



УДК 360.56

© 2007

В. В. Гордиенко, И. В. Гордиенко

## О температуре солидуса пород мантии

(Представлено академиком НАН Украины В. И. Старостенко)

*The accordance of the solidus temperature ( $T_s$ ) of mantle rocks to a complex of petrological and geophysical data is considered. It is proved that the relation  $T_s = 1013 + 3.914H - 0.0037H^2$ , where  $H$  is the depth in km, corresponds to this information and can be used for the construction of models of the deep processes and the sources of anomalies of physical fields.*

Температуры, при которых начинается плавление мантийных пород на разных глубинах, играют существенную роль в построении схем глубинных процессов, в определении природы магматизма и т. п. В работе [1] было предложено распределение температуры солидуса сухих пород верхней мантии ( $T_s$ ) в зависимости от глубины. Оно использовалось впоследствии с небольшими изменениями во многих тепловых моделях авторов [2, 3 и др.] для диапазона глубин около 50–450 км в виде  $T_s = 1013 + 3,914H - 0,0037H^2$ , где  $H$  — глубина, км. Считалось, что в переходной зоне к нижней мантии температура солидуса резко увеличивается в связи с полиморфными преобразованиями минералов мантийных пород.

Появившиеся позднее новые определения  $T_s$  были, как правило, заметно выше [4–6 и др.], чем определяемые по приведенной формуле. Необходимо рассмотреть возможность применения указанной зависимости, ее соответствие современным данным.

**Постановка задачи.** Экспериментальные значения  $T_s$  для разных глубин (давлений) приведены на рис. 1, а. Они получены в процессе нагревания пород лерцолитового (“средне-мантийного”) состава при фиксированных давлениях. Началом плавления считалось наличие в резко охлажденном образце стекла. Предполагалось, что времени опыта достаточно для изменения фазового состояния части породы и сопровождающих его физико-химических явлений [3 и др.]. Для фиксации  $T_s$  необходимо появление заметного количества стекла (как правило, речь идет о нескольких процентах). В этой ситуации часто в расплав переходит уже часть породообразующих минералов. Но самые первые незначительные по объему (до 1%) порции расплава появляются “. . . под влиянием примесных элементов. . .” [4, с. 1265]. По данным многих авторов, небольшие количества воды и других летучих (на уровне первых десятых долей процента) присутствуют в мантии [7 и др.], в частности, — в виде

