

## **Распределение минерального вещества в земной коре Антарктического полуострова по данным петрофизических исследований и ГСЗ**

**© В. А. Корчин, С. С. Чулков, П. А. Буртный,  
Е. Е. Карнаухова, 2009**

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 20 марта 2009 г.

*Представлено членом редколлегии О. М. Русаковым*

За атмосферного тиску і кімнатної температури, максимальних осьових навантажень, а також високого гідростатичного тиску вивчено пружногустинні характеристики понад 200 зразків різних порід у районі української антарктичної станції "Академік Вернадський". Встановлено, що пружна анізотропія зумовлена орієнтованим розміщенням дефектів мінерального середовища і меншою мірою пов'язана з орієнтацією породоутворювальних мінералів. Побудовано моделі розподілу мінеральної речовини з глибиною вздовж сейсмічних профілів DSS 10, 12, 13, 17 поблизу станції "Академік Вернадський".

Elastic-density characteristics of more than 200 samples of different rocks from the area of the station "Academician Vernadskiy" (Ukraine) have been studied under atmospheric pressure and room temperature, under maximum axial loads as well as high hydrostatic pressures. Their elastic anisotropy has been studied. It has been found that the last one is caused by oriented location of mineral medium defects and to a lesser degree is related to orientation of rock forming minerals. The models have been produced of mineral matter distribution with depth along seismic profiles DSS 10, 12, 13, 17 near the station "Academician Vernadskiy".

В связи с активным исследованием Антарктиды геолого-геофизическими методами необходимы данные о физических параметрах пород этого континента. Интерпретация геофизических материалов конкретных регионов и, тем более, вещественное глубинное моделирование отдельных участков земной коры невозможно без детального исследования комплекса физических свойств горных пород, формирующих изучаемые площади. Определенное место среди физических характеристик минерального вещества занимают упругие параметры горных пород, в том числе данные их исследования при высоких давлениях и температурах. Подобная информация в настоящее время весьма ограничена и не систематизирована.

Основой для широкомасштабных петрофизических исследований послужила коллекция пород Антарктического полуострова и прилегающих островов в районе станции "Академик Вернадский". Территория отбора образцов представляет собой складчатую структуру, сформированную в течение мезозойского этапа развития на месте позднепалеозойской геосинклинальной системы [Грикуров, 1973]. В этот период, наряду с активными тектоническими движениями, наиболее сильно проявились магматические процессы, в результате которых поверхность рассматриваемой территории сложена вулканогенными и интрузивными образованиями мезо-кайнозойского возраста.

В состав изучаемой коллекции вошли эффузивные (вулканические), интрузивные и жиль-

ные группы образцов магматических пород. Изучались петрологические характеристики пород, их минеральный состав, плотность, скорость распространения упругих волн, теплофизические, электрические, магнитные параметры [Буртный и др., 2003; Корчин и др., 2004; Лебедев и др., 2002]. В течение последних семи лет коллекция постоянно пополнялась новыми образцами пород, отобранными на изучаемой территории, что дало возможность дополнять имеющиеся материалы исследований новыми измерениями [Буртный и др., 2003; Корчин и др., 2004, 2006; Лебедев и др., 2002; Korchin et al., 2008]. В настоящей статье систематизированы и обобщены результаты измерений упругоплотностных параметров исследованных пород в атмосферных условиях, приведены результаты измерений скорости распространения упругих волн при высоких термобарических параметрах опытов. Построены, в первом приближении, глубинные петроскоростные модели литосферы отдельных участков района Антарктического полуострова с привлечением необходимых геологических и геофизических материалов.

Результаты изучения упругоплотностных параметров пород подобранной коллекции (более 200 образцов) представлены в виде гистограмм на рис. 1. Породы характеризуются широким диапазоном измеренных параметров:  $V_P$  — от 4,7 до 6,8 км/с,  $V_S$  — от 2,9 до 3,9 км/с, плотность — от 2,58 до 3,2 г/см<sup>3</sup>. Наибольшие скорости и плотности имеют породы основного состава (габброиды и базальтоиды). Диориты, гранодиориты и граниты характеризуются средними значениями, а эффузивные образования среднего и кислого состава — наименьшими значениями изученных параметров.

Сопоставляя материалы исследования упругоплотностных характеристик пород Антарктиды с данными для аналогичных образований других территорий (в частности, Карпат и горного Крыма), установлено существенное расхождение у них значений скоростей и плотности [Корчин и др., 2004]. Около 60 % пород Крыма и Карпат имеют плотность в интервале 2,3—2,65 и лишь 20 % — в интервале 2,8—2,95 г/см<sup>3</sup>. Плотность подобных пород Антарктиды 2,6—2,7 (25 %) и 2,8—3,2 г/см<sup>3</sup> (50 %). Наиболее вероятные скорости распространения продольных волн 4,8—5,4 и 5,4—6,2 км/с соответственно. Это различие связано с тем, что породы Крыма и Карпат более интенсивно раскристаллизованы, имеют значительную

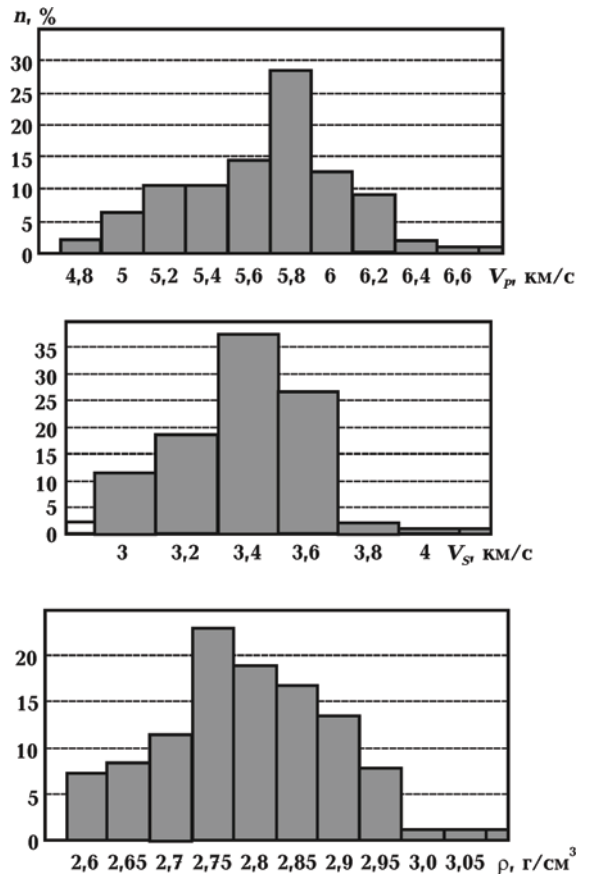


Рис. 1. Гистограммы распределения значений  $V_P$ ,  $V_S$  и  $\rho$  для всех изученных разновидностей пород.

дефектность и пористость. Подобные образования Антарктического полуострова более мелкозернисты с выраженной скрытокристаллической структурой. Обнаруженные расхождения, возможно, связаны с различными условиями образования и развития пород сопоставляемых регионов.

При изучении глубинного строения земной коры, как один из возможных приемов определения плотности горных пород по сейсмическим данным при сейсмогравитационном моделировании широко используется зависимость "скорость/плотность". Несмотря на широкий диапазон значений скоростей упругих волн и плотности, для пород Антарктического полуострова между этими параметрами установлена высокоррелируемая линейная связь (рис. 2). Следует отметить, что установленная нами линейная зависимость  $\rho = 0,216 V_P + 1,159$  (коэффициент корреляции  $R \approx 0,8$ ) значительно отличается от таковых для большинства различных кристаллических пород внутрикон-

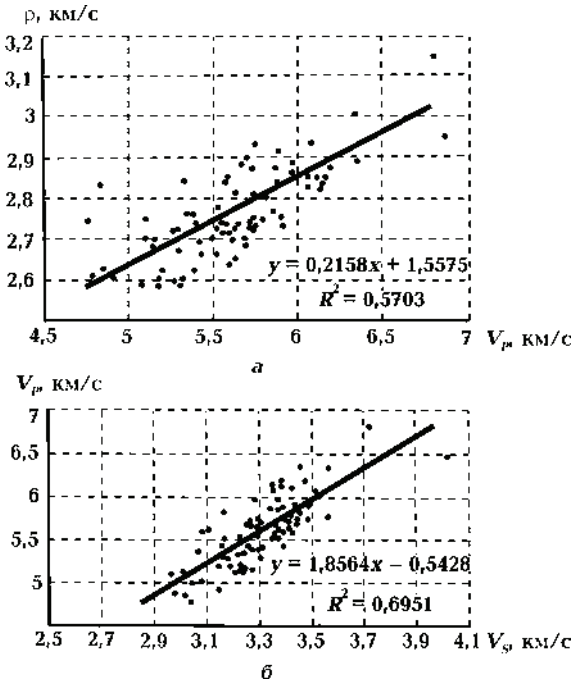


Рис. 2. Регрессии: а —  $\rho = f(V_p)$ , б —  $V_p = f(V_s)$  для всего изученного комплекса пород Антарктического полуострова.

