

УДК 552.08:53

ТЕМПЕРАТУРНОЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЛУБИННЫХ ГОРИЗОНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ РАЙОНА АНТАРКТИЧЕСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В.А. Корчин, П.А. Буртний, Е.Е. Карнаухова

*Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины,
Украина, 03680, Киев-142, пр. Палладина, 32; e-mail: korchin@igph.kiev.ua*

Представлены новые данные об упруго-плотностных характеристиках пород Антарктического полуострова в связи с изучением отдельных участков материковой окраины Антарктиды, перспективных на скопление углеводородов. Сопоставляя результаты экспериментальных исследований упругих характеристик пород района станции Академик Вернадский и Украинского щита при высоких давлениях и температурах с данными глубинного сейсмического зондирования в районе континентальных участков отдельных профилей ГСЗ, а также используя метод петрофизического термобарического моделирования, сделаны прогнозные оценки распределения с глубиной изученных пород, а также рассчитаны возможные распределения температур в земной коре отдельных районов Антарктического полуострова.

Температурне і петрофізичне моделювання глибинних горизонтів земної кори району Антарктичного півострова

В.О. Корчін, П.О. Буртний, О.Є. Карнаухова

Реферат. Представлено нові унікальні дані про пружно-щільнісні характеристики порід Антарктичного півострова, спрямовані на подальше вивчення окремих ділянок материкової окраїни Антарктиди, перспективних на скопчення вуглеводнів. Зіставляючи результати експериментальних досліджень пружних характеристик порід району станції Академік Вернадський і Українського щита при високих тискові й температурах з даними глибинного сейсмічного зондування в районі континентальних ділянок окремих профілів ГСЗ, а також використовуючи метод петрофізичного термобаричного моделювання, здійснено прогнозні оцінки розподілу з глибиною вивчених порід, а також розраховано можливі розподіли температур у земній корі окремих районів Антарктичного півострова.

Temperature and petrophysical modelling of the Antarctic peninsula Earth crust deep horizons

V.A. Korchin, P.A. Burthy, E.E. Karnaukhova

Abstract. New unique information about elastic-density characteristics of the Antarctic peninsula rocks, directed on a subsequent study separate areas of mainland outskirts of the Antarctic peninsula, perspective on an accumulation hydrocarbons, are presented. Comparing the results of experimental investigations of elastic characteristics of rocks of the district Akademian Vernadsky station and Ukrainian shield at high pressures and temperatures with deep seismic sounding data in the district of continental areas of some DSS profiles and using the petrophysical thermobaric modelling method, the prognosis estimations of rocks distributing with the depth are done and also possible temperature distributing are expected in the Earth's crust of the Antarctic peninsula area.

Key words: the method of petrophysical thermobaric modelling, deep seismic sounding, temperature regimes, geomodel.

1. Введение

В настоящее время имеется крайне мало данных о распределении температуры с глубиной Антарктического полуострова, в частности, для района станции Академик

Вернадский. Кроме традиционных геотермических методов изучения температурных режимов земной коры, возможны косвенные пути. Для решения такой задачи необходим комплексный подход с использованием геологической, геофизической и петрофизической информации. Интерпретация геофизических материалов конкретных регионов, а тем более вещественное глубинное моделирование отдельных участков земной коры невозможны без детального исследования комплекса физических свойств горных пород, формирующих изучаемые площади. Важное место среди физических характеристик минерального вещества занимают упругие параметры горных пород.