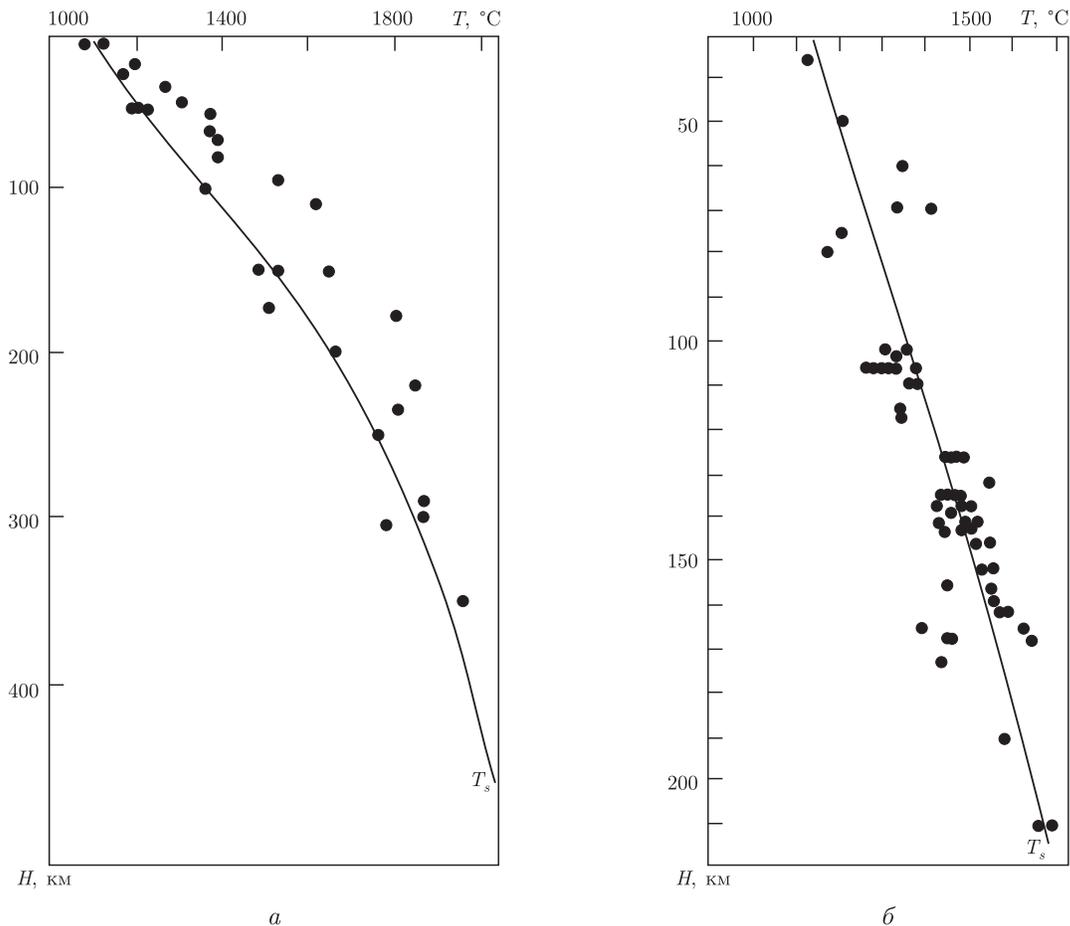


Рис. 1. *а*: Принятая зависимость  $T_s$  лерцолита от глубины и экспериментальные значения температуры солидуса (точки).  
*б*: Сравнение  $T_s = 1013 + 3,914H - 0,0037H^2$  (линия) с температурами на кровле слоя частичного плавления по данным  $PT$ -условий образования ксенолитов (точки)

микровключений в разных минералах [8 и др.]. Вокруг них (и некоторых аксессуарных минералов мантийных метасоматитов с низкими температурами плавления) и формируются первые капли расплава, практически не затрагивающие породобразующие минералы.

Это явление может быть не отмечено в опытах, основная цель которых — изучение состава магм, образующихся при заметных степенях плавления в зависимости от состава пород,  $PT$ -условий, влияния флюидов и т. д. Однако появление 1% жидкости уже существенно влияет на вязкость вещества верхней мантии (сокращая ее величину до порядка), понижает скорость сейсмических волн (продольных — примерно на 0,07 км/с, поперечных — на 0,04 км/с), в 1,5–2 раза сокращает удельное электрическое сопротивление пород (приводя его к “астеносферному уровню” — около 100 Ом · м), менее заметно, но все же сказывается на величине плотности пород, понижая ее примерно на 0,003–0,004 г/см<sup>3</sup>.

Поэтому кажется вполне обоснованным для решения задач, в которых основную роль играют изменения физических свойств пород мантии, использовать минимальную величину  $T_s$  на рис. 1, *а*, описанную приведенной выше формулой. Рассмотрим применимость такого подхода на практических примерах.

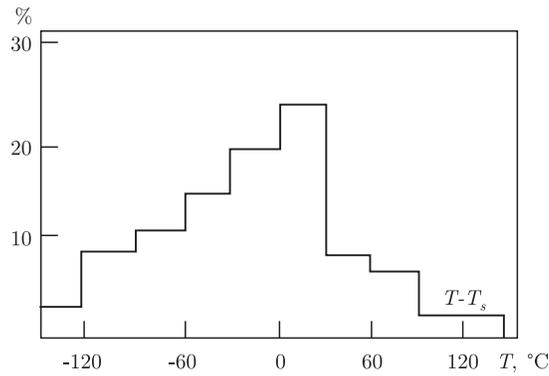


Рис. 2. Гистограмма распределения различий между  $T_s$  и температурами на кровле слоя частичного плавления

