котловины, ясность в этом вопросе появится после более детального изучения возраста геосинклинальных процессов на восточном обрамлении Тихого океана.

Используемые экспериментальные данные.

На территории северной Евразии разработана уникальная система профилей ГСЗ, вдоль которых в последние годы по единой методике построены двумерные скоростные разрезы, на некоторых профилях — до подошвы верхней мантии [Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I., 2006]. Эти данные, дополненные скоростной моделью Н. И. Павленковой вдоль профиля Феннолора на Балтийском щите [Каракин и др., 2003], использованы ниже в качестве основного экспери-

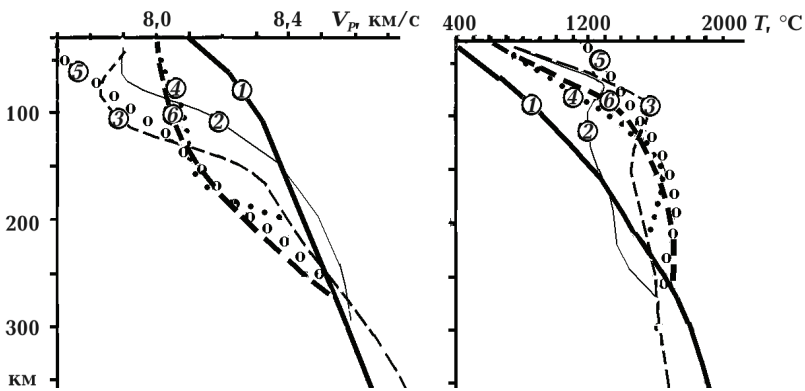


Рис. 6. Тепловые и скоростные модели верхней мантии: 1 — ДП, 2 — ЗМА, 3 — АГ, 4 — АР, 5 — СОХ, 6 — ОК.

Т а б л и ц а 3. Химические составы пород мантии некоторых регионов континентов [Арзамасцев и др., 2001; Грачев, 1989; Доусон и др., 1997; Тектоносфера ..., 1992; Уханов и др., 1988; Arai et al., 2004; Carlson et al., 2004; 2005; Dessai et al., 2004; Franz et al., 2002; Grégoire et al., 2009; McBride et al., 1996; Rivalenti et al., 2000; Sterna et al., 1999; Xui et al., 1998 и др.]

Оксид	Содержание, %								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	44	42	43,5	44	42,5	45	45	44	43
FeO + Fe ₂ O ₃	9	8,5	8	8	8	8,5	8,5	8	8,5
MgO	40,5	40,5	42	42,5	41,5	39	40	44	41
Al ₂ O ₃	2,5	3,5	2	2	3	3,5	3	1	2
CaO	2,5	3	2	2	2	3	3	1	2
Σ	98,5	97,5	97,5	98,5	97	99	99,5	98	96,5
Аномалии физических свойств									
А	21,56	21,54	21,39	21,39	21,45	21,51	21,51	21,39	21,48
ΔА	0,11	0,09	-0,06	-0,06	0	0,06	0,06	-0,06	0,03
ΔV _p , км/с	-0,02	-0,02	0,01	-0,01	0	-0,02	-0,02	0,01	-0,01
Δσ, г/см ³	0,009	0,008	-0,005	-0,005	0	0,005	0,005	-0,005	0,002
Оксид	Содержание, %								
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	44,5	43	43,5	43	44	42,5	44	45	43,5
FeO + Fe ₂ O ₃	9	8,5	8,5	9	8,5	8	7,5	7,5	8
MgO	42	40	45	43,5	41	41,5	44	44	43,5
Al ₂ O ₃	2,5	3	1	1	2,5	1,5	1	1,5	1,5
CaO	2	2,5	1	3,5	3	1	2	1,5	1,5
Σ	100	97	99	100	99	94,5	98,5	99,5	98
Аномалии физических свойств									
А	21,40	21,51	21,35	21,60	21,31	21,35	21,30	21,30	21,35
ΔА	-0,05	0,06	-0,10	0,15	-0,14	-0,10	-0,15	-0,15	-0,10
ΔV _p , км/с	0,01	-0,02	0,02	-0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02
Δσ, г/см ³	-0,004	0,005	-0,008	0,012	-0,011	-0,008	-0,012	-0,013	-0,008
Оксид	Содержание, %								
	19	20	21	22	23	24	25	—	—
SiO ₂	43	42,5	42,5	43,5	43	45	43	—	—
FeO + Fe ₂ O ₃	9	8	7,5	8	7	8,5	8,5	—	—
MgO	44,5	43,5	41	45	35	37	42	—	—
Al ₂ O ₃	1	1,5	1,5	1	7	4,5	2	—	—
CaO	1	1	2	1	4,5	3,5	2	—	—
Σ	98,5	96,5	94,5	98,5	96,5	98,5	97,5	—	—
Аномалии физических свойств									
А	21,43	21,34	21,36	21,29	21,49	21,47	21,47	—	—
ΔА	0,02	-0,11	-0,09	-0,16	0,04	0,02	0,02	—	—
ΔV _p , км/с	0	0,02	0,02	0,03	-0,01	-0,01	0	—	—
Δσ, г/см ³	-0,002	-0,009	-0,007	-0,013	0,003	0,002	0,002	—	—

Примечания. Регионы: 1 — Балтийский щит, 2 — Восточно-Европейская платформа, 3 — герциниды Западной и Центральной Европы, 4 — Шпицберген, 5 — Сибирская платформа, 6 — Тянь-Шань, 7 — Приморье, 8 — Камчатка, 9 — Аравийский щит, 10 — Сино-Корейский щит, 11 — Южно-Китайская платформа, 12 — Филиппины, 13 — Новая Гвинея, 14 — юго-восточная Австралия, 15 — Намибия, 16 — Каапвааль, 17 — Южная Африка, 18 — Северная Африка, 19 — Танзания, 20 — Канадский щит, 21 — Скалистые горы, 22 — Сьерра-Невада, 23 — Рио-Гранде, 24 — юг Южно-Американской платформы, 25 — Гвианский щит.

Т а б л и ц а 4 . Химические составы пород мантии некоторых регионов океанов [Coltorti et al., 2004; Rivalenti et al., 2000; Simon et al., 2008 и др.]