тинентальных регионов и хорошо согласуется с подобными зависимостями, известными для некоторых островных дуг Тихого океана [Крассовский, 1981].

В материалах предыдущих исследований авторами было отмечено, что поверхность фундамента западного побережья Антарктического полуострова и прилегающих к нему островов сложена в основном магматическими породами, среди которых выделены три комплекса: вулканические (излившиеся), жильные (гипабиссальные), интрузивные (глубинные). Анализ данных петрофизических исследований показал, что для всей массы изученных пород наблюдается дифференциация выделенных комплексов и разновидностей пород по физическим параметрам. Это разделение по физическим характеристикам обнаженных на поверхности пород используется при комплексной интерпретации полевых геолого-геофизических наблюдений. Для полномасштабного глубинного петрофизического моделирования наибольший интерес представляет комплекс интрузивных пород. Это полнокристаллические минеральные образования, формирование которых происходило в глубинных условиях, и они, в какой-то мере, могут быть аналогами современных глубинных образова-

ний, слагающих земную кору. В связи с этим была подготовлена специальная коллекция образцов, включающая в себя наиболее типичные как по составу, так и по физическим параметрам породы этого комплекса для дальнейших исследований в условиях высокого гидростатического давления.

По результатам петрографического изучения среди пород интрузивного комплекса выделены такие основные разновидности: граниты, гранодиориты, диориты и габброиды.

Группа гранитов — это среднезернистые полнокристаллические породы кварц-полевошпатового состава с гипидиоморфно-зернистой (гранитовой) структурой. Среди них выделяется две подгруппы, которые отличаются между собой процентным соотношением главных породообразующих минералов (плаггиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц). Первая подгруппа включает в себя более грубозернистые разновидности с повышенным содержанием калиевого полевого шпата, вторая — с невысоким его содержанием. Калиевый полевой шпат образует крупные таблитчатые, нередко без микроклиновых решеток зерна, интенсивно пелитизированные. Плаггиоклаз имеет зерна таблитчатой формы, полисинтетически сдвойникованные. Более мелкие зерна плаггиоклаза в разностях, обогащенных калишпатом, встречаются в виде включений в нем. Ксеноморфный кварц располагается обычно в интерстициях между зернами полевых шпатов. В породе присутствуют чешуйки биотита, часто хлоритизированные. Из аксессуарных встречаются апатит, циркон, рудный минерал.

Для гранодиоритов характерен более выраженный идиоморфизм плаггиоклаза и присутствие его зональных зерен. Среди этой разновидности исследуемых пород можно выделить подгруппу, которая ассоциируется с гранитами. В составе породы присутствуют крупные таблички полисинтетически сдвойникового, иногда зонального плаггиоклаза. Здесь же встречается ксеноморфный кварц, а также биотит, который часто замещен зеленым хлоритом. Редко встречаются зерна роговой обманки. Калиевый полевой шпат присутствует в виде межзерновых выделений, а также больших скоплений с включениями разных минералов. Вторая подгруппа ассоциируется с кварцевыми диоритами. Для них характерна гипидиоморфно-зернистая структура, где ксеноморфный кварц и калишпат выполняют промежутки между более ранними табличками и призмами полисинтетически сдвойни-

кованного плагиоклаза. Фемические минералы представлены роговой обманкой и биотитом. Последний часто замещается хлоритом. Из акцессорных минералов присутствуют рудный минерал, апатит, сфен.

Кварцевые диориты характеризуются гипидиоморфно-зернистой структурой, образованной призматическими и таблитчатыми зернами полисинтетически сдвойникового плагиоклаза. Часто наблюдается зональное строение его зерен, которые в центральных частях интенсивно сосюритизированы. В породе в виде таблитчатых зерен присутствуют зеленый амфибол и чешуйки биотита, которые в отдельных образцах замещаются хлоритом, эпидотом и рудным минералом. Кварц и калиевый полевой шпат выполняют промежутки между минералами более ранних фаз кристаллизации, образуя с ними сростания или включают их в себе как реликты.

Диориты — породы субофитовой, призматически-зернистой структуры с разной степенью вторичных изменений. Полисинтетически сдвойникообразный плагиоклаз присутствует в виде призматических зерен, нередко имеющих зональное строение. Из темноцветных минералов преобладает вторичная роговая обманка таблитчатой формы, которая образует псевдоморфозы по пироксену. Последний в разном количестве сохраняется среди вторичных минералов. В некоторых случаях пироксен замещается амфиболом актинолитового ряда, биотитом. В целом для этой подгруппы можно выделить переходы от практически неизменных или слабо измененных пироксеновых диоритов к разновидностям, у которых пироксен встречается как реликтовый среди вторичных минералов. В породе в небольшом количестве присутствует кварц, который кристаллизуется в межзерновых пространствах, иногда по трещинам. Акцессорные — апатит, рудный минерал, сфен.

К группе габбро отнесены породы с габброидной структурой, в которых главный породообразующий минерал (плагиоклаз) имеет в основном таблитчатую форму кристаллов. В них практически отсутствует кварц. Из темноцветных минералов присутствуют минералы группы амфиболов — роговая обманка и амфибол актинолитового ряда. Они образуют гомоосевые псевдоморфозы по пироксену, который можно встретить в виде редких реликтов в центре подобных метаморфоз. Встречаются также отдельные участки, выполненные вторичными минералами хлорит-биотит-эпи-

дотового состава. Кроме отмеченных вторичных изменений, у некоторых разновидностей наблюдаются явления катаклаза и перекристаллизации.

Следует отметить, что в пределах изучаемого района на дневной поверхности практически отсутствуют интрузивные образования основного состава, которые вероятно могут присутствовать в глубоких горизонтах земной коры. Породы основного состава встречаются лишь среди гипабиссальных образований, формирование которых, в отличие от интрузивных, происходило в менее глубинных условиях. Они образуют в земной коре Антарктиды малые интрузивные тела, дайки, штоки. Среди этих пород нами выделена небольшая группа базальтоидов, в которую вошли базальтовые порфириды, долериты, диабазы.

Базальтовые порфириды — породы с интерсергальной базальтовой структурой основной массы. Состоят из беспорядочно расположенных лейст и призмочек плагиоклаза, в промежутках между которыми заключены зерна пироксена и раскристаллизованного стекла. Отдельными пятнами в виде миндалин наблюдаются вторичные минералы эпидот-цойзитовой группы, хлорита, агрегаты сфена, единичные зерна кварца, карбоната.

Долерит — мелкозернистая полнокристаллическая порода долеритовой структуры, в которой угловатые промежутки между призматическими зернами плагиоклаза выполнены агрегатом изометрических зерен пироксена и в меньшей степени округлыми зернами оливина. Плагиоклаз и пироксен практически без вторичных изменений. Значительно сильнее изменен оливин. Большая часть его замещена серпентином и рудным минералом, а в породе он сохранился в виде отдельных зерен.

Среди диабазов по минеральному составу выделяются две разновидности — оливиновый диабаз оливин-пироксен-плагиоклазового состава и диабаз, который состоит из плагиоклаза, пироксена и вторичных минералов. Структура их офитовая. Призматические кристаллы плагиоклаза изменены слабо. Оливин замещается серпентином с обильным выделением рудной пыли, пироксен — амфиболом актинолитового ряда, редко роговой обманкой. Граничные значения содержания формирующих породы минералов представлен в табл. 1.