**Петрологические данные о температуре на кровле слоя частичного плавления.** Минеральные ассоциации в ксенолитах, выносимых магматическими породами (кимберлитами и щелочными базальтоидами) на поверхность, отражают  $PT$ -условия непосредственно перед подъемом расплава на глубине их захвата магмами. Формирование зон частичного плавления, питающих два упомянутых типа магматизма, в типичных случаях занимает различное время. Большая часть кимберлитовой магмы возникает непосредственно перед ее подъемом, выносимые ею ксенолиты отражают температурные условия, существовавшие до активизации. Магма щелочных базальтоидов образует сравнительно долго существующие очаги, породы над ними успевают прогреться и ксенолиты, вынесенные с максимальных для данного района глубин, должны фиксировать температуры, близкие к характерным для кровли слоя частичного плавления, т. е. близкие к  $T_s$ .

В работе [9] собрана значительная информация по  $PT$ -условиям образования таких ксенолитов из щелочных базальтов, представленная на рис. 1, б с некоторыми дополнениями [10 и др.]. Было также отмечено, что в некоторых кимберлитах присутствуют ксенолиты, отражающие весьма различные распределения температур по глубине. Наряду с распределениями, типичными для неактивизированных платформ, на тех же глубинах фиксируются существенно более высокие температуры. Возможно, это связано с появлением в процессе подготовки магматического события над кровлей зоны частичного плавления области, пронизанной жилами, выполненными кристаллизованными расплавами и/или веществом, вынесенным растворами, поступившими из зоны. Подобные явления описаны как в верхней части земной коры [11], так и в мантии [10 и др.]. В интервалах глубин различной мощности регистрируются положительные температурные аномалии по сравнению с окружающими породами, составляющие 70–120 °C и 30–150 °C соответственно. Можно предположить, что подобные “перегретые” ксенолиты с кровли очага кимберлитовой магмы отражают температуру, близкую к  $T_s$ . Поэтому такие (немногочисленные) данные также вынесены на рис. 1, б. Они заметно дополняют общую картину, так как относятся к большим глубинам, чем полученные по ксенолитам из щелочных базальтоидов (более 170 км).

С температурами, установленными по ксенолитам, вынесенным с кровли магматических очагов на разных глубинах, на рис. 1, б сопоставлена кривая  $T_s = 1013 + 3,914H - 0,0037H^2$ . Она согласуется с экспериментальными данными, но отклонения на некоторых глубинах довольно значительны. Эти отклонения характеризует гистограмма, представленная на рис. 2. Несимметричность выявленного распределения  $T - T_s$  объясняется, скорее всего, тем, что

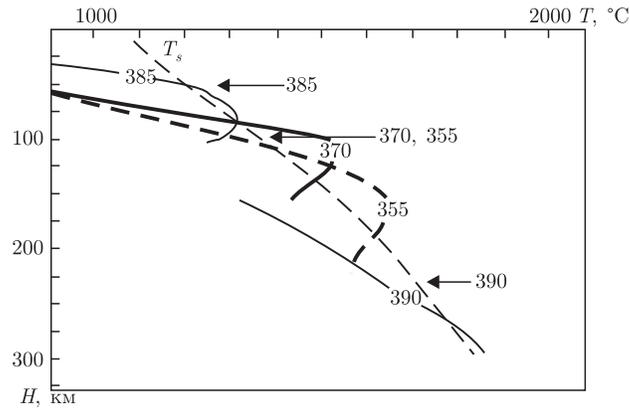


Рис. 3. Сравнение глубин превышения  $T_s$  в разные периоды развития герцинского рифта Днепровско-Донецкой впадины с глубинами кровли магматических очагов, по данным о составе изверженных пород. Цифры у кривых — время в млн лет назад, для которого построены тепловые модели. Цифры у стрелок — возраст в млн лет магматических пород

