

А. П. ТАРКОВ, Л. И. НАДЕЖКА

**О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ
ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА
В СВЕТЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ**

(Представлено академиком В. В. Меннером 27 IV 1970)

После проведения на Воронежском кристаллическом массиве (ВКМ) глубинных сейсмических исследований получена новая информация о строении и физических свойствах земной коры и подкорового слоя. Наиболее выдержанными и надежными сейсмическими границами являются кровля кристаллической коры, раздел Мохоровичича (M_1) и наиболее глубокая граница в верхней мантии (M_2). От этих границ получены как отраженные, так и преломленные волны. В целом сейсмический разрез слабо дифференцирован в скоростном отношении: средняя скорость продольной волны монотонно нарастает с глубиной от 6 км/сек у кровли кристаллической коры до 7 км/сек у границы M_2 . Пластовые скорости в кристаллической коре от слоя к слою увеличиваются на 1—2%, в то время как у границы Мохоровичича наблюдается резкое изменение пластовой скорости (до 10%).

В разрезе ГСЗ выделяются три блока, различающиеся глубинным строением и насыщенностью сейсмическими границами. С учетом слабой скоростной дифференциации разреза в первом приближении для каждого блока предлагается трехслойная модель: осадочный чехол, кристаллическая кора и подкоровой слой между границами M_1 и M_2 . В дальнейших расчетах использовались значения пластовой скорости продольной волны (V_p), вычисленные для каждого слоя. Для получения плотностной характеристики разреза использовалась эмпирическая зависимость $\rho = f(V_p)$ (11).

Поле силы тяжести вдоль профиля характеризуется общим увеличением напряженности в северо-восточном направлении, на фоне которого выделяется гравитационная ступень интенсивности около 30 мгл (рис. 1). Общее увеличение напряженности гравитационного поля с юго-запада на северо-восток согласуется с возрастанием в этом же направлении плотности и сейсмических скоростей.

Рельеф поверхности кристаллического фундамента в общих чертах коррелирует с основными особенностями осредненного гравитационного поля — кривая Δg^* . Однако максимальный гравитационный эффект от него (Δg_1) не превышает (при избыточной плотности на этой поверхности 0,4 г/см³) 12 мгл, т. е. в 2,5 раза меньше амплитуды гравитационной ступени.

Рельеф подошвы земной коры (граница M_1) не согласуется с кривой Δg : вместо ожидаемого (по гравиметрическим данным) уменьшения мощности земной коры в северо-восточном направлении граница M_1 погружается с 38 до 50 км.

Учитывая особенности изменения плотности в кристаллической коре и подкоровом слое (рис. 1), для определения гравитационного эффекта от поверхности M_1 (Δg_2) мы использовали постоянную избыточную плотность $\Delta \rho = 0,52$ г/см³.

* Радиус осреднения 50 км.

Остаточная гравитационная аномалия ($\Delta g_3 = \bar{\Delta g} - \Delta g_{1+2}$), по-видимому, отражает особенности строения и состава подкорового слоя*. С помощью подбора получена плотностная граница с $\Delta \rho = 0,3 \text{ г/см}^3$, удовлетворяющая остаточной аномалии Δg_3 и совпадающая в первом приближении с сейсмическим разделом M_2 .

Западный блок (I), включающий районы КМА, характеризуется нормальной мощностью земной коры (38—45 км), $V_p = 6,40 \text{ км/сек}$ и $\rho =$