Для дальнейших исследований коллекции пород Антарктического полуострова в условиях высокого гидростатического давления подобраны породы со следующими средними

**Т а б л и ц а 1. Граничный минеральный состав (в объемных %) для всех изученных разновидностей пород**

Порода	Плагиоклаз	Кварц	Калишпат	Амфибол	Пироксен	Оливин	Биотит	Акцес-сорные	Вторич-ные
Граниты	21,3—37,1	27,5—39,3	15,4—42,6	—	—	—	2,7—12,0	0,2—3,8	—
Гранодиориты	35,9—62,5	12,3—34,6	2,0—15,7	0—10,1	—	—	1,0—12,0	0,6—4,1	0—10,8
Диориты	53,0—76,3	5,7—9,1	следы — 10,8	0—24,8	—	—	0—9,5	1,3—6,8	0—3,2
Габбро	46,6—54,2	—	—	—	22,7—34,8	3,7—5,5	—	4,3—6,1	4,5—5,5
Базальтоиды	63,7—65,3	—	—	—	1,2—10,5	—	—	7,4—8,1	20—42,4

значениями  $V_P$ ,  $V_S$  и  $\rho$ : для гранитов —  $5,0 \pm 0,3$  км/с,  $3,20 \pm 0,2$  км/с,  $2,6 \pm 0,04$  г/см<sup>3</sup>; гранодиоритов —  $5,2 \pm 0,4$  км/с,  $3,20 \pm 0,3$  км/с,  $2,64 \pm 0,05$  г/см<sup>3</sup>; диоритов —  $5,62 \pm 0,2$  км/с,  $3,4 \pm 0,15$  км/с,  $2,74 \pm 0,05$  г/см<sup>3</sup>; габброидов —  $6,0 \pm 0,25$  км/с,  $3,35 \pm 0,15$  км/с,  $2,85 \pm 0,05$  г/см<sup>3</sup>; базальтоидов —  $6,10 \pm 0,4$  км/с,  $3,5 \pm 0,25$  км/с,  $3,05 \pm 0,05$  г/см<sup>3</sup>. Разброс значений скоростей и плотностей у каждой разновидности пород связан с отличием минерального состава от образца к образцу, а также с их различной дефектностью и возможной преобладающей ориентацией зерен породообразующих минералов и дефектов структуры.

Структурно-текстурные особенности пород, упорядоченное положение протяженных дефектов оказывают существенное влияние на упругие параметры среды, измеренные в разных направлениях образца. Специальными исследованиями на образцах кубической формы была изучена упругая анизотропия минеральных образований Антарктического полуострова. Установлено, что упругая анизотропия пород  $A = \frac{V_{\max} - V_{\min}}{V_{\text{mid}}}$  изменяется от 0,1 до 24 %. Причем существует закономерность: чем выше среднее значение  $V_P$  образца, тем меньше его анизотропия [Корчин и др., 2004]. Это свидетельствует о том, что значительная часть упругой анизотропии формируется в основном ориентацией дефектной структуры пород, которая, очевидно, возникла под воздействием направленных тектонических напряжений. Сделанное предположение подтверждено дополнительными исследованиями ориентированных образцов кубической формы при осевых нагрузках. Для исследований взяты образцы андезитовых порфиритов, гранитов, диоритов, отобранные в районе северной час-

ти Антарктического полуострова (залив Шарлотта-Бей) и Южных Шетландских островов (о-в Кинг-Джордж).

В земной коре, как правило, на небольших глубинах ( $H < 1 \div 4$  км) маловероятно всестороннее (гидростатическое) давление [Корчин и др., 2004, 2006; Korchin et al., 2008]. Вертикальная составляющая литостатического давления, определяемого силой тяжести вышележащих слоев пород, в основном, преобладает над боковыми. В зонах активных тектонических движений эта закономерность нарушается — горизонтальная составляющая давления может быть выше литостатического. Поэтому для построения петрофизических моделей литосферы также необходимо изучение горных пород при осевых нагрузках. Такие измерения возможны при осевом давлении, соответствующем глубине 1—3 км ( $P = 200 \div 950$  кГ/см<sup>2</sup>), когда не наблюдается разрушение пород, а происходит лишь их уплотнение вдоль нагрузки.

Результаты изучения скоростей распространения упругих волн продольной и поперечной поляризации некоторых гранитов о-ва Кинг-Джордж и залива Шарлотта-Бей, выполненных при максимальных осевых нагрузках, представлены в табл. 2. Измерения скоростей осуществлялись в трех направлениях. При отборе образцы были ориентированы вдоль направлений север—юг ( $x$ ), восток—запад ( $z$ ) и с поверхности на глубину ( $y$ ). Осевая нагрузка осуществлялась вдоль распространения продольной волны и соответствовала литостатическому давлению в земной коре на глубине 3 км.

Для экспериментальных исследований были отобраны образцы со сравнительно невысокими скоростями упругих волн при атмо-

сферном давлении ( $V_P = 4,64 \div 5,69$  км/с,  $V_S = 2,76 \div 3,23$  км/с) и широким диапазоном значений анизотропии ( $A_P = 0,5 \div 21$  %,  $A_S = 2 \div 30$  %). При осевой нагрузке вдоль распространения продольной волны на глубине 2,4—3 км (принимая во внимание величину литостатического давления) скорости обеих поляризаций возросли ( $V_{PP} = 5,2 \div 6,1$  км/с,  $V_{SP} = 2,91 \div 3,35$  км/с) и упругая анизотропия значительно уменьшилась. Наименьшую анизотропию скоростей упругих волн при атмосферных условиях имеют андезитовые порфириды, в то время как у интрузивных образований (диоритов и гранитов) наблюдается довольно высокая анизотропия  $V_P \approx 13 \div 20$  % и  $V_S \approx 10 \div 30$  %. С увеличением давления или, другими словами, с глубиной, как правило, анизотропия распространения упругих волн уменьшается, причем  $A_P$  уменьшается более интенсивно, чем  $A_S$  (см. табл. 2).

Детальный петрографический анализ шлифов исследуемых пород и данных об упругой анизотропии пород Антарктического полуострова [Буртный и др., 2003; Корчин и др., 2004; 2006; Лебедев и др., 2002; Korchin et al., 2008] позволяет утверждать, что на фоне слабой направленной упорядоченности минеральных составляющих основной вклад в ее формирование вносят ориентация трещин и локализация объемных дефектов (пор, кристаллических неоднородностей, включений), упорядоченных вдоль конкретных направлений. Это дает основание предполагать, что анизотропия пород сформирована под воздействием тектонических напряжений, возможно, существующих в районе отбора образцов. Это, вероятнее всего, растягивающие силы, ориен-

тированные с юга на север. Растягивающие напряжения определены методом компенсации осевым давлением обнаруженной упругой анизотропии образцов, которая почти полностью исчезает при осевой нагрузке 100—200 кГ/см<sup>2</sup>. Таким образом, на глубине 1—3 км породы стремятся к изотропному состоянию. Предположение о растягивающих напряжениях порядка 150 кГ/см<sup>2</sup>, в свою очередь, хорошо согласуется с тем фактом, что исследованные образцы отобраны в районе пролива Брансфилд, представляющего собой зону активного проявления процессов рифтогенеза, характеризующихся тектоническим режимом растяжения.

Следующим этапом исследований пород Антарктического полуострова было изучение упругих характеристик образцов при высоком давлении. Наиболее характерные образцы пород (каждый пятый из всей изученной коллекции) после статистической обработки первичной информации ( $V_{P_0}, V_{S_0}, \rho_0$ ) были изучены при гидростатическом давлении до 5000 кГ/см<sup>2</sup>, что соответствует погружению породы на глубину 30—35 км. Данные измерения  $V_{P,S} = f(P)$  представлены на рис. 3, 4.

Повышение гидростатического давления ведет к увеличению скоростей распространения упругих волн, причем, как видно из графиков изменения  $V_{P,S} = f(P)$ , наибольший градиент изменения скоростей для всех типов пород наблюдается в начальном интервале давлений от атмосферного до 1000 кГ/см<sup>2</sup>, при этом разброс значений этих параметров существенно сужается. Последующее повышение давления ведет к увеличению скоростей упругих волн, но со значительно мень-

**Т а б л и ц а 2.** Средние значения скоростей  $V_P, V_S$  некоторых гранитов и их анизотропии при атмосферных условиях (индекс 0) и максимальных осевых нагрузках

Номер образца	$V_{P_{cp0}}$	$V_{P_{cpmax}}$	$A_{P_0}$	$A_{P_{max}}$	$V_{S_{cp0}}$	$V_{S_{cpmax}}$	$A_{S_0}$	$A_{S_{max}}$
1-2	5,61	5,75	0,70	1,00	3,18	3,23	4,21	1,57
1-3	5,49	5,64	1,64	0,53	3,02	3,12	8,27	7,69
1-4	5,69	5,87	3,51	2,25	3,23	3,29	4,95	0,94
1-5	5,26	5,56	13,6	10,2	3,01	3,11	10,5	10,6
2-1	4,71	5,26	19,3	13,1	2,81	3,04	14,9	12,5
2-2	4,69	5,32	15,7	10,7	2,85	3,20	32,2	26,2
2-3	5,07	5,47	14,9	5,48	3,09	3,26	14,2	12,26
2-4	4,34	5,16	17,7	9,68	2,76	2,94	5,79	6,46