использованные температуры все же относятся к участкам над кровлей зоны частичного плавления, т. е. могут быть несколько ниже  $T_s$ . Наиболее распространенные значения  $T - T_s$  (66% всех установленных) находятся в пределах  $\pm 60$  °C. Средние различия между экспериментальными температурами на одной глубине составляют около 50 °C. Они могут быть объяснены как разницей между результатами определения температур при использовании наиболее употребляемых геотермометров (50–70 °C), так и различным влиянием на породы описанных выше метасоматических ореолов над кровлей магматической камеры [10 и др.]. Значения, превышающие  $T_s$ , могут быть связаны с выносом ксенолитов, представляющих тугоплавкую часть породы, из частично расплавленной зоны.

Таким образом, установленные по ксенолитам температуры на кровле зоны частичного плавления мантийных пород согласуются с принятым распределением  $T_s$  в рамках объяснимой погрешности.

Другим аргументом в пользу принятых величин  $T_s$  могут служить результаты сравнения глубины кровли слоя частичного плавления, меняющейся по ходу активного глубинного процесса, которая установлена по тепловой модели тектоносферы региона и данным о составе изверженных пород. Тепловая модель для каждой стадии процесса строилась авторами в соответствии с представлениями адвекционно-полиморфной гипотезы о мантийном теплопереносе [2, 12 и др.]. Полученные распределения температуры сравнивались с  $T_s$ , точки пересечения кривых считались отвечающими глубинам кровли и подошвы зоны частичного плавления (астеносферы). Появление зоны на каждой глубине сопровождается, как правило, магматизмом соответствующего состава, по результатам изучения продуктов которого диагностируется расположение источника магмы в разрезе, приуроченное именно к кровле астеносферы [2, 12 и др.]. Таким образом, сопоставляются три независимо полученных параметра — расчетная температура,  $T_s$  и глубина кровли магматического очага.

Пример такого сравнения приведен на рис. 3, отражающем различные этапы глубинного процесса (и магматизма) в тектоносфере герцинского рифта Днепровско-Донецкой впадины [13]. Видно, что различия температур на кровле астеносферы, определенные обоими использованными методами, не превышают нескольких десятков градусов Цельсия. Подобные построения проведены для различных периодов геологической истории Донбасса,

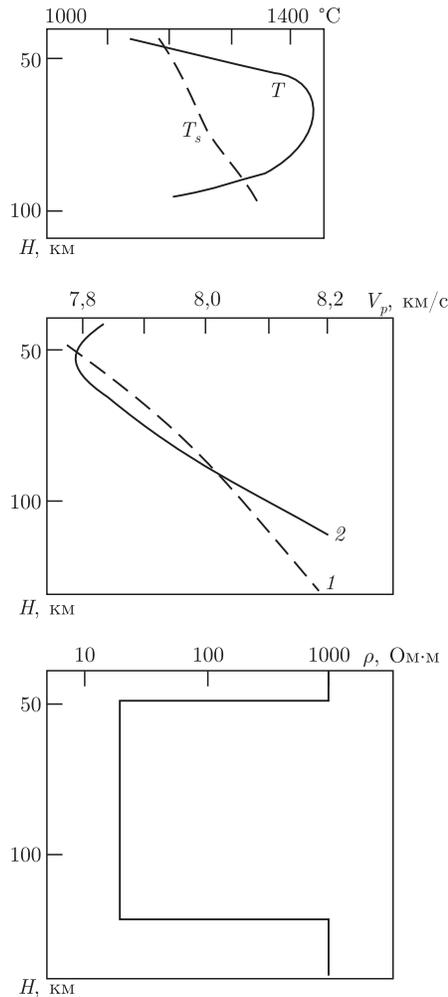


Рис. 4. Тепловая, скоростная и геоэлектрическая модели верхних горизонтов мантии Бельцкой области современной активизации:  
 1, 2 — распределение скорости продольных сейсмических волн (1 — при температуре солидуса, 2 — экспериментальное)

Восточных Карпат, Крыма, Западно-Черноморской впадины, части Украинского щита [2, 12 и др.]. Для всех рассмотренных активных эпизодов (охватывающих временной диапазон от докембрия до современности) достигнуто согласование глубин кровли астеносферы, установленных по тепловым моделям и составам магматических пород.