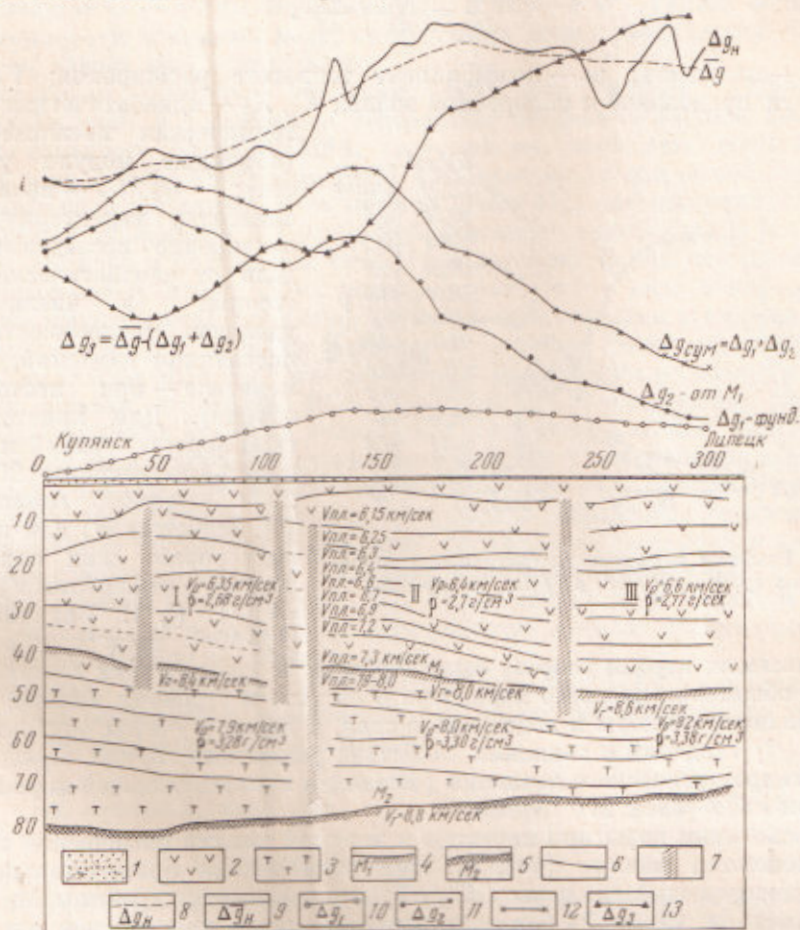


Рис. 1. Сейсмический разрез ГСЗ через Воронежский массив (составлен С. С. Чамо и Т. Г. Борисовой — трест «Спецгеофизика») и расчетные графики Δg . 1 — осадочный чехол; 2 — кристаллическая кора; 3 — подкоровый слой; 4 — граница M_1 ; 5 — подкоровая граница; 6 — отражающие сейсмические границы; 7 — зоны дизъюнктивных нарушений; 8 — наблюдаемая кривая Δg_n ; 9 — осредненная кривая $\bar{\Delta g}$; 10 — кривая Δg_1 от кровли кристаллической коры; 11 — кривая Δg_2 от границы M_1 ; 12 — суммарная кривая $\Delta g_{1+2} = \Delta g_1 + \Delta g_2$; 13 — остаточная кривая $\Delta g_3 = \bar{\Delta g} - (\Delta g_1 + \Delta g_2)$

$= 2,84 \text{ г/см}^3$. Восточный блок (III) отличается увеличенной мощностью земной коры (50 км) и повышенными значениями V_p (6,6 км/сек) и ρ (2,88 г/см³). Центральный блок (II) занимает по этим параметрам промежуточное положение. Для глубинного разреза центрального блока, более полно охарактеризованного V_p (см. рис. 1), были вычислены основные

* Латеральная плотностная неоднородность кристаллической коры и подкорового слоя обуславливает гравитационный эффект вдоль профиля ГСЗ, не превышающий 20% эффекта от границы M_1 .

параметры упругости, термодинамические и температурные (рис. 2). В расчетах использовались хорошо известные в термодинамике и сейсмологии соотношения:

$$K_s = (V_p^2 - \frac{4}{3}V_s^2) \rho; \quad (1)$$

$$dP / dT = K_T \alpha_P = K_s \alpha_P (C_V / C_P); \quad (2)$$

$$\frac{dT}{dz} = \frac{dP}{dz} / \frac{dP}{dT}, \quad (3)$$

где ρ — плотность; α_P — коэффициент теплового расширения; V_p, V_s — скорости продольной и поперечной волны; K_s, K_T — адиабатическая и изотермическая несжимаемости

(объемные модули упругости); C_P / C_V — показатель адиабаты, характеризующий отклонение исследуемой модели от адиабатического состояния (в числителе — удельная теплоемкость при постоянном давлении, в знаменателе — при постоянном объеме). Для кристаллической коры и верхней мантии, вплоть до глубины 200 км, C_P / C_V принято равным 1,2⁽⁴⁾. Значение V_s для коры и подкорового слоя определялось из соотношения $V_p / V_s = 1,71$ ^(5, 8). Величина α_P ($2,5 \cdot 10^{-5}$ град⁻¹) для рас-

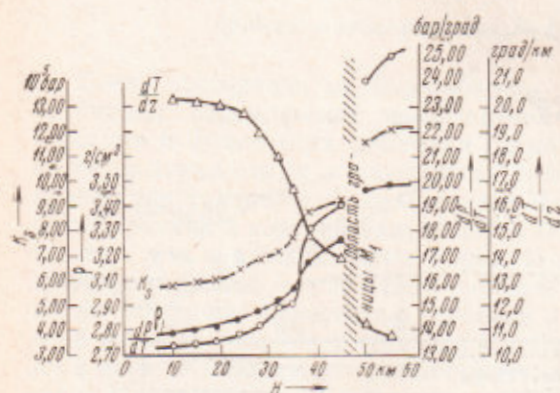


Рис. 2. Графики зависимости физических параметров ($\rho, K_s, dP / dT, dT / dz$) от глубины

считываемых глубин разреза была выбрана в соответствии с соображениями общетеоретического характера о составе и строении нижней части кристаллической коры и подкорового слоя, а также с учетом опубликованных в⁽¹⁰⁾ сведений о тепловых свойствах различных горных пород. Градиент гидростатического давления (dP / dz) в кристаллической коре и подкоровом слое равен 270 бар/км.