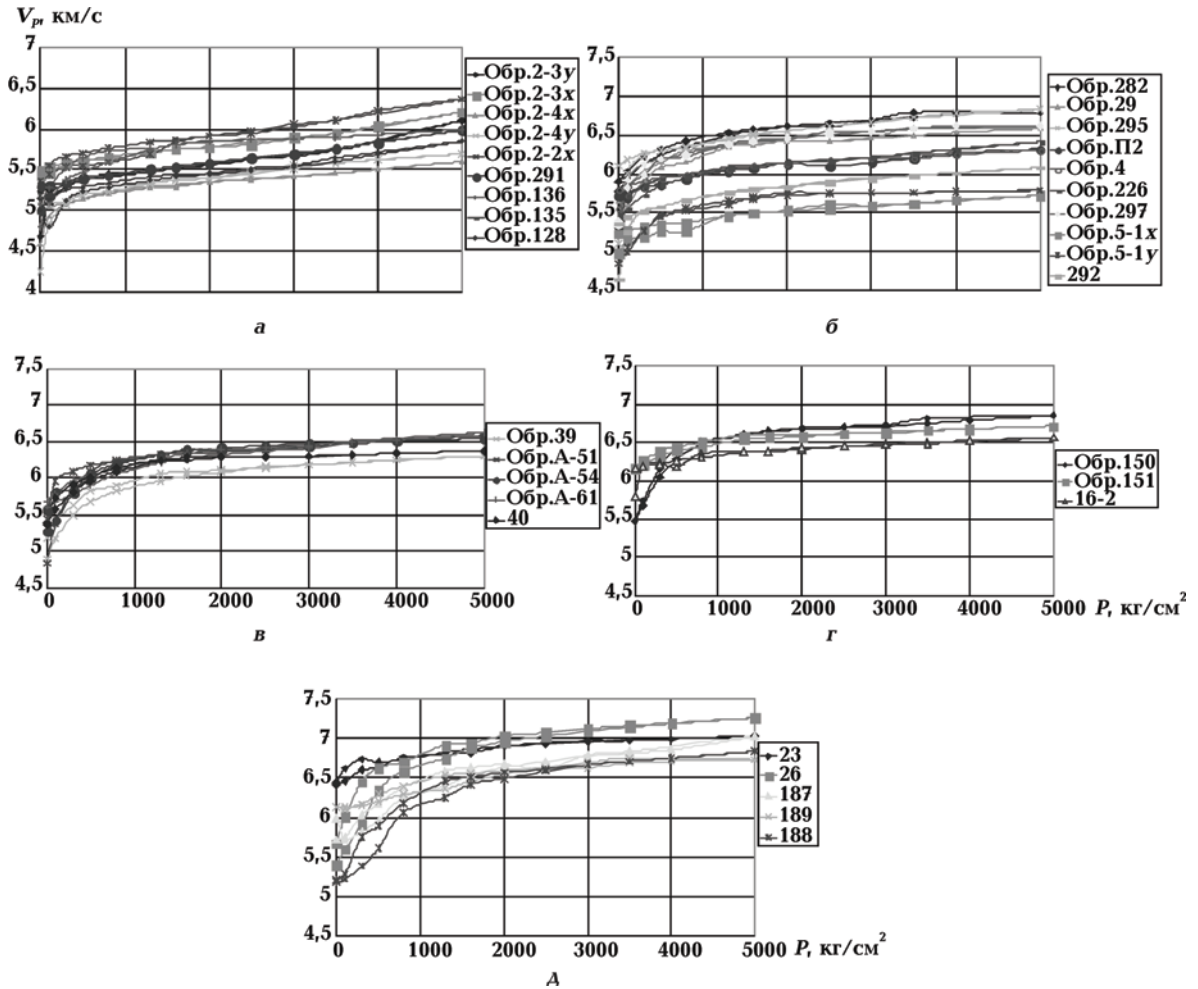


Рис. 3. Зависимости  $V_P = f(P)$  для изученных пород Антарктического полуострова: а — граниты, б — гранодиориты и кварцевые диориты, в — диориты, г — габбро, д — базальтоиды.

шим градиентом. При давлении  $5000 \text{ кг/см}^2$  скорости распространения упругих продольных волн достигают в гранитах  $V_P = 5,70 \div 6,40 \text{ км/с}$ , а  $V_S = 3,25 \div 4,1 \text{ км/с}$ , в гранодиоритах  $V_P = 5,9 \div 6,6 \text{ км/с}$ , в диоритах  $V_P = 6,40 \div 6,85 \text{ км/с}$ ,  $V_S = 3,80 \div 4,10 \text{ км/с}$ , в габбро  $V_P = 6,60 \div 6,90 \text{ км/с}$ ,  $V_S = 3,75 \div 3,85 \text{ км/с}$ . Под давлением разброс значений скоростей для выделенных групп пород, как правило, уменьшается с увеличением давления и их основности — для гранитов и гранодиоритов, кварцевых диоритов составляет  $0,75 \text{ км/с}$  и  $0,40 \text{ км/с}$ , для диоритов и габбро —  $0,25$  и  $0,15 \text{ км/с}$ . С повышением гидростатического давления скорость распространения упругих волн в базальтоидах значительно увеличивается, разброс их резко сужается и при  $P = 5000 \text{ кг/см}^2$  значения  $V_P$ ,  $V_S$  составляют соответственно  $6,75\text{—}7,30$  и  $3,85\text{—}4,20 \text{ км/с}$ . Средние и граничные скорости упругих продольных волн

для изученных пород в условиях высокого гидростатического давления представлены в табл. 3. В табл. 4 приведены данные расчета упругих констант некоторых пород Антарктического полуострова при различном гидростатическом давлении. Как видим из таблицы, изученные породы можно отнести к достаточно упругим средам (высокие  $E$ ) с пониженным модулем сдвига ( $G$ ), умеренной хрупкости (показателем которой может служить коэффициент Пуассона). Породы нужно отнести к слабодинамичным при гидростатической нагрузке (слабо меняется  $\beta$ ), что свойственно породам мелко- и среднезернистым с наличием мелкодисперсной межзерновой среды, которая слабо уплотняется в условиях высокого давления. Об этом свидетельствует и незначительное изменение коэффициента Пуассона пород под давлением. Не последнюю роль в обнаруженных отличительных особеннос-