Оксид	Содержание, %							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	46,5	45	43,5	42,5	44,5	45	45,5	43,5
FeO + Fe ₂ O ₃	9	8,5	10	10,5	9	8,5	8	9,5
MgO	39,5	42,5	44,5	43	43	42	42	44
Al ₂ O ₃	2,5	2,5	1	1,5	1,5	2,5	2	1
CaO	1,5	1,5	0,5	2	1	2	1,5	0,5
Σ	99	100	99,5	99,5	99	100	99	98,5
Аномалии физических свойств								
А	21,46	21,39	21,52	21,52	21,42	21,43	21,56	21,50
ΔА	0,01	-0,06	0,07	0,07	-0,03	-0,02	0,11	0,05
ΔV _p , км/с	0	0,01	-0,01	-0,01	0,01	0	-0,02	-0,01
Δσ, г/см ³	0,001	-0,005	0,006	0,006	-0,002	-0,002	0,009	0,004
Оксид	Содержание, %							
	9	10	11	12	13	14	15	—
SiO ₂	44	45	45	44,5	44	43	44	—
FeO + Fe ₂ O ₃	8,5	8,5	9	8	8,5	8,5	9	—
MgO	42	42,5	42,5	44,5	46	42	42	—
Al ₂ O ₃	1,5	2	2	1	0,5	2	2	—
CaO	2	1,5	1,5	1	1	2	1,5	—
Σ	98	99,5	100	99	100	97,5	98,5	—
Аномалии физических свойств								
А	21,45	21,40	21,45	21,35	21,35	21,47	21,48	—
ΔА	0	-0,05	0	-0,10	-0,10	0,02	0,03	—
ΔV _p , км/с	0	0,01	0	0,02	0,02	0	-0,01	—
Δσ, г/см ³	0	-0,004	0	-0,008	-0,008	0,002	0,002	—

Примечания. Океанические хребты: 1 — Американо-Антарктический, 2 — Центральный Индийский, 3 — Наска, 4 — Восточно-Тихоокеанский, 5 — Срединно-Атлантический, 6 — Тихоокеанско-Антарктический, 7 — Западно-Индийский, 8 — Кокос. Острова: 9 — Кабо Верде, 10 — Гавайи, 11 — Таити, 12 — Кергелен, 13 — Канарские, 14 — Фернандо де Норона, желоб: 15 — Японский.

ментального материала для ДП и ЗМА. Профили располагаются на Балтийском щите, в северной и восточной частях Восточно-Европейской платформы (ВЕП), пересекают Урало-Монгольский складчатый пояс и Сибирскую платформу (СП).

Дополнительно привлечены сведения о двумерных скоростных разрезах верхней мантии северной Евразии до глубины около 150 км,

построенных по принципиально иной методике вдоль относительно коротких трансектов по северному шельфу Черного моря, линиям Вранча — Южно-Украинская АЭС, Бухарест — Чернобыль [Соллогуб, 1986; Харитонов и др., 1993; 1995] и вдоль Черного моря [Геофизические ..., 1996] (рис. 7).

Для сравнения с расчетными значениями V_p использовались преимущественно значе-

ния скорости распространения продольных волн, установленные на границах разделов в верхней мантии, в меньшем количестве пунктов — пластовые значения. Некоторая оценка погрешности определения V_p может быть получена при сравнении значений на одной глубине по двум профилям в точке их пересечения. Типичная величина δV_p составляет около 0,08 км/с, что указывает на погрешность на каждом из сравниваемых разрезов на уровне 0,05—0,06 км/с. Конечно, такая оценка не учитывает всех возможных источников ошибок (то же следует сказать и об оценке погрешности расчетной величины V_p). Можно лишь допустить, что ошибки обоих методов сравнимы и по порядку соответствуют названным величинам. На профиле Рифт [Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I., 2006], пересекающем Байкал, в интервале глубин 40—100 км отличия скорости от ее значений на пересекаемых профилях были значительны и сохраняли знак. Данные по нему не рассматривались.

Перечисленные экспериментальные модели (кроме скоростного разреза вдоль рифтовой структуры Черного моря) использованы в качестве характеристики верхней мантии платформ и ЗМА. Расположение последних определялось по комплексу геолого-геофизических признаков [Гордиенко, 2007; Gordienko,

2001 и др.], но в полном виде этот вариант выявления ЗМА реализован только в пределах Украины и на Балтийском щите. В других местах пришлось использовать оценочный подход: находящимися в состоянии современной активизации в основном были признаны территории, на которых тепловой поток (ТП) (часто изученный с недостаточной детальностью и не исправленный с учетом приповерхностных помех [Гордиенко и др., 2006; Карта ..., 1991 и др.]) превышает 55 мВт/м². Учитывался также факт интенсивных поднятий поверхности в последние миллионы лет (Урал и некоторые территории на СП) и некоторые другие признаки (в частности, распространение зон гидрохимической инверсии и нефтегазоносность).

Кроме данных по ВЕП и СП, использованы одномерные скоростные разрезы Африканской, Северо-Американской, Антарктической платформ. Одномерные модели верхней мантии ЗМА представлены данными по территории Западной Европы, где распространены преимущественно активизации эпигерцинской плиты. Рифты (кроме Черного моря) охарактеризованы двумерными скоростными разрезами Центрального массива Франции. Кроме трехмерной модели геосинклинали Восточной Камчатки [Гонтовая, Гордиенко, 2006] использованы одномерные скоростные моде-

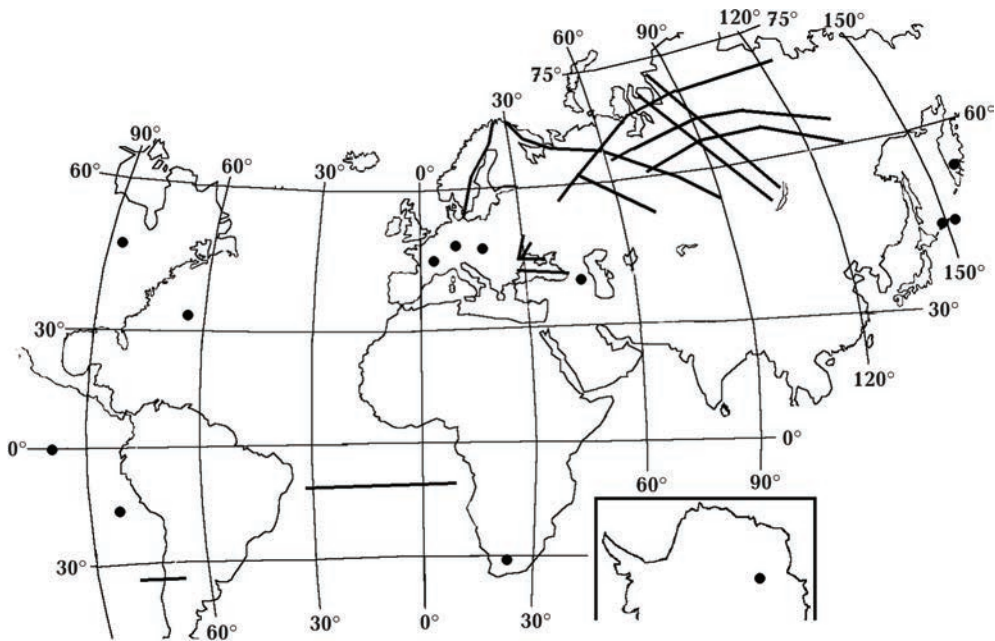


Рис. 7. Размещение использованных экспериментальных скоростных разрезов. Линии — региональные геотравверсы, точки — места локальных моделей. На врезке — Антарктида.