Многолетними экспериментальными исследованиями зависимостей $V_{P,S}=f(PT)=f(H)$ в горных породах при программных изменениях PT -параметров установлено наличие зон низких скоростей (ЗНС) (Корчин, 2013). Эти зоны как реперные точки могут быть сопоставлены с глубинными упругими аномалиями в коре, наличие которых подтверждают данные глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) различных регионов, в том числе и некоторых районов Антарктиды. Параметры зон чувствительны к температурным режимам коры. Сопоставляя результаты экспериментальных исследований упругих характеристик пород района станции Академик Вернадский и Украинского щита (УЩ) при высоких давлениях (P) и температурах (T) с данными глубинного сейсмического зондирования в районах континентальных участков отдельных профилей ГСЗ, а также используя метод петрофизического термобарического моделирования (МПТМ), были сделаны прогнозные оценки распределения с глубиной определенных типов изученных пород (Корчин, 2013; Корчин и др., 2004, 2009, 2010; Буртный и др., 2013; Korchin et al., 2008). Для таких сопоставлений обычно подбирались породы близкого минерального состава и расчетных упруго-плотностных параметров. При этом путем внесения температурных поправок были рассчитаны зависимости изменения скоростей упругих волн пород Антарктиды от глубины. Сопоставляя результаты этих расчетных значений с материалами последних исследований ГСЗ изучаемого района Антарктиды при совпадении скоростных данных, были сделаны предположения о возможном распределении температур в земной коре отдельных районов Антарктического полуострова.

2. Результаты экспериментальных исследований

Для петрофизического термобарического моделирования была отобрана коллекция пород Антарктического полуострова и прилегающих островов в районе станции Академик Вернадский, среди которых выделены три комплекса: вулканические (излившиеся), жильные (гипабиссальные), интрузивные (глубинные) образования (Корчин и др., 2004, 2009, 2010, 2011; Korchin et al., 2008).

Для МПТМ наибольший интерес представляет комплекс интрузивных пород. Это полнокристаллические минеральные образования, формирование которых происходило в глубинных условиях. Они в какой-то мере могут быть аналогами современных глубинных образований, слагающих земную кору. В связи с этим была подготовлена специальная коллекция образцов, включающая в себя наиболее типичных (как по составу, так и по физическим параметрам) представителей этого комплекса, для дальнейших исследований в условиях высокого гидростатического давления. Это граниты, гранодиориты, диориты и габброиды.

Следует отметить, что в пределах изучаемого района на дневной поверхности практически отсутствуют интрузивные образования основного состава, которые наиболее 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 была выделена группа базальтоидов, в которую вошли базальтовые порфириты, долериты, диабазы.

Анализ данных петрофизических исследований показал, что несмотря на широкий диапазон измеренных параметров, для всей массы изученных пород (скорости упругих

продольных волн (V_P) изменяются от 4,7 до 6,8 км/с, скорости упругих поперечных волн (V_S) – соответственно от 2,9 до 3,9 км/с, плотность (ρ) – от 2,58 до 3,2 г/см³ наблюдается дифференциация выделяемых комплексов и разновидностей пород по физическим параметрам. Наибольшие скорости и плотности имеют породы основного состава (габброиды и базальтоиды). Диориты, гранодиориты и граниты характеризуются средними значениями. Наименьшие значения изученных параметров наблюдаются у эффузивных образований среднего и кислого состава (Корчин и др., 2004, 2009, 2010, 2011; Korchin et al., 2008).

При сопоставлении материалов исследований упруго-плотностных 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/см³. Для подобных пород Антарктиды 25% имеют $\rho \approx 2,6$ –2,7 и 50% – 2,8–3,2 г/см³. Наиболее вероятные скорости V_P у первых – в интервале 4,8–5,4 км/с, у вторых – 5,4–6,2 км/с. Это различие можно объяснить тем, что породы Крыма и Карпат более интенсивно раскристаллизованы, имеют значительную дефектность и пористость. У подобных образований Антарктического полуострова более выражена скрытокристаллическая структура, они более мелкозернисты. Обнаженные расхождения, возможно, связаны с различными условиями образования и развития пород сопоставляемых регионов. Несмотря на широкий диапазон значений скоростей V_P , V_S и ρ , для пород Антарктического полуострова между этими параметрами установлена высококоррелируемая линейная связь. Она выражается зависимостью $\rho = 0,216V_P + 1,159$ ($R \approx 0,8$), которая значительно отличается от таковых для большинства различных кристаллических пород внутриконтинентальных регионов, и хорошо согласуется с подобными зависимостями, известными для некоторых островных дуг Тихого океана (Крассовский, 1981). Это разделение по физическим характеристикам обнаженных на поверхности пород было использовано при комплексной интерпретации полевых геофизических наблюдений.