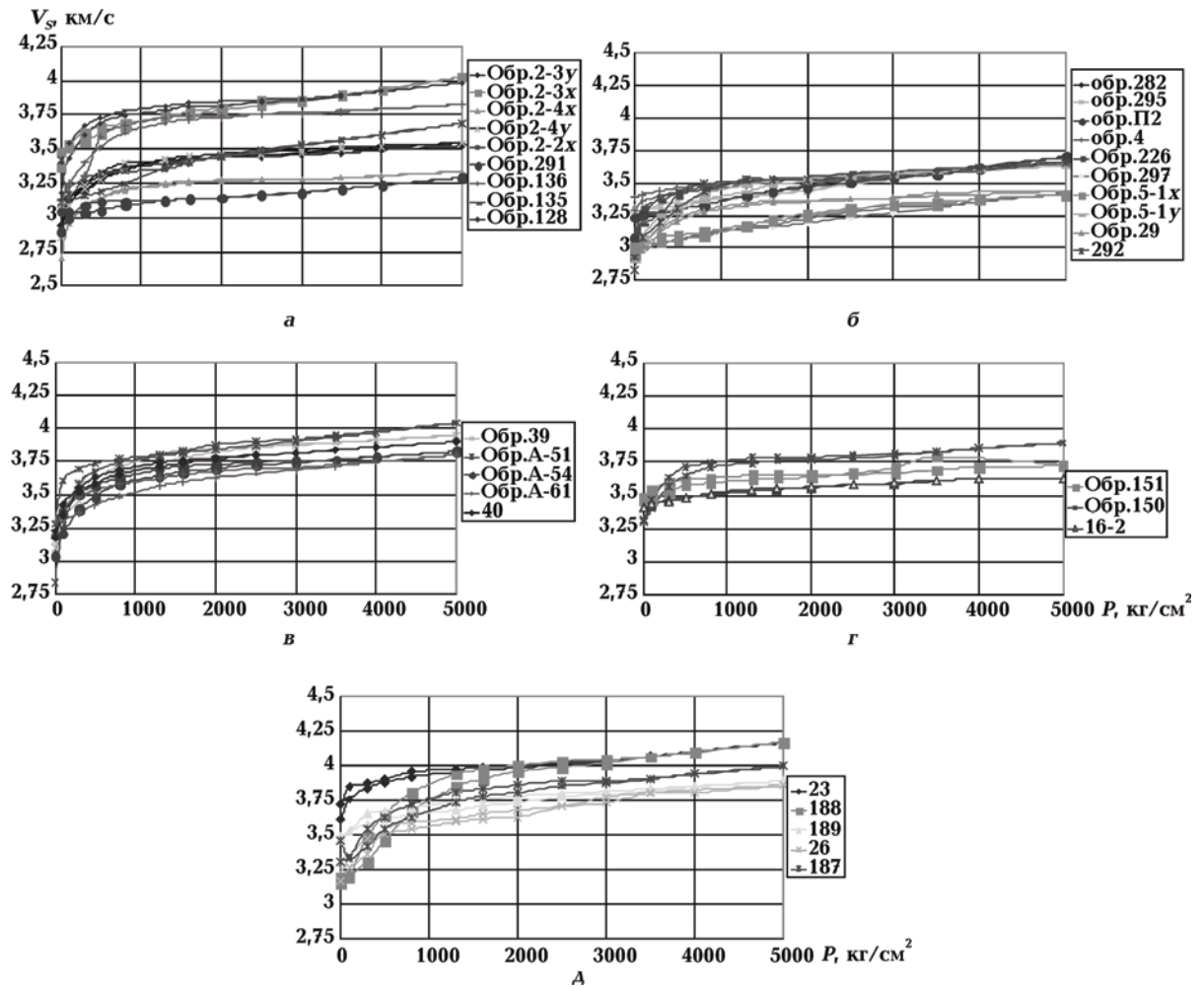


Рис. 4. Зависимости  $V_S = f(P)$  для изученных пород Антарктического полуострова: а — граниты, б — гранодиориты и кварцевые диориты, в — диориты, г — габбро, д — базальтоиды.

**Т а б л и ц а 3. Средние и граничные значения упругих продольных скоростей исследуемых групп пород при воздействии высокого гидростатического давления**

Породы	Значения $V_P$ в различных условиях воздействия высокого гидростатического давления						
	0,001 кбар	0,5 кбар	1,0 кбар	2,0 кбар	3,0 кбар	4,0 кбар	5,0 кбар
Граниты		5,40 5,20—5,70	5,50 5,30—5,80	5,60 5,40—5,90	5,75 5,50—6,10	5,80 5,60—6,30	6,00 5,70—6,40
Гранодиориты		5,70 5,30—6,20	5,80 5,40—6,30	5,95 5,60—6,40	6,05 5,80—6,50	6,10 5,85—6,55	6,15 5,90—6,60
Диориты, кварцевые диориты		6,00 5,70—6,35	6,20 5,90—6,50	6,30 6,10—6,60	6,40 6,20—6,70	6,45 6,30—6,70	6,55 6,40—6,85
Габбро		6,30 6,20—6,45	6,45 6,30—6,55	6,55 6,40—6,70	6,60 6,50—6,75	6,65 6,55—6,80	6,75 6,60—6,85
Базальты		6,15 5,90—6,70	6,45 6,20—6,80	6,75 6,50—7,05	6,85 6,60—7,10	6,95 6,70—7,20	7,05 6,75—7,30

Примечание: в первой строке — средние значения  $V_P$ ; во второй строке — граничные значения  $V_P$ .



**Т а б л и ц а 4. Упругие константы пород Антарктиды при высоком гидростатическом давлении**

$P$	$V_P$	$V_S$	$E$	$G$	$K$	$\lambda$	$\beta$	$\sigma$	$V_P / V_S$
Образец 16-2у, $\rho = 2,83 \text{ г/см}^3$									
0	5,80	3,41	0,81	0,33	0,51	0,29	1,95	0,24	1,70
300	5,85	3,46	0,84	0,34	0,52	0,29	1,93	0,23	1,69
800	5,94	3,50	0,86	0,35	0,54	0,30	1,86	0,24	1,70
1600	6,00	3,54	0,87	0,36	0,54	0,30	1,85	0,23	1,69
2500	6,06	3,58	0,89	0,36	0,55	0,31	1,80	0,23	1,69
3500	6,10	3,61	0,91	0,37	0,56	0,32	1,88	0,23	1,69
5000	6,16	3,63	0,92	0,37	0,58	0,33	1,73	0,23	1,70
Образец 23, $\rho = 3,005 \text{ г/см}^3$									
0	6,42	3,66	1,01	0,40	0,70	0,43	1,42	0,26	1,75
300	6,67	3,85	1,11	0,44	0,74	0,44	1,35	0,25	1,73
800	6,75	3,9	1,15	0,46	0,75	0,45	1,33	0,25	1,72
1600	6,84	3,97	1,18	0,47	0,77	0,45	1,29	0,24	1,72
2500	6,94	4,01	1,20	0,48	0,80	0,48	1,25	0,25	1,73
3500	6,97	4,06	1,23	0,50	0,80	0,47	1,25	0,24	1,72
5000	7,04	4,16	1,28	0,52	0,80	0,45	1,26	0,23	1,69
Образец А-51, $\rho = 2,764 \text{ г/см}^3$									
0	5,14	3,06	0,63	0,26	0,38	0,21	2,61	0,22	1,68
300	5,97	3,63	0,88	0,36	0,50	0,25	2,01	0,20	1,64
800	6,24	3,7	0,94	0,39	0,56	0,30	1,80	0,22	1,66
1600	6,34	3,82	0,98	0,40	0,57	0,31	1,75	0,22	1,66
2500	6,40	3,88	1,01	0,41	0,58	0,30	1,73	0,21	1,65
3500	6,47	3,94	1,03	0,43	0,59	0,30	1,71	0,21	1,64
5000	6,59	4,04	1,08	0,45	0,60	0,30	1,68	0,20	1,63
Образец 39, $\rho = 2,723 \text{ г/см}^3$									
0	5,04	3,24	0,66	0,28	0,31	0,12	3,24	0,14	1,55
300	5,56	3,54	0,78	0,34	0,39	0,15	2,59	0,15	1,57
800	5,86	3,73	0,88	0,38	0,43	0,16	2,34	0,16	1,57
1600	6,05	3,82	0,93	0,40	0,47	0,21	2,13	0,17	1,59
2500	6,15	3,86	0,95	0,41	0,49	0,22	2,05	0,18	1,60
3500	6,21	3,89	0,97	0,41	0,50	0,23	2,00	0,18	1,60
5000	6,30	3,95	1,00	0,42	0,52	0,23	1,94	0,18	1,60

тах пород от, например, континентальных щитов, возможно, обусловленное наличием здесь растягивающих напряжений, которые породы наследуют.

При увеличении гидростатического давления примерно до  $1000 \text{ кг/см}^2$  упругая анизотропия пород резко уменьшается (рис. 3, 4, обр. 2-3х, у, 2-4х, у, 5-1х, у), а затем остается

$P$	$V_P$	$V_S$	$E$	$G$	$K$	$\lambda$	$\beta$	$\sigma$	$V_P/V_S$
Образец 26, $\rho = 2,915 \text{ г/см}^3$									
0	5,53	3,21	0,74	0,30	0,49	0,29	2,04	0,25	1,72
300	6,18	3,41	0,87	0,34	0,66	0,43	1,53	0,28	1,81
800	6,54	3,55	0,94	0,36	0,79	0,55	1,26	0,30	1,87
1600	6,92	3,62	1,00	0,39	0,89	0,63	1,12	0,31	1,91
2500	7,05	3,71	1,07	0,40	0,92	0,65	1,09	0,31	1,90
3500	7,16	3,80	1,09	0,42	0,93	0,65	1,08	0,30	1,88
5000	7,26	3,86	1,13	0,43	0,96	0,67	1,04	0,30	1,88
Образец А-61, $\rho = 2,79 \text{ г/см}^3$									
0	5,64	3,26	0,74	0,29	0,49	0,30	2,03	0,25	1,73
300	5,86	3,42	0,81	0,33	0,52	0,30	1,91	0,24	1,71
800	6,09	3,53	0,87	0,35	0,57	0,34	1,75	0,25	1,74
1600	6,231	3,62	0,92	0,36	0,62	0,38	1,61	0,26	1,74
2500	6,39	3,68	0,94	0,37	0,63	0,39	1,58	0,25	1,74
3500	6,49	3,72	0,97	0,39	0,66	0,40	1,52	0,26	1,75
5000	6,62	3,80	1,01	0,40	0,69	0,42	1,46	0,25	1,74
Образец А-54, $\rho = 2,778 \text{ г/см}^3$									
0	5,42	3,12	0,67	0,27	0,45	0,28	2,19	0,25	1,74
300	5,80	3,44	0,80	0,33	0,50	0,24	2,01	0,23	1,68
800	6,18	3,60	0,89	0,36	0,58	0,35	1,72	0,25	1,72
1600	6,38	3,69	0,94	0,37	0,63	0,38	1,59	0,25	1,73
2500	6,43	3,74	0,96	0,39	0,63	0,37	1,58	0,25	1,72
3500	6,49	3,77	0,98	0,39	0,64	0,38	1,56	0,25	1,72
5000	6,54	3,83	1,01	0,41	0,65	0,38	1,54	0,24	1,71

Примечание:  $P$  — гидростатическое давление ( $\text{кг/см}^2$ );  $V_P, V_S$  — скорости продольных и поперечных волн ( $\text{км/с}$ );  $E, G, K, \lambda$  — модули соответственно Юнга, сдвига, всестороннего сжатия, Ляме ( $10^2 \text{ ГПа}$ );  $\beta$  — сжимаемость ( $10^{-2} \text{ ГПа}^{-1}$ );  $\sigma$  — коэффициент Пуассона (безразмерная величина).