ли Карпат (Паннонии), Кавказа, Курил, дуги — Анд (только верхняя (до 100 км) часть разреза мантии) [Рябой, 1979; Тектоносфера ..., 1992; Wagner et al., 2004]. Одномерные скоростные разрезы мантии под желобами представлены данными по Курило-Камчатскому и Чилийскому желобам (в последнем случае для небольших глубин); СОХ — данными по Восточно-Тихоокеанскому поднятию и Срединно-Атлантическому хребту (в последнем случае только на глубине до 80 км), ОК — одномерными скоростными разрезами для Атлантического и Тихого океанов [Беляевский, 1981; Павленкова и др., 1993; Afonso et al., 2007; James et al., 2003; Kuge, Fukao, 2004; Zhao, Helmberger, 1993 и др.]. На континентах в некоторых районах (на ВЕП, в южной Африке и др.) можно провести сравнение одномерных моделей, полученных разными авторами. Расхождения между ними на одной глубине составляют в среднем около 0,1 км/с, что отвечает погрешности каждой модели около 0,07 км/с. Скоростная модель Восточной Камчатки построена, вероятно, с меньшей погрешностью. Для моделей океанических регионов подобная оценка погрешности пока практически невозможна, хотя сопоставление для двух экспериментальных моделей котловин проведено, разница составляет в среднем 0,1 км/с.

Таким образом, набор регионов с различными эндогенными режимами можно считать полным, проводимое сопоставление — представительным.

Сравнение расчетных и экспериментальных данных рационально проводить по отдельным блокам данных, поскольку экспериментальный материал довольно разнороден. Для упомянутой выше системы профилей и геотравверсов результаты сравнения для условий платформы и зон молодой активизации представлены на рис. 8.

Для платформ преобладание положительных отклонений экспериментальных данных от расчетных может быть связано с распространением на изучаемой территории районов с пониженной теплогенерацией в породах коры и верхней мантии и соответственно повышенными фоновыми V_p (штриховая линия на рис. 8). Имеющиеся данные о ТП не противоречат этому предположению, но их слишком мало для определенного заключения о распространении "холодной" верхней мантии в регионах с обоими типами эндогенного режима. Отклонения экспериментальных дан-

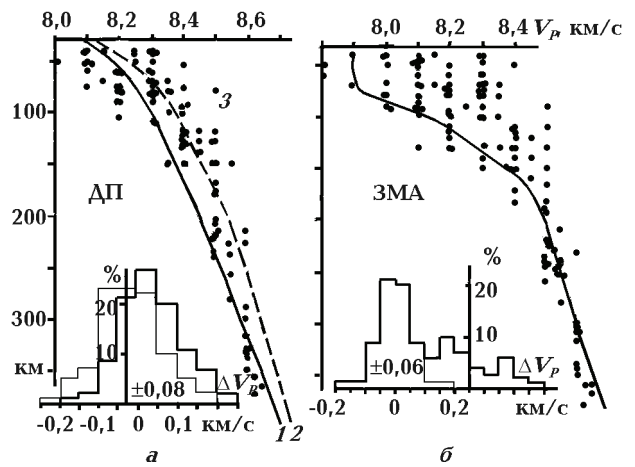


Рис. 8. Сравнение расчетных (1 — нормальная, 2 — высокая) и экспериментальных (3) скоростей продольных сейсмических волн в верхней мантии северной Евразии.

ных от разных вариантов расчетной модели — нормальной и высокоскоростной (толстая и тонкая линии на гистограмме для ДП, рис. 8) позволяют допустить, что достигается согласование со среднеквадратичным отклонением 0,08 км/с.

Ситуация в районах молодой активизации существенно иная (рис. 8, б). В нижней части скоростного разреза величины ΔV_p принципиально не отличаются от характерных для рассмотренного платформенного варианта. Это согласуется с представлениями используемой гипотезы глубинных процессов о характере теплопереноса в верхней мантии при современной активизации платформы: на глубинах от 250 до 350—400 км должно сохраняться распределение температуры, существовавшее до начала процесса, на 200—250 км скорости могут быть незначительно выше фоновых. Экспериментальные распределения V_p на этих глубинах близки к платформенным. На меньших глубинах обнаруживаются значительные положительные аномалии в экспериментальных данных по сравнению с расчетными. Часть отклонений может быть связана с попаданием в рассматриваемые районы участков с платформенным распределением T и V_p . Однако это не объясняет всех аномалий. Если предположить, что отрицательная часть массива ΔV_p не искажена, и построить симметричную ей положительную часть (см. рис. 8, б), получим распределение ΔV_p со стандартным отклонением около 0,06 км/с. Остальной массив ΔV_p

может быть хотя бы отчасти связан с аномалиями нетепловой природы. Общее количество таких аномальных значений достигает трети, достоверно нетепловыми могут быть, скорее всего, 15—20 %. На подкоровых глубинах процент участков с положительными аномалиями скорости нетепловой природы явно больше.

Результаты сравнения остальных перечисленных выше расчетных и экспериментальных моделей (кроме Восточной Камчатки) представлены на рис. 9.

Различия расчетных и экспериментальных значений скорости под платформами в общем меньше, чем под активными регионами, и распределены они почти симметрично. Гистограммы распределений ΔV_p для активных регионов континентов и океанов в общем однотипны. Наиболее распространенные величины расхождений — около 0,1 км/с, что вполне можно объяснить погрешностями обоих методов определения скоростей распространения продольных сейсмических волн. Очевидна несимметричность распределений. Если построить положительные части гистограмм по отрицательным (тонкие линии на рис. 9), то в "дополнительном распределении" окажется около 15—30 % массивов данных. Их

нельзя полностью объяснить погрешностями.

Детальная трехмерная скоростная модель верхней мантии Восточной Камчатки и прилегающей части океана [Гонтовая и др., 2006] заслуживает отдельного рассмотрения, так как позволяют увидеть разницу между неизбежно упрощенной расчетной схемой и изменяющимся по площади региона распределением V_p со всеми локальными особенностями, доступными для фиксации при достигнутой разрешающей способности метода. Соответствующие данные представлены на рис. 10.

Расчетная двумерная скоростная модель построена с возможно более полным учетом киммерийской и альпийской геологической истории Камчатки, включающей процессы в недрах двух геосинклиналей близкого возраста (в Западной и Восточной Камчатке) и зонах современной активизации. Изменения скорости распространения сейсмических волн на каждой глубине происходят только вкосте простираения, влияние северо-восточного и юго-западного замыканий геосинклинали и зон активизации заметно не влияют на расчетные величины в местах расположения профилей (на севере, в центре и на юге геосинклинали, между ними примерно по 100 км), иллюстрирующих части трехмерной модели. Между тем