В основании коры при переходе к верхней мантии физические свойства изменяются скачком (рис. 2). При этом весьма примечательно, что термодинамический градиент (dP / dT) в окрестностях границы M_1 резко возрастает от 19 до 24 бар/град, проходя через критическое значение 21 бар/град, установленное экспериментально⁽³⁾ для перехода габбро (пироксеновых гранулитов) в фации эклогитов. Таким образом, граница M_1 в пределах ВКМ может рассматриваться как термодинамический раздел, отделяющий коровые гранулитовые фации от гранатсодержащих ассоциаций верхней мантии.

Геотермические градиенты в кристаллической коре примерно в два раза выше, чем в подкоровом слое. dT / dz в юго-западном блоке коры равен 20, а в северо-восточном 19 град/км. В подкоровом слое геотермические градиенты также уменьшаются с юго-запада на северо-восток от 11,2 до 10,4 град/км. Температура у границы M_1 достигает на юго-западе массива (районы КМА) 750°, на северо-востоке, близ Липецка, 850—900°. Близ границы M_2 в юго-западном блоке температура оценивается в 1200—1250°, а в северо-восточном блоке — в 1100°.

Для проверки полученного распределения температур в недрах массива были проведены дополнительные расчеты с использованием выражений для теплового потока, измеряемого на поверхности Земли:

$$Q = -k(dT / dz), \quad (4)$$

где Q — тепловой поток, измеряемый в скважинах, k — коэффициент теплопроводности.

В западных районах массива величина тепловых потоков достигает $1,2-1,4 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек (°). Средняя теплопроводность кристаллических пород земной коры составляет $6,5 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град (°). Следовательно, геотермический градиент в земной коре по трассе профиля ГСЗ может достигать значений 21—22 град/км, а температура на границе M_1 при глубине ее залегания ~40 км приближается к 800—850°. Таким образом, оценка температуры земных недр, проведенная двумя различными способами, дала адекватные результаты.

Относительно высокие значения теплового потока ($1,2-1,4 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек) и повышенное содержание железа в разрезе земной коры юго-западного блока (КМА), по-видимому, отражают специфику строения земных недр этой части ВКМ. Строение кристаллической коры и подкорового слоя восточной части массива (блок III) заметно отличается: более высокие значения ρ и V_p свидетельствуют о преобладании в кристаллической коре и подкоровом слое более плотных фаций изверженных и метаморфических пород. Здесь породы «гранитного» ряда в коре вряд ли широко представлены. Во всяком случае, геологическими съемками восточнее и северо-восточнее линии Павловск — Воронеж граниты докембрийского возраста в эрозионном срезе докембрия практически не обнаружены.

Таким образом, по данным ГСЗ в пределах ВКМ обнаруживается существенно различное строение западных и восточных районов. Наименее силицирована кора северо-восточной части массива. Повышенное содержание железа в земной коре западных районов (включая и основные интрузии верхнепротерозойского возраста, производные мантийных горизонтов) объясняет общую тенденцию понижения сейсмических скоростей в коре и подкоровом слое вдоль профиля ГСЗ с северо-востока на юго-запад.

Подошва земной коры (граница M_1) соответствует термодинамической границе, отделяющей минеральные парагенезисы коры от гранатосодержащих фаций (эклогитов) подкорового слоя.

Выделенная подкоровая сейсмическая граница (M_2), кардинально влияющая на особенности гравитационного поля, рассматривается нами как фронт регионального метаморфизма.

Воронежский государственный университет
им. Ленинского комсомола

Поступило
27 IV 1970

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Е. И. Баюк, Сборн. Электрические и механические свойства горных пород при высоких давлениях, «Наука», 1966. ² М. П. Воларович, А. К. Курскев и др., Изв. АН СССР, Физика Земли, № 5 (1967). ³ Д. Х. Грин, А. Э. Рингвуд и др., Петрология верхней мантии, 1968. ⁴ В. Н. Жарков, Изв. АН СССР, сер. геофизич., № 9 (1959). ⁵ Н. И. Павленкова, Геофизический сборник, в. 26, 1968. ⁶ Я. Б. Смирнов, Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии, Геотектоника, 6, 1968. ⁷ С. И. Субботин, Г. Л. Наумчик, И. Ш. Рахимова, Мантия Земли и тектогенез, 1968. ⁸ F. Birch, J. Geophys. Res., 57, 227 (1952). ⁹ F. Birch, J. Geophys. Res., 66, № 7 (1961). ¹⁰ Handbook of Physical Constants, Ed. S. P. Clark, N. Y., 1966. ¹¹ M. Talwani, H. G. Sutton, J. Lamer Worzel, J. Geophys. Res., 64, № 10 (1959). ¹² L. Thomson, J. Geophys. Res., 72, № 22 (1967).