почти постоянной вплоть до  $5000 \text{ кг/см}^2$  и составляет примерно третью часть от первоначального значения. Именно эта составляющая упругой анизотропии, очевидно, обусловлена ориентацией породообразующих минералов и лишь она может быть учтена на больших глубинах (более 5 км) при петрофизическом моделировании распределения вещественного состава пород литосферы с глубиной.

Как видно из материалов экспериментальных исследований, в условиях высокого всестороннего давления скорости упругих продольных волн наряду с существенным увели-

чением их значений по-прежнему сохраняют выявленную дифференциацию различных групп пород по упругим и плотностным параметрам. Эта дифференциация была использована при прогнозе распределения с глубиной рассмотренных комплексов пород в земной коре западного побережья Антарктического полуострова. Моделирование распределения пород с глубиной осуществлялось по методике, разработанной в отделе сейсмологии и физических свойств вещества Земли ИГФ НАН Украины [Лебедев и др., 1999], базирующейся на сопоставлении данных сейс-

мометрии и скоростных параметров пород для конкретных площадей.

Основой для моделирования послужили материалы глубинного сейсмического зондирования, проведенного в этом районе [Gonzalez-Fern et al., 1985; Grad et al., 1993; Gutterch et al., 1985, 1998; Janik, 1997; Sroda et al., 1997]. Наиболее протяженный профиль ГСЗ (профиль DSS-10), расположенный вблизи района станции "Академик Вернадский", проходит вдоль побережья полуострова (рис. 5). На скоростных разрезах ГСЗ помимо осадочного слоя различной мощности выделяется три основных горизонта, характеризующиеся скоростями сейсмических волн 6,30—6,45, 6,65—6,85, 7,10—7,15 км/с. Границы между ними расположены на глубинах около 10, 20 км. По данным глубинного сейсмического зондирования мощность земной коры здесь составляет около 40 км. Граница М, зафиксированная на этих глубинах, характеризуется скачком скорости от 7,15 до 8,0 км/с. На профилях DSS-12, DSS-13, расположенных перпендикулярно или под углом к линии DSS-10, вблизи побережья граница М также отмечается на глубине около 40 км, постепенно повышаясь в сторону океана, где она поднимается на уровень 20—30 км. В центральной части профиля DSS-10 наблюдается более высокое положение границы М (глубины около 35 км). В

этом же районе отмечается более глубокое положение границы перехода между первым и вторым скоростными горизонтами (увеличение мощности первого слоя). Увеличение мощности первого слоя отмечено и на поперечных профилях, причем наибольшей мощности этот слой достигает в районе острова Анверс (рис. 5—7).

На рис. 6 представлены скоростные колонки отдельных участков сейсмических профилей, использованных при моделировании. Номера построенных колонок и их координаты показаны на рис. 7 и отмечены сверху треугольниками от 1 до 6. Кроме того, на этом рисунке горизонтальными линиями показаны значения скоростей  $V_p$  для изученного комплекса пород от гранитов до базальтоидов, полученные экспериментально в опытах при высоком гидростатическом давлении для соответствующих глубин. Так как поверхность островов, прилегающих к Антарктическому полуострову (район расположения профилей ГСЗ), повсеместно сложена эффузивными и интрузивными комплексами магматических пород, вполне правомерно предполагать существование в земной коре магматических образований по скоростным параметрам (с учетом высокого давления) совпадающих с породами, аналогичными развитым на поверхности.

Сопоставляя материалы глубинного сейсмического зондирования, в частности скорости сейсмических волн, и экспериментальные данные  $V_p$  (см. рис. 6), можно предположить, что площадь в точках пересечения профилей DSS 10, 12, 13 на глубинах, соответствующих верхнему сейсмическому горизонту, сформирована, в основном, диоритовыми образованиями, которые постепенно переходят ( $H < 30$  км) в габбро-диоритовый слой. Возможно наличие на поверхности незначительных толщ ( $> 1$  км) гранитоидов с небольшими прослоями базальтов. Не исключено широкое распространение в приповерхностных горизонтах гранодиоритов и диоритов. Если учесть широкое развитие в этом районе на поверхности массивов интрузивных образований гранит-гранодиоритового состава, то вполне допустимо их существование на глубинах в пределах приповерхностного горизонта. Ниже первого горизонта скоростные параметры коры соответствуют хорошо

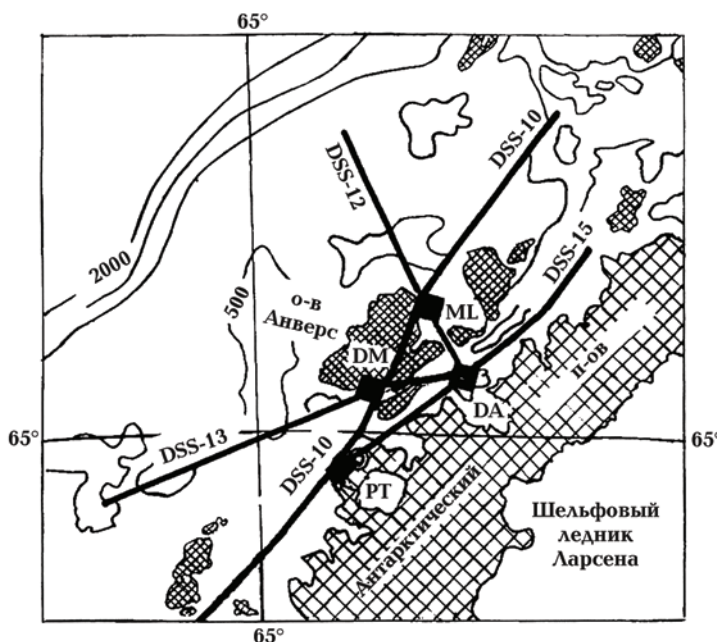


Рис. 5. Схема расположения сейсмических профилей и положение станции "Академик Вернадский" (Украина).