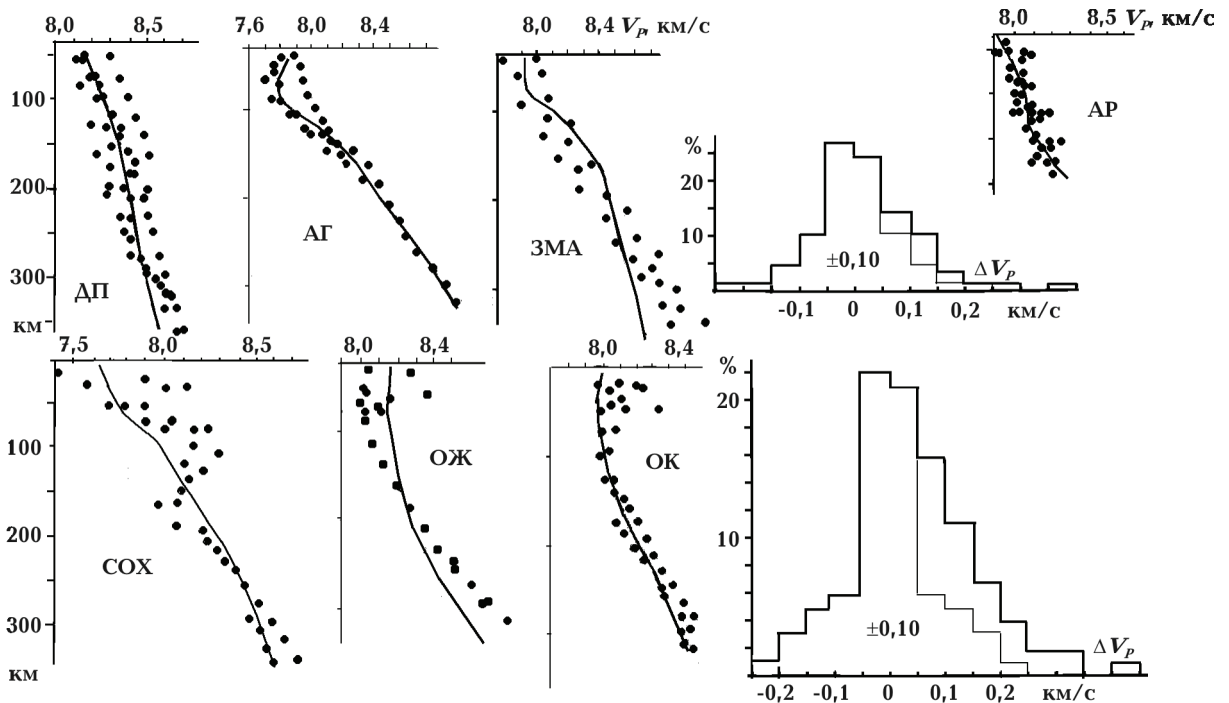


Рис. 9. Распределения расчетных и экспериментальных значений V_p в верхней мантии регионов с различными эндогенными режимами на континентах и океанах.

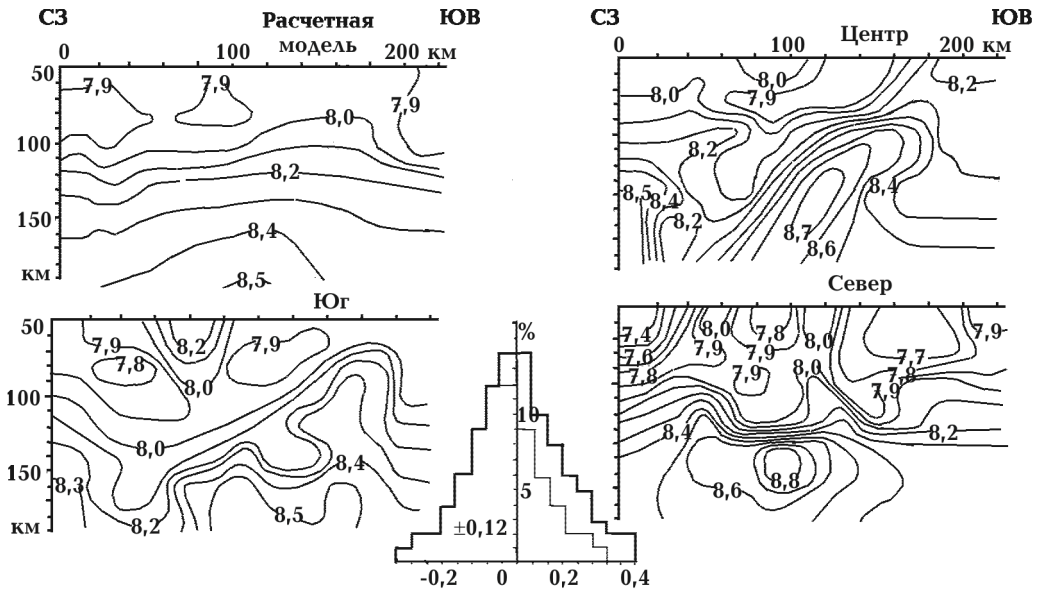


Рис. 10. Расчетные и экспериментальные распределения скорости в верхней мантии Восточной Камчатки.

различия скоростных разрезов вдоль профилей значительны. В работе [Гонтовая и др., 2006] для сравнения с расчетной моделью экспериментальные были осреднены (см. рис. 1, б), отличие полученного таким образом распределения V_p от расчетного составило в среднем 0,07—0,08 км/с. При сравнении одномерных моделей расхождение сократилось до 0,05 км/с. Сравнение с расчетной моделью всех трех экспериментальных проведено для значений, установленных в виде средних в пределах площадок 20×20 км в плоскости разрезов. Гистограмма различий (см. рис. 10) явно отражает наличие в массиве данных более чем одного распределения. При искусственном выделении основного (тонкая линия на рис. 10) правее остается около 30 % данных. Среднее отклонение вычислено для основного распределения — 0,12 км/с. В столь сложных условиях сравнения такое расхождение можно признать удовлетворительным, т. е. считать, что при принятом составе и минералогии пород мантии и распределении температур экспериментально установленные значения скорости удастся объяснить. Это, естественно, не относится к дополнительному массиву ΔV_p .

Значимые превышения экспериментальных V_p над расчетными распространены преимущественно в зонах активизации. Однако это утверждение не обязательно верно во всех случаях, так как границы зон установлены

приблизительно и аномальными можно считать некоторые максимальные ΔV_p в зонах с платформенным тепловым режимом верхней мантии.

Если собрать вместе все случаи положительных отличий экспериментальных значений скорости от расчетных, превышающие удвоенное стандартное отклонение (т. е. определено аномальные — это примерно 20 % всех значений), получим их распределение по глубине, показанное на рис. 11.

Судя по характеру изменения отличий экспериментальных значений скорости от расчетных на больших глубинах (см. рис. 9) они, скорее всего, формируются несоответствием расчетных температур реальным, которое в

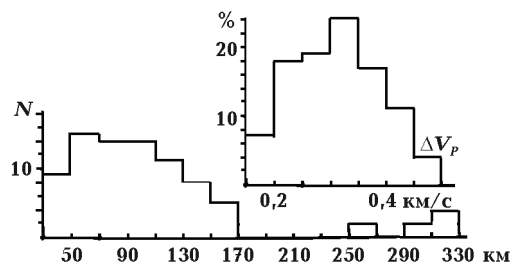


Рис. 11. Распределение по глубине количества аномальных отклонений экспериментальных величин V_p от расчетных (N — точки на рис. 8, 9) и гистограмма распределения их интенсивности.

некоторых регионах плавно возрастает к подошве верхней мантии.

Эклогиты как возможная причина аномалий V_p . На глубинах от раздела Мохо до 150—170 км более вероятной причиной аномалий кажется появление в разрезе значительных количеств эклогитов.

Одним из примеров распространения аномалий может служить схема, построенная в работе [Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I., 2006], на которой показаны районы со значениями $V_p = 8,3 \div 8,4$ км/с на глубине 60 км в северной Евразии. Вне этих районов скорости изменяются в пределах 8,0—8,2 км/с. Аномалии встречены на Балтийском щите, Урале и СП (вплоть до восточной окраины платформы). Они могут быть связаны с нестандартным химическим составом или минералогией мантийных пород. Проверку такой гипотезы в настоящее время можно провести лишь для самых восточных аномалий.