**Геофизические данные о слое частичного плавления в верхней мантии.** Расположение современной астеносферы в верхней мантии может быть установлено также по данным сейсмологии и геоэлектрики. Наиболее подходящим объектом в этом смысле представляется зона частичного плавления в верхних горизонтах мантии (примерно на глубинах 50–100 км), возникающая в областях современной активизации докембрийских платформ [2, 12 и др.]. Один из примеров рассмотрен на рис. 4, где представлены данные по Бельцкой области современной активизации на Молдавской плите.

Тепловая модель мантии, сопоставленная с  $T_s$ , выявляет зону частичного плавления в интервале глубин 50–80 км [14 и др.]. В этом же диапазоне глубин располагается слой

со значениями  $V_p$  ниже характерных для твердых мантийных пород [15]. Зона пониженных скоростей в этом случае диагностируется довольно достоверно, так как скоростная модель построена по данным о временах прихода волн от землетрясений в области Вранча с большими глубинами гипоцентров. Ее границы подтверждают правильность выбора  $T_s$  на глубинах 50 и 80 км.

Данные геоэлектрики [14] (см. рис. 4) могут быть использованы только для диагностики кровли астеносферы. Достоверно определяемыми параметрами в этом случае являются кровля объекта высокой электропроводности и величина его суммарной продольной проводимости ( $S = \Delta H / \rho$ , где  $\Delta H$  — мощность проводника, м,  $\rho$  — его удельное электрическое сопротивление в Ом · м). При использованной методике интерпретации и ограниченном количестве экспериментальных данных глубина подошвы объекта может быть установлена только со значительной ошибкой. Расположение его кровли согласуется с установленной для принятого значения  $T_s$  на глубине 50 км.

Подобные сейсмологические модели были рассмотрены для областей современной активизации Припятского прогиба, Балтийской синеклизы, Паннонской впадины, Тарханкутского полуострова Крыма, восточной Камчатки, геоэлектрические — для Прикарпатья, Припятского прогиба, Балтийской синеклизы, Придубруджского прогиба, Тарханкута, Паннонии. Во всех случаях кровля астеносферы определяется на глубинах, которые в пределах, объяснимых погрешностями моделирования, согласуются с установленными по тепловой модели и  $T_s$ .

Таким образом, рассмотренные данные позволяют утверждать, что принятое авторами представление о распределении по глубине температуры начала частичного плавления пород мантии в виде  $T_s = 1013 + 3,914H - 0,0037H^2$  подтверждается независимыми данными, по крайней мере, в диапазоне глубин от раздела М до 200 км. На больших глубинах в верхней мантии существенное превышение  $T_s$  принятых значений представляется маловероятным, так как при высоких (более 8 ГПа) давлениях происходит сближение температур солидуса и ликвидуса. На глубинах 250–450 км они различаются только на 200–100 °С соответственно.

1. *Веселов О. В., Гордиенко В. В., Соколова Л. С. и др.* О температуре частичного плавления пород верхней мантии // *Геофиз. журн.* – 1987. – **6**. – С. 44–47.
2. *Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В. и др.* Украинский щит (геофизика, глубинные процессы). – Киев: Корвин пресс, 2005. – 210 с.
3. *Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Усенко О. В.* Тепловое поле территории Украины. – Киев: Знання України, 2002. – 170 с.
4. *Кадик 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.
5. *Gasparik T.* Melting experiments on the Enstatite-Pyroxene Join at 80–152 kbar // *J. Geophys. Res.* – 1992. – **97**. – P. 1581–1588.
6. *Walter M. J.* Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere // *Jour. of Petrol.* – 1998. – **39**, No 1. – P. 29–60.
7. *Коваленко В. И., Наумов В. Б., Гирнис А. В. и др.* Оценка средних содержаний H<sub>2</sub>O, Cl, F, S в деплетированной мантии на основе составов расплавленных включений и закалочных стекол срединно-океанических хребтов // *Геохимия.* – 2006. – **3**. – С. 243–266.
8. *Bell D., Rossman G.* The distribution of hydroxyl in garnets from the sub-continental mantle of southern Africa // *Cont Miner. and Petrol.* – 1992. – **111**. – P. 161–178.
9. *Гордиенко В. В., Гордиенко И. В.* Гипотетические тепловые модели и данные геотермометров // *Доп. НАН України.* – 2005. – **3**. – С. 104–110.