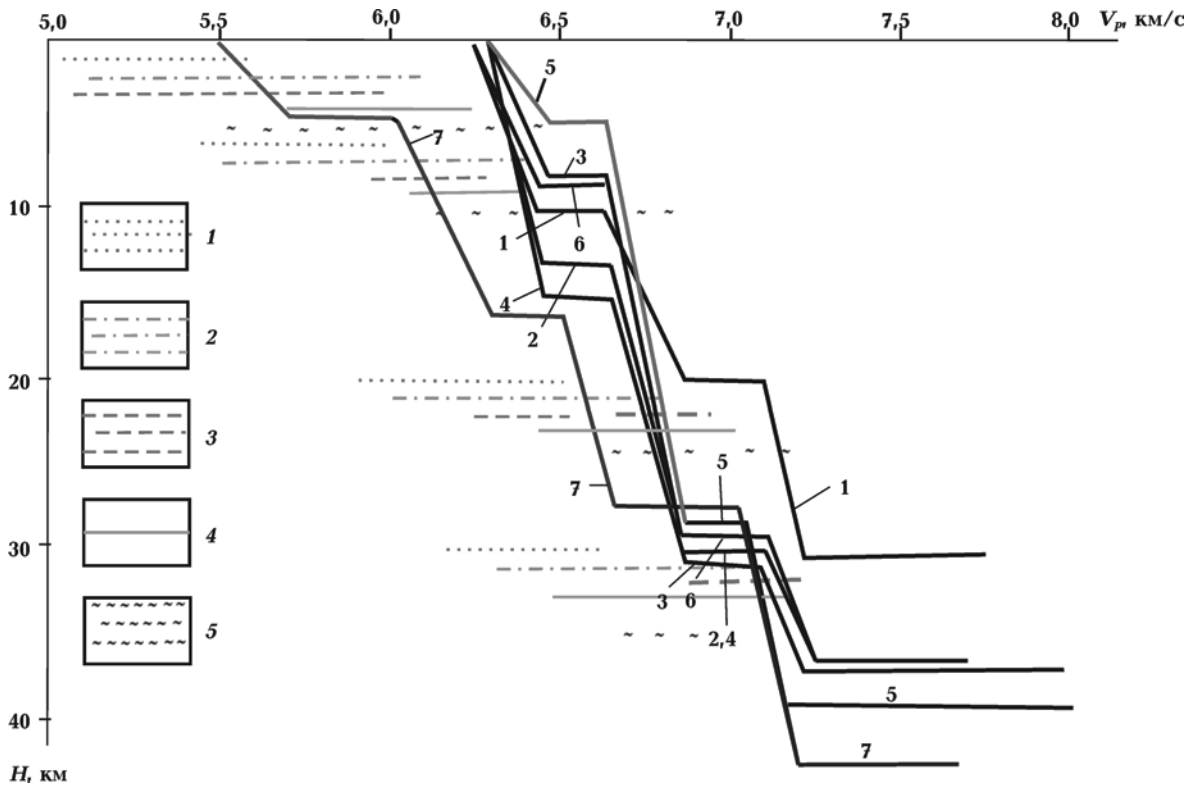


Рис. 6. Сопоставление скоростей ГСЗ и экспериментальных данных  $V_p = f(P)$  для различных пород, пересчитанных на различные глубины: 1—7 — колонки распределения сейсмических скоростей  $V_{ГСЗ}$  (1 — DSS 12 (п. 35), 2 — DSS 12 (п. 127), 3 — DSS 13 (п. 112), 4 — DSS 13 (п. 165), 5 — DSS 13 (п. 200), 6 — DSS 10 (п. 215), 7 — DSS 17). Горизонтальные линии соответствуют экспериментальным значениям  $V_p$  соответствующих пород: 1 — граниты, 2 — гранодиориты, 3 — диориты, 4 — габбро, 5 — базальтоиды.

раскристаллизованным габбро и минеральным образованиям, подобным по составу базальтоидам, отобранным на поверхности.

Однако можно предположить и более сложную модель вещественного строения изучаемого участка. Гранитоиды могут существовать, но на глубине ниже 3—5 км, т. е. они перекрыты мощными толщами низкоскоростных габбро-диоритов и излившимися базальтами (последние широко распространены на поверхности региона). Граниты, таким образом, погребены под слоями основных пород и могут распространяться до глубины 10—12 км. Это возможно на участках, где сейсмическая граница с  $V_p = 6,45$  км/с погружена до глубины порядка 15—18 км. Ниже предполагаемых гранитов в этом случае будут расположены переслаиваемые горизонты диоритов и габброидов вплоть до сейсмического горизонта с  $V_p \approx 6,85$  км/с, ниже которого опять будут плотные габброиды и базальтоиды. Рассмотренное распределение минерального вещества с глубиной центральной части побережья Антарктического полуострова существенно от-

личается от распределения пород с глубиной, например, известных внутриконтинентальных образований [Лебедев и др., 1999].

Сопоставляя материалы исследований, выполненных на акваториях океанов и на континентах, необходимо отметить некоторую особенность сейсмического строения района побережья Антарктического полуострова. Обычно для разновозрастных геологических структур мощность земной коры континентов изменяется от 35 до 65 км, океанической не более 20 км [Геофизические ..., 1969; Непрочнов и др., 1979; 1984; Новая ..., 1974; Соллогуб, 1986; Gonzalez-Ferrn et al., 1985; Grad et al., 1993; Gutterch et al., 1985; 1998; Janik, 1997; Sroda et al., 1997]. Для внутриконтинентальных структур, как правило, выделяются гранитный, диоритовый и базальтовый слои, скорости распространения сейсмических волн в которых соответственно 5,8—6,3, 6,4—6,7, 6,8—7,2 км/с. Нормальные океанические бассейны характеризуются менее сложной сейсмической структурой и имеют следующие скоростные характеристики: неконсолидирован-

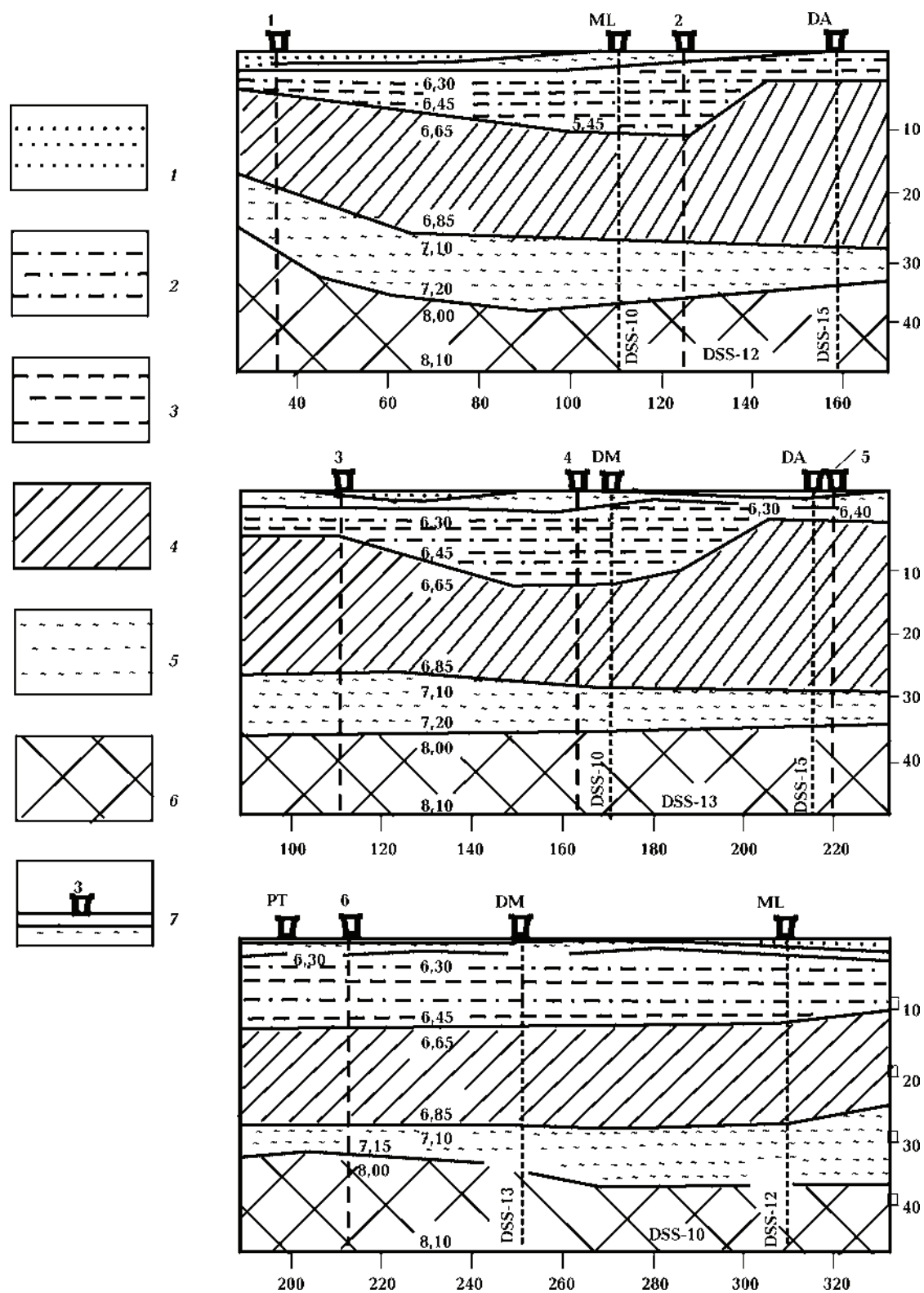


Рис. 7. Сейсмические разрезы вдоль профилей DSS 12, 13, 10 и возможное распределение пород с глубиной: 1 — граниты, 2 — гранодиориты, 3 — диориты, 4 — габбро, 5 — базальтоиды, 6 — мантийные образования, 7 — сейсмические колонки, используемые для моделирования (см. рис. 6).