В восточной части СП находится Якутская кимберлитовая провинция [Уханов и др., 1988] (рис. 12). Ксенолиты мантийных пород, вынесенные кимберлитовыми магмами, позволяют рассмотреть возможность образования аномалий V_p с использованием конкретных данных об их составе и минералогии.

Средний химический состав пород мантии под СП совпадает с принятым в расчетной модели. Максимальные отличия химического состава от среднего (если иметь в виду сравнительно широко распространенные породы) характерны для эклогитов и гранатовых пироксенитов при достаточно большом содержании гранатов в последних. В этих породах заметно больше железа, алюминия, кальция, меньше магния и кремния. Соответственно средняя атомная масса заметно превышает характерную для типичных пород мантии СП (и принятую в модели). Увеличение A на 0,75 (см. выше) должно приводить к сокращению V_p на 0,18 км/с, но изменение минералогии ведет к росту примерно на 0,5—0,6 км/с. Таким образом, при замещении типичных пород мантии реальными эклогитами СП можно ожидать положительной скоростной аномалии интенсивностью 0,3—0,4 км/с, что примерно соответствует уровню скоростных возмущений на рис. 11.

Рассмотрим имеющиеся данные о распространении эклогитов и гранатовых пироксенитов в мантии Якутской кимберлитовой провинции [Уханов и др., 1988]. На севере провинции (поле 18, трубка Обнаженная) на глу-

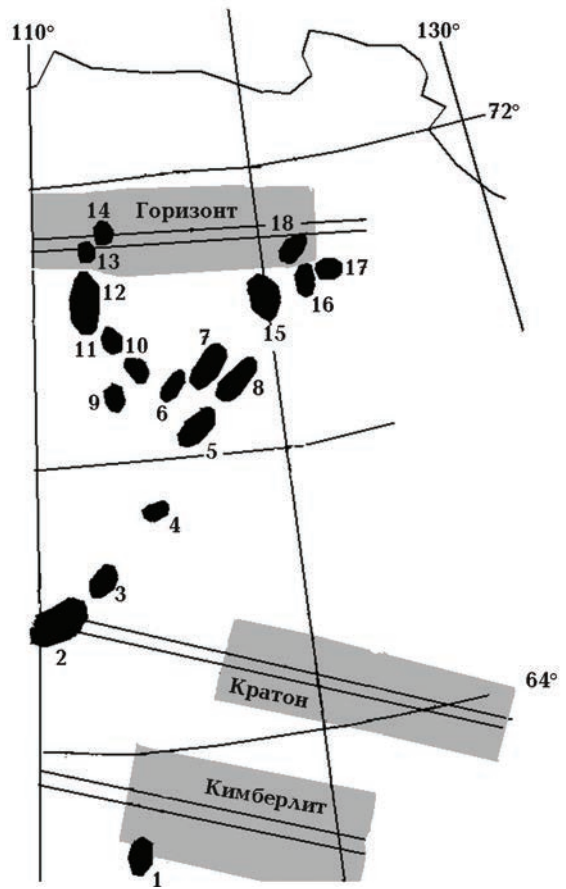


Рис. 12. Кимберлитовые поля Якутской провинции (черные овалы) по [Уханов и др., 1988] и районы аномальных V_p (показаны серым цветом) по [Pavlenkova et al., 2006]. Двойные линии — профили Горизонт, Кратон, Кимберлит.

бине 50—100 км встречены эклогиты и гранатовые пироксениты. Такие же породы обнаружены на юге (поле 1, трубка Мир) на 65—85 км. В центре провинции (поля 2—4, 6, 7, 9, типичную для них ситуацию представляет трубка Удачная) на глубине 60—120 км также отмечены гранатовые пироксениты и эклогиты, но их количество в общей массе перидотитов в десятки раз меньше, чем на севере и юге [Уханов и др., 1988]. Соответственно в районе поля 2 положительная скоростная аномалия на глубине 60 км на профиле Кратон не наблюдается. Для остальных полей столь детальная информация отсутствует.

В районе Кандалакшского залива Белого моря и Хибинского массива вынесенные на поверхность и изученные к настоящему времени ксенолиты мантийных пород (из интервала глубин 40—160 км) не включают эклогитов [Ветрин, 2006 и др.]. На соответствующем

отрезке профиля отклонения экспериментальных V_p от расчетных в основном положительны, но в среднем не превышают обусловленных погрешностями. То же можно сказать о подкоровом слое мантии в районе Архангельской кимберлитовой провинции (несколько восточнее рассмотренного выше района): на глубине около 50 км отсутствуют эклогиты и значения V_p заметно не отличаются от расчетных. Не исключено, что сведения о наличии на глубине 110—240 км наряду с лерцолитами и гарцбургитами алмазоносных эклогитов в мантии Финляндии [Kukkonen, Peltonen, 1999; Peltonen et al., 2002] можно распространить на мантию под центральной частью профиля Феннолора (примерно на 400 км на запад от трубки), где на глубине 120—170 км экспериментально установленные скорости превышают расчетные на 0,14—0,18 км/с.

Можно предположить, что принятая гипотеза природы скоростных аномалий имеет право на существование. Ее дальнейшая проверка возможна при появлении новых данных о мантийных породах в других районах, где вынесены мантийные ксенолиты.

Согласно АПГ в течение одного эпизода активности (одноактной активизации, образования СОХ, начального этапа рифтогенеза, образования океанической котловины или конечного этапа геосинклинального процесса [Гордиенко, 2007]) в верхнюю мантию поступают эклогиты корового происхождения, которые могут составить 5—10 % объема в интервале глубин мощностью 100 км. Дополнительная активизация на территории альпийских геосинклиналей может увеличить это количество. Полученные сведения о скоростных аномалиях говорят о сопоставимой, но все же заметно большей концентрации высокоскоростных объектов — около 15 %, если иметь в виду блоки пород со значениями V_p , превышающими расчетную величину на удвоенное стандартное отклонение (0,12—0,24 км/с).

Происхождение эклогитов может быть различным. При однородном химическом составе вещества верхней мантии и одинаковых PT -условиях должны формироваться одинаковые минеральные ассоциации. С ростом глубины (давления) увеличивается доля граната в мантийных породах (см. рис. 2), по ксенолитам видно преобладание эклогитов на глубине более 150 км [Уханов и др., 1988]. При содержании граната ("высокоскоростного" минерала) в десятки процентов реальные вариации его концентраций и небольшие из-

менения химического состава пород не должны вызывать значительных скоростных аномалий в средней и нижней частях верхней мантии. С таким предположением согласуется отсутствующая или пониженная аномальность экспериментальных V_p на глубине более 150 км (см. рис. 9).