10. Литасов К. Д., Литасов Ю. Д., Мальковец В. Г. Глубинный метасоматоз и преобразование верхней мантии Южного Прибайкалья по данным изучения ксенолитов Бартойского вулканического ареала // Геохимия. – 2005. – **3**. – С. 275–301.
11. Лукин А. Е., Луговая И. П., Загитко В. Н. Природа палеогеотермических критериев нефтегазоносности // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1988. – **8**. – С. 113–125.
12. Гордиенко В. В., Усенко О. В. Глубинные процессы в тектоносфере Украины. – Киев: Ин-т геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, 2003. – 147 с.
13. Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В. и др. Днепровско-Донецкая впадина (геофизика, глубинные процессы). – Киев: Корвин пресс, 2006. – 140 с.
14. Геоэлектрическая модель Евразийского складчатого пояса и сопредельных территорий / Ред. В. В. Белявский, С. Н. Кулик. – Киев: Знання, 1998. – 265 с.
15. Харитонов О. М., Красовский С. С., Куприенко П. Я. и др. Литосферный трансект Вранча – Южно-Украинская АЭС // Геофиз. журн. – 1993. – **5**. – С. 23–31.

Институт геофизики им. С. И. Субботина  
НАН Украины, Киев

Поступило в редакцию 25.04.2007

УДК 551.24.05.553.3.

© 2007

**Н. И. Дерябин**

## **Геодинамическое развитие структур Украины**

*(Представлено академиком НАН Украины Е. Ф. Шнюковым)*

*In the development history of the Ukrainian geological structures, nine tectonic cycles including their riftogenous, contractional, and platform stages are recognized.*

На протяжении всей истории геодинамического развития структур Украины, согласно пульсационной концепции [1, 2], был проявлен весь комплекс тектонических циклов с режимами расширения и сокращения площади. Это — раннеархейский (контракционный), позднеархейский (рифтогенный), раннепротерозойский (контракционный), позднепротерозойский (рифтогенный), вендский (платформенный), раннепалеозойский (рифтогенный), позднепалеозойский (контракционный), мезозойский (рифтогенно-платформенный, кайнозойский (контракционно-платформенный) и современный (рифтогенно-платформенный) (рис. 1). Первые четыре цикла были изучены на Украинском щите, выступающем в виде кратона среди фанерозойских структур [1, табл. 1, рис. 2, 14].

Раннеархейский цикл представлен останцами гранитизированных гнейсов аульской, западно-приазовской, днепровско-бугской сериями и в виде выступов плагиомигматитов гайворонского, днепропетровского, сабаровского и славгородского комплексов. Позднеархейский цикл был развит в виде гранит-зеленокаменных поясов, состоящих из полного цикла тектонических стадий: раздвиговой, плутонической, кальдерной и грабеновой. В них последовательно проявлялись дифференцированные вулканы (преобладающе базальты), флишюиды (железистые кварциты), кристаллосланцы, мраморы и гранитоиды натрового ряда. В структурном плане они выполняли авлакогены линейного типа: Фастовский, Володарский, Кочеровский, Побужский, Криворожско-Кременчугский, Верховцевский, Чертомлыкский, Сурский, Конкский, Белозерский, Орехово-Павлоградский, Мариупольский,