ные осадки —  $V_p \approx 2 \div 2,3$  км/с ( $H = 3 \div 5,5$  км); консолидированные осадки —  $V_p \approx 4,5 \div 5,5$  км/с ( $H = 4,5 \div 7$  км); кристаллические минеральные образования —  $V_p \approx 6,4 \div 7,1$  км/с ( $H = 6 \div 15$  км). Район побережья Антарктического полуострова по своему строению отличается как от континентальной, так и от океанической коры. Здесь ее мощность изменяется от 25 до 35 км, а скоростные параметры слоев (6,3—6,45, 6,65—6,85, 7,1—7,2 км/с) имеют более высокие значения, чем отличаются от образований континентальной коры. Однако в направлении от береговой части к центру Антарктического полуострова характер строения и скоростные характеристики слоев глубинных образований несколько меняются. Мощность коры в районе полуострова вдоль профиля, пересекающего Южно-Шетландские острова, пролив Брансфилд и северную часть полуострова Тринити [Gutterch et al., 1998] составляет 42 км, а выделяемые в ее разрезе горизонты характеризуются средними скоростями распространения сейсмических волн (5,6; 6,2; 6,6; 7,0 км/с) (см. рис. 6, кривая 7). Такие скорости ( $V_p$ ) ниже установленных для западного побережья и хорошо согласуются со скоростями структур континентальной коры.

Если предположить, что земная кора центральной части Антарктического полуострова в районе Берега Грехема (территория пересечения профилей DSS 10, 12, 13) подобна северной его части (п-ов Тринити, DSS 17), то прогнозируемый нами по вещественному составу участок на запад от станции "Академик Вернадский" представляет собой зону перехода континентальной коры к океанической. Однако здесь маловероятно проявление активных процессов рифтогенеза, подобно обнаруженным в районе пролива Брансфилд. Непосредственно под проливом при сопоставлении петрофизических материалов и данных ГСЗ отмечаются структурные особенности коры, характерные для областей рифтогенеза (поднятие в центральной части границы М, наличие в приповерхностных участках высокоскоростных минеральных образований), когда мантийный материал проникает в более высокие горизонты и перерабатывает ранее существующий фундамент континентальной коры, формируя океаническую кору.

**Выводы.** Изучены упругоплотностные характеристики различных пород прибрежной части Антарктического полуострова, отобранных в районе станции "Академик Вернадский". Это граниты, диориты, гранодиориты, габбро,

базальты. Обнаружена существенная дифференциация пород по петрофизическим параметрам, которая сохраняется как при осевых нагрузках, так и при высоком гидростатическом давлении. Упругая анизотропия этих пород, в первую очередь, обусловлена направленным расположением дефектов кристаллической среды (трещин, ориентированных локализацией объемных дефектов), формой минералов (сформированной под воздействием направленных растягивающих тектонических сил) и в меньшей степени связана с ориентацией порообразующих минералов. По упругоплотностным параметрам породы Антарктического полуострова во многом отличаются от аналогов других континентов. По зависимостям "скорость / плотность" породы островов Антарктического полуострова подобны образованиям островных дуг Тихого океана. Несколько своеобразны закономерности изменения скоростей распространения упругих волн в породах от высокого давления. Прежде всего, градиенты изменения  $\Delta V_p / \Delta P$  несколько меньше, чем для аналогичных пород других регионов, что возможно связано со структурно-текстурными особенностями пород, и, в первую очередь, с наличием слабоуплотняемой мелкодисперсной составляющей межзернового пространства.

Данные исследования упругоплотностных параметров пород средней части побережья Антарктического полуострова при высоких давлениях позволили построить прогнозные модели распределения минерального вещества с глубиной вдоль сейсмических профилей DSS 10, 12, 13 вблизи станции "Академик Вернадский". Предполагается, что на поверхности (глубина < 1 км) могут быть гранитоиды, и то не повсеместно, ниже идут горизонты гранодиоритового, диоритового и габбрового состава (габбро-диоритового). Ниже границы со скоростью 6,85 км/с ( $H = 25 \div 30$  км) возможно наличие хорошо раскристаллизованных габбро и базальтоидов.

По скоростным параметрам и распределению пород с глубиной кора исследованного участка может быть отнесена к переходному типу между океанической и континентальной. Вблизи района станции "Академик Вернадский" нельзя предположить наличие процесса рифтогенеза, подобного рифтовому грабену пролива Брансфилд, заложенного на коре континентального типа, где в процессе рифтогенеза происходит постепенное преобразование континентальной коры в океаническую.

Список литературы

- Буртний П. А., Карнаухова Е. Е., Корчин В. А., Савенко Б. Я., Шаповал В. И., Шепель С. И. Физические характеристики магматических пород района антарктической станции "Академик Вернадский" // Укр. антаркт. журн. — 2003. — №1. — С. 47—53.
- Геофизические исследования и тектоника юга европейской части СССР / Под ред. С. И. Субботина. — Киев: Наук. думка, 1969. — 246 с.
- Грикуров Г. Э. Геология Антарктического полуострова. — Москва: Наука, 1973. — 120 с.
- Корчин В. О., Буртний П. О., Карнаухова О. Є. Прогнозна геофізична оцінка глибинного залягання поверхових порід Антарктиди // Тез. III Міжнар. конф. УАК "Наукові дослідження в Антарктиці" (Київ, 29 травня — 2 червня 2006 р.). — С. 22.
- Корчин В. А., Буртний П. А., Карнаухова Е. Е., Нех А. С. Упруго-плотностные характеристики горных пород западного побережья Антарктического полуострова района станции "Академик Вернадский" // Укр. антаркт. журн. — 2004. — №2. — С. 66—72.
- Красовский С. С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. — Киев: Наук. думка, 1981. — 262 с.
- Лебедев Т. С., Корчин В. А., Буртний П. А. Глубинное петрофизическое моделирование земной коры Среднего Побужья (Украина) // Геофиз. журн. — 1999. — 21, № 1. — С. 64—84.
- Лебедев Т. С., Шепель С. И., Корчин В. А., Буртний П. А., Савенко Б. Я., Шаповал В. И., Карнаухова Е. Е. Петрофизические характеристики горных пород западного побережья Антарктического полуострова и прилегающих островов в районе станции "Академик Вернадский" // Геофиз. журн. — 2002. — 24, №6. — С. 93—115.
- Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф., Семенов Г. А., Шишкина Н. А. Строение земной коры и верхов мантии по данным глубинного сейсмического зондирования // Геофизика океана. — Москва: Наука, 1979. — Т. 1. — С. 243—292.
- Непрочнов Ю. П., Сегов В. В., Холопов Б. Н., Ельников И. Н. Строение земной коры по данным ГСЗ // Строение дна северо-запада Тихого океана. — Москва: Наука, 1984. — С. 89—102.
- Новая глобальная тектоника / Под ред. Л. П. Зоненштайна, А. А. Ковалева. — Москва: Мир, 1974. — 471 с.
- Соллогуб В. Б. Литосфера Украины. — Киев: Наук. думка, 1986. — 183 с.
- Gonzalez-Fernn O. Volcanic and tectonic evolution Antarctic Peninsula — Late Cainozoic to Recent // Tectonophysics. — 1985. — 114. — P. 389—409.
- Grad M., Guterch A., Janik T. Seismic structure of the lithosphere across the zone of subducted Drake Plate under the Antarctic Plate, West Antarctica // Geophys. J. Int. — 1993. — 115. — P. 568—600.
- Guterch A., Grad M., Janik T., Sroda P. Polish Geodynamic Expedition — seismic structure of the West Antarctica // Polish Polar Res. — 1998. — 19. — P. 113—123.
- Guterch A., Grad M., Janik T., Perchuc E., Pajchel J. Seismic studies of crustal structure in West Antarctica. 1979—1980 — preliminary results // Tectonophysics. — 1985. — 114. — P. 411—429.
- Janik T. Seismic crustal structure of the Bransfield Strait, West Antarctica // Polish Polar Res. — 1997. — 18. — P. 171—225.
- Korchin V. A., Butrny P. A., Karnaukhova E. E. Elastic and density characteristics of rocks of Antarctic Peninsula and prognosticated depths of their occurrence // Abstract Volume of XXX SCAR/IASC IPY open science conference "Polar Research — Arctic and Antarctic perspectives in the International Polar Year" (St.-Petersburg, Russia 8—11 July, 2008). — P. 73.
- Sroda P., Grad M., Guterch A. Seismic Models of the Earth's Crustal Structure between the South Pacific and the Antarctic Peninsula // The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes. — Siena: Terra Antarctica Publication, 1997. — P. 685—689.