В верхней части мантии (от раздела М до примерно 150 км) ситуация иная. Фиксируемым здесь скоростным аномалиям соответствуют подтвержденные экспериментальными данными вариации минерального состава. Имеются также сведения о резких изменениях PT -условий пребывания пород, их перемещениях по глубине (с изменением температуры) вверх и вниз в мантии СП на многие десятки километров, предположительно в составе перетоков вещества [Уханов и др., 1988]. В эклогитовых ксенолитах Южной Африки зафиксировано их образование из расплава при 1400—1500 °С на глубине около 90 км, остывание до 750—900 °С (т. е. до платформенной температуры) в условиях незначительного погружения и вынос в нижнюю часть коры (на глубину 30—40 км), где их минералогия зафиксировала момент достижения температуры 1000—1100 °С [Lappin, Dawson, 1975]. Вероятно, дальнейшее понижение температуры (ниже солидуса гранулитов) привело к резкому понижению скорости диффузии, практическому прекращению минералогической эволюции. Кажется вполне вероятным, что на смену поднявшемуся веществу опустился блок эклогитизированных коровых пород. Это предположение находит подтверждение в изотопных метках алмазов в некоторых эклогитах [Соболев В. С., Соболев В. Н., 1980]. Они служат доказательством погружения эклогитизированных пород земной коры на глубину более 120 км (ниже границы раздела графит—алмаз при реальных температурах в платформенном регионе). Некоторые авторы [Gao et al., 2008] считают, что без погружения эклогитизированных блоков коры в верхнюю мантию вообще невозможен "внутриплитовый" магматизм наблюдаемого состава из мантийного источника на глубине порядка 50—150 км.

Выяснение характера событий, при которых возникли эклогиты, осложняется тем, что ксенолиты мантийных пород СП, со свойствами которых сопоставляются скоростные модели, вынесены на поверхность сотни миллионов лет назад. Однако в районах выноса ксенолитов глубинные процессы сводились к

тому, что "... по крайней мере 5 раз на протяжении палеозоя и мезозоя ... кимберлитовая магма пробивала себе путь к дневной поверхности ..." [Уханов и др., 1988, с. 22]. Можно допустить отсутствие сильного прогресса и значительных новообразований в верхней части разреза, сохранение ранее возникших эклогитизированных блоков до настоящего времени. В районах активизаций другого типа это менее вероятно, а они, несомненно, происходили в кимберлитовых провинциях на доплатформенной стадии. Поэтому и в имеющихся материалах могут быть следы различных вариантов образования эклогитов.

По мнению автора работы [Jacob, 2004] все мантийные эклогиты образовались из погружившихся коровых пород.

В районе обнаружения скоростных аномалий, предположительно связанных с эклогитами, в мантии СП среди изученных образцов представлены мантийные магнезиально-железистые эклогиты, изменения минералогии и состава которых позволяют проследить их связь с типичными перидотитами субстрата. Обнаружены также высокоглиноземистые эклогиты — "... петрохимически своеобразные породы, для генезиса которых не найдется иного объяснения, кроме глубинного преобразования анортитовых пород земной коры, должны присутствовать на разных глубинах, ... отражая путь своего погружения ..." [Уханов и др., 1988, с. 221]. И те и другие в сопоставимом количестве, примерно до трети в общей массе эклогитов и гранатовых пироксенитов. Происхождение остальных пироксен-гранатовых пород пока не диагностировано с определенностью. Таким образом, положительные скоростные аномалии выделяют как результаты внутримантийного (магматического) образования эклогитов, так и последствия коромантийного обмена веществом. Их общее количество может значительно превышать возникающее при последнем активном процессе.

Рассмотрение перемещений погружающихся эклогитизированных блоков в зонах молодой и современной активизации создает хорошую основу для объяснения среднеглубинной сейсмичности [Гонтовая и др., 2009].

Выводы. Проведенный анализ комплекса геолого-геофизических данных о верхней мантии Земли под континентами и океанами позволил с довольно большой определенностью установить главные факторы формирования величины скорости распространения продольных сейсмических волн в ее пределах.

1. Фоновый рост параметра с глубиной связан с увеличением давления и содержания гранатов, он заметно сдерживается воздействием повышения температуры. В интервале глубин 50—400 км влияние этих факторов составляет приблизительно +0,95, +0,35 и -0,80 км/с соответственно.

2. Реальные вариации химического состава пород верхней мантии едва ли могут служить источниками заметных (более первых 0,01 км/с) аномалий скорости в значительных по размеру блоках.

3. Аномальным (по сравнению с тепловой моделью докембрийской платформы) температурам соответствуют скоростные аномалии, интенсивность которых изменяется с глубиной от 0,00064ΔT до 0,00047ΔT в интервале глубин от 25 до 400 км [Sobolev et al., 1996 и др.]. Проведенный учет влияния частичного плавления на V_p не противоречит имеющимся данным, но небольшая концентрация магмы не позволяет с уверенностью судить о точности использованного вида связи степени плавления и скорости.

4. Положительные аномалии скорости в породах мантии (0,15—0,45 км/с) распространены преимущественно в активных регионах на глубине до 150—200 км и, вероятно, связаны с появлением избыточных по сравнению с фоновым количеством эклогитов, часть из которых образуется при преобразовании основных пород коры, опустившихся в мантию.

Список литературы

- Аренс Т. Состояние минералов мантии // Верхняя мантия. — Москва: Мир, 1975. — С. 81—103.
- Арзамасцев А.А., Беа Ф., Глазнев В.Н., Арзамасцева Л.В. Монтеро П. Кольская щелочная провинция в палеозое: оценка состава первичных мантийных расплавов и условий магмогенерации // Рос. журн. наук о Земле. — 2001. — 3, № 1.
- Щепков И.В., Владыкин Н.В., Герасимов П.А., Сапрыкин А.И., Хмельникова О.С., Аношин Г.Н. Температурный градиент и строение лито-