Для дальнейших исследований пород в условиях высокого гидростатического давления были подобраны образцы со следующими средними значениями V_P , V_S и ρ : для гранитов – 5,0±0,3 км/с, 3,20±0,2 км/с, 2,6±0,04 г/см³; гранодиоритов – 5,2±0,4 км/с, 3,20±0,3 км/с, 2,64±0,05 г/см³; диоритов – 5,62±0,2 км/с, 3,4±0,15 км/с, 2,74±0,05 г/см³; габброидов – 6,0±0,25 км/с, 3,35±0,15 км/с, 2,85±0,05 г/см³; базальтоидов – 6,10±0,4 км/с, 3,5±0,25 км/с, 3,05±0,05 г/см³. Разброс значений скоростей и плотностей у каждой разновидности пород связан с отличием минерального состава от образца к образцу, а также их различной дефектностью и возможной преобладающей ориентацией зёрен породообразующих минералов и дефектов. 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 изучалась упругая анизотропия минеральных образований Антарктического полуострова, которая 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.

В земной коре, как правило, на небольших глубинах ($H < 1$ –4 км) маловероятно всестороннее (гидростатическое) давление (Корчин и др., 2004, 2010; Korchin et al., 2008). Вертикальная составляющая литостатического давления, определяемого силой тяжести вышележащих слоев пород, как правило, 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. Для

исследований были взяты образцы андезитовых порфиритов, гранитов, диоритов, отобранные в районе северной части Антарктического полуострова (залив Шарлотта-Бей) и Южных Шетландских островов (о-в Кинг-Джордж). Измерения выполнены на ориентированных образцах кубической формы при осевом давлении, соответствующем глубинам 1–3 км ($P=200-950$ кГ/см²), когда не наблюдается разрушение пород, а происходит лишь их уплотнение вдоль нагрузки. 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 V_P и соответствовала литостатическому давлению в земной коре на глубинах $H=3$ км. Для экспериментальных исследований были отобраны образцы со сравнительно невысокими скоростями упругих волн при атмосферном давлении ($V_P=4,64\div 5,69$ км/с, $V_S=2,76\div 3,23$ км/с) и широким диапазоном значений анизотропии ($A_P=0,5\div 21\%$; $A_S=2\div 30\%$). Результаты изучения скоростей распространения упругих волн продольной и поперечной поляризации некоторых гранитов, выполненных при максимальных осевых нагрузках, представлены в табл. 1.

Таблица 1

Средние значения скоростей V_P , V_S некоторых гранитов и их анизотропии при атмосферных условиях (индекс 0) и максимальных осевых нагрузках (индекс max)

№ обр	V_{Pcp0}	$V_{Pcp\ max}$	A_{P0}	A_{Pmax}	V_{Scp0}	$V_{Scp\ max}$	A_{S0}	A_{Smax}
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

При осевой нагрузке вдоль распространения продольной волны на соответствующих глубинах 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 порфириты, в то время как у интрузивных образований (диоритов и гранитов) наблюдается довольно высокая анизотропия V_P ($\approx 13-20\%$) и V_S (10–30%). Как правило, с увеличением давления или, другими словами, с глубиной анизотропия распространения упругих волн уменьшается, причем A_P (для V_P) уменьшается более интенсивно, чем A_S (для V_S) (табл. 1).

Детальный петрографический анализ шлифов исследуемых пород Антарктического полуострова и данных их упругой анизотропии позволяет утверждать, что на фоне слабой направленной упорядоченности породообразующих минералов основной вклад в формирование анизотропии вносят ориентация трещин и локализаций объемных дефектов (пор, кристаллических неоднородностей, включений), ориентированных вдоль конкретных направлений (Корчин, 2013; Корчин и др., 2004, 2010; Korchin et al., 2008). Это дает основание предполагать, что