- сферного кия юго-восточного края Сибирского кратона — реконструкции по дезинтегрированным ксенолитам кимберлитовых трубок Алданского щита // Докл. РАН. — 2001. — **378**, № 4. — С. 530—534.
- Беликов Б.П., Александров К.С., Рыжова Т.В. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. — Москва: Наука, 1970. — 290 с.
- Белоусов В.В. Основы геотектоники. — Москва: Недра, 1975. — 26 с.
- Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. — Москва: Недра, 1978. — 232 с.
- Беляевский Н.А. Строение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным. — Москва: Недра, 1981. — 432 с.
- Ветрин В.Р. Глубинные ксенолиты // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Вып. 2. — Москва: ГЕОС, 2006. — С. 195—198.
- Геофизические параметры литосферы южного сектора Альпийского орогена / Ред. Б.С. Вольвовский, В.И. Старостенко. — Киев: Наук. думка, 1996. — 216 с.
- Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Хильтова В.Я. Термальное состояние мантии, подстилающей докембрийские и фанерозойские структуры (по данным гранат-ортопироксеновой термобарометрии ксенолитов гранатовых перидотитов в кимберлитах и щелочных базальтах) // Физика Земли. — 2001. — № 3. — С. 3—25.
- Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Хильтова В.Я. Термальные режимы в нижней коре (по данным гранат-ортопироксеновой термобарометрии нижнекорových ксенолитов в кимберлитах и щелочных базальтах) // Физика Земли. — 2003. — № 12. — С. 72—87.
- Гонтовая Л.И., Гордиенко В.В. Глубинные процессы и геофизические модели мантии Восточной Камчатки и Кроноцкого залива // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2006. — № 2. — С. 107—121.
- Гонтовая Л.И., Гордиенко В.В., Гордиенко Л.Я. О природе среднеглубинной сейсмичности в переходных зонах Тихоокеанского типа // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2009. — № 1. — С. 38—45.
- Гордиенко В.В. Глубинные процессы в тектонической сфере Земли. — Киев: Изд. ИГФ НАН Украины, 1998. — 85 с.
- Гордиенко В.В. Адвекционно-полиморфная гипотеза процессов в тектонической сфере. — Киев: Корвін пресс, 2007. — 172 с.
- Гордиенко В.В. О докембрийских глубинных процессах в тектонической сфере континентов // Геофиз. журн. — 2009. — **31**, № 5. — С. 85—102.
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Усенко О.В. Тепловое поле Центральной и Восточной Европы // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Вып. 2. — Москва: ГЕОС, 2006. — С. 624—658.
- Гордиенко В.В., Усенко О.В. О геолого-геофизических критериях глубин магматических очагов в верхней мантии // Геофиз. журн. — 2007. — **29**, № 4. — С. 31—38.
- Грачев А.Ф. Гетерогенность вещественного состава континентальной лерцолитовой мантии по данным изучения ультраосновных ксенолитов в базальтах // Физика и внутреннее строение Земли. — Москва: Наука, 1989. — С. 22—43.
- Доусон Д., Джеймс Д., Пэслик К., Холлидей А. Ультраосновной калиевый магматизм и континентальное рифтообразование на севере центральной Танзании: связь с повышенным тепловым потоком // Геология и геофизика. — 1997. — № 1. — С. 67—77.
- Кагик А.А., Луканин О.А., Портнягин А.Л. Магмообразование при восходящем движении мантийного вещества: температурный режим и состав расплавов, образующихся при адиабатической декомпрессии ультрабазитов мантии // Геохимия. — 1990. — № 9. — С. 1263—1276.
- Каракин А.В., Курьянов Ю.А., Павленкова Н.И. Разломы, трещиноватые зоны и волноводы в верхних слоях земной оболочки. — Москва: Изд. ИЦ ВНИИгеосистем, 2003. — 228 с.
- Карта теплового потока территории СССР / Ред. В.В. Гордиенко, У.И. Моисеенко. — 1 : 5 000 000. — Киев: Изд. ИГФ АН Украины, 1991. — 4 л.
- Киселев А.И., Гордиенко И.В., Лашкевич В.В. Петрологические аспекты гравитационной неустойчивости тектонических утолщений литосферы // Тихоокеанская геология. — 2004. — № 2. — С. 20—29.
- Медарис Л., Фурнель Д., Ванг Х., Елинек Е. Термобарометрия и реконструкция химического состава шпинель-пироксеновых симплектитов: доказательство существования ран-

- него граната в лерцолитовых ксенолитах неогеновых лав Чехии // Геология и геофизика. — 2000. — № 1. — С. 260—268.
- Павленкова Н. И., Погребницкий Ю. В., Романюк Т. В. Сейсмоплотностная модель коры и верхней мантии Южной Атлантики на Англо-Бразильском геотраверсе // Физика Земли. — 1993. — № 10. — С. 27—38.
- Петрофизика / Ред. Н. Б. Дортман. — Москва: Недра, 1992. — Т. 1. — 392 с.
- Рингвуд А. Состав и петрология мантии Земли. — Москва: Недра, 1981. — 583 с.
- Рябой В. З. Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным. — Москва: Недра, 1979. — 242 с.
- Соболев В. С., Соболев В. Н. Новые доказательства погружения на большие глубины эколгитизированных пород земной коры // Докл. АН СССР. — 1980. — 250, № 3. — С. 683—685.
- Сологуб В. Б. Литосфера Украины. — Киев: Наук. думка, 1986. — 184 с.
- Справочник физических констант горных пород / Ред. С. Кларк. — Москва: Мир, 1969. — 544 с.
- Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии // Под ред. К. Ф. Сергеева, В. В. Гордиенко, М. Л. Красного. — Владивосток: Изд. ДВО РАН, 1992. — 238 с.
- Уханов А. В., Рябчиков И. Д., Харьков А. Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. — Москва: Наука, 1988. — 287 с.
- Фролова Т. И., Перчук Л. Л., Бурикова И. А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. — Москва: Недра, 1989. — 262 с.
- Цымбал С. Н. Кимберлиты центральной части Припятского вала // Минерал. журн. — 2003. — № 5/6. — С. 40—56.
- Цымбал С. Н., Татаринцев В. И., Князьков А. П. Минералы глубинных парагенезисов из кимберлитов тр. Южная // Минерал. журн. — 1996. — № 5. — С. 18—44.
- Харитонов О. М., Омельченко В. Д., Дрогицкая Г. М., Кутас В. В., Федорченко Л. Л., Шляховский В. А. Литосферный трансект Бухарест — Чернобыль // Докл. НАН Украины. — 1995. — № 5. — С. 84—87.
- Харитонов О. М., Красовский С. С., Куприенко П. Я., Кутас В. В., Сологуб Н. В., Дрогицкая Г. М., Тимошенко В. И., Шляховский В. А. Литосферный трансект Вранча — Южно-Украинская АЭС // Геофиз. журн. — 1993. — 15, № 5. — С. 23—31.
- Afonso J., Fernández M., Ranalli G., Griffin W., Connolly J. Integrated geophysical-petrological modeling of the lithosphere and sublithospheric upper mantle: Methodology and applications // *Geochem. Geophys. Geosyst.* — 2007. — № 9. — Q05008, doi:10.1029/2007GC001834
- Arai S., Takada S., Mishidayashi K., Klida M. Petrology of Peridotite Xenoliths from Iraya Volcano, Philippines, and its Implication for Dynamic Mantle-Wedge Processes // *J. Petrology.* — 2004. — 45, № 2. — P. 369—389.
- Bryant J., Yogodzinski G. M., Churikova T. G. Melt-mantle interactions beneath the Kamchatka arc: Evidence from ultramafic xenoliths from Shiveluch volcano // *Geochem. Geophys. Geosyst.* — 2006. — № 8. — Q04007, doi:10.1029/2006GC001443
- Carlson R., Irving I., Schulze D., Carter B., Hearn J. Timing of Precambrian melt depletion and Phanerozoic refertilization events in the lithospheric mantle of the Wyoming Craton and adjacent Central Plains Orogen // *Lithos.* — 2004. — 77. — P. 453—472.
- Carlson R., Pearson D., James D. Physical, chemical, and chronological characteristics of continental mantle // *Rev. Geophys.* — 2005. — 43. — RG1001. — doi:10.1029/2004RG000156
- Coltorti M., Bonadiman C., Hinton R., Siena F., Upton B. Carbonatite Metasomatism of the Oceanic Upper Mantle: Evidence from Clinopyroxenes and Glasses in Ultramafic Xenoliths of Grande Comore, Indian Ocean // *J. Petrology.* — 1999. — 40, № 1. — P. 133—165.
- Coltorti M., Bonadiman C., O'Reilly S., Griffin W., Pearson N. The lithosphere-asthenosphere boundary: Nature, formation and evolution from Hadean to now Heterogeneity in the oceanic lithosphere as evidenced by mantle xenoliths from Sal island (Cape Verde Archipelago) // *Tesis EIL-03 World Geological congress Oslo.* — 2004.
- Dessai A., Markwick A., Vaselli O., Downes H. Granulite and pyroxenite xenoliths from the Deccan Trap: insight into the nature and composition of the lower lithosphere beneath cra-

- tonic India. — Istituto di geoscienze e georisorse, 2004. — P. 5—12.
- Gao S., Rudnick R., Xud W., Yuan H., Liu Y., Walker R., Puchtel I., Liu X., Huang H., Wang X., Yang J. Recycling deep cratonic lithosphere and generation of intraplate magmatism in the North China Craton // *Earth Planet. Sci. Lett.* — 2008. — **270**, № 1—2. — P. 41—53.
- Gorbatov A., Widiyatoro S., Fukao I., Gordeer E. Signature of remnant slabs in the North Pacific from *P*-wave tomography // *Geophys. J. Int.* — 2000. — **142**, № 1. — P. 27—36.
- Gordienko V. Geological criteria and integrated analysis of a zone of recent activity in Fennoscandia // *Proceedings of the institute of fundamental studies.* — 2001. — P. 10—15.
- Grégoire M., Langlade J., Delpéch G., Dantas C., Ceuleneer G. Nature and evolution of the lithospheric mantle beneath the passive margin of East Oman: Evidence from mantle xenoliths sampled by Cenozoic alkaline lavas // *Lithos.* — 2009. — doi:10.1016/j.lithos.2009.02.002
- Franz L., Becker K., Kramer W., Herzig P. Metamorphic mantle xenoliths from Bismarck microplate // *J. Petrology.* — 2002. — **43**, № 2. — P. 315—343.
- Hawkesworth C., Kempton P., Rogers N., Ellam R., van Calsteren P. Continental mantle lithosphere, and shallow level enrichment processes in the Earth's mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* — 1990. — **96**, № 3/4. — P. 256—268.
- Infune T. An experimental investigation of the pyroxene—garnet transformation in a pyrolite composition and its bearing on the construction of the mantle // *Phys. Earth Planet. Int.* — 1987. — **45**. — P. 324—336.
- Jacob D. Nature and origin of eclogite xenoliths from kimberlites // *Lithos.* — 2004. — **77**. — P. 295—316.
- James D., Boyd F., Schutt D., Bell D., Carlson R. Xenolith constraints on seismic velocities in the upper mantle beneath southern Africa // *Geochem. Geophys. Geosyst.* — 2003. — № 5. — Q01002, doi:10.1029/2003GC000551
- Jones B., Kostoula T., Stoppa F., Woolley A. Petrography and mineral chemistry of mantle xenoliths in a carbonate-rich melilititic tuff from Mt. Vulture volcano, southern Italy // *Mineralogical Magazine.* — 2000. — **64**, № 4. — P. 593—613.
- Kuge K., Fukao Y. High-velocity lid of East Antarctica: Evidence of a depleted continental lithosphere // *J. Geophys. Res.* — 2004. — **110**. — B06309, doi:10.1029/2004JB003382
- Kukkonen I., Peltonen P. Xenolith-controlled geotherm for the central Fennoscandian Shield for lithospheric-asthenospheric relations // *Tectonophysics.* — 1999. — **304**. — P. 301—315.
- Lappin M., Dawson J. Two Roberts Victor cumulate eclogites and their re-equilibration // *Phys. Chem. Earth.* — 1975. — **9**. — P. 351—365.
- Maaloe S., Aoki K. The major element composition of the upper mantle estimated from the composition of lherzolites // *Conf. Mineral. Petrol.* — 1977. — **63**. — P. 121—135.
- Marquering H., Snieder R. Shear-wave velocity structure beneath Europe, the northeastern Atlantic and western Asia from waveform inversions including surface-wave mode coupling // *Geophys. J. Int.* — 1996. — **127**. — P. 283—304.
- McBride J., Lambert D., Greig A., Nicholls I. Multistage evolution of Australian subcontinental mantle: Re-Os isotopic constraints from Victorian mantle xenoliths // *Geology.* — 1996. — **24**, № 7. — P. 631—634.
- Pavlenkova G. A., Pavlenkova N. I. Upper mantle structure of Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data // *Tectonophysics.* — 2006. — **416**. — P. 33—52.
- Peltonen P., Kinnunen K., Huhma H. Petrology of two diamondiferous eclogite xenoliths from the Laqhtojoki kimberlite pipe, eastern Finland // *Lithos.* — 2002. — **63**. — P. 151—164.
- Rivalenti G., Mazzucchelli M., Girardi V., Vanucci R., Barbieri M., Zanetti A., Goldstein S. Composition and processes of the mantle lithosphere in northeastern Brazil and Fernando de Noronha: evidence from mantle xenoliths // *Contrib. Mineral. Petrol.* — 2000. — **138**. — P. 308—325.
- Salters V., Stracke A. Composition of the depleted mantle // *Geochem. Geophys. Geosyst.* — 2003. — № 5. — Q05B07, doi:10.1029/2003GC000597
- Simon N., Neumann E., Bonadiman C., Coltorti M., Delpéch G., Grégoire M., Widom E. Ultra-refractory Domains in the Oceanic Mantle Lithosphere Sampled as Mantle Xenoliths at Ocean Islands // *J. Petrology.* — 2008. — **49**, № 6. — P. 1223—1251.

- Sobolev S., Zeyen H., Stoll G., Werling F., Altherr R., Fuchs K.* Upper mantle temperatures from teleseismic tomography of French Massif Central // *Earth Planet. Sci. Lett.* — 1996. — **139**. — P. 147—163.
- Sterna C., Kilian R., Olker B., Hauri E., Kyser T.* Evidence from mantle xenoliths for relatively thin (< 100 km) continental lithosphere below the Phanerozoic crust of southernmost South America // *Lithos.* — 1999. — **48**. — P. 217—235.
- Xui Y., Menzies M., Vroon P., Mercier J., Lin C.* Texture-Temperature-Geochemistry Relationships in the Upper Mantle as Revealed from Spinel Peridotite Xenoliths from Wangqing, NE China // *J. Petrology.* — 1998. — **39**, № 3. — P. 469—493.
- Wagner L., Beck S., Zandt G.* Upper mantle structure in the south central Chilean subduction zone (30° to 36° S) // *J. Geophys. Res.* — 2004. — **110**. — B01308, doi:10.1029/2004JB003238
- Walter M. J.* Melting of Garnet Peridotite and the Origin of Komatiite and Depleted Lithosphere // *J. Petrology.* — 1998. — **39**, № 1. — P. 29—60.
- Zhao L., Helmberger D.* Upper-mantle compressional velocity structure beneath the northwest Atlantic Ocean // *J. Geophys. Res.* — 1993. — **98**. — P. 14,185—14,196.
- Zielhuis A., Nolet G.* Shear wave velocity variations in the upper mantle beneath central Europe // *Geophys. J. Int.* — 1994. — **117**. — P. 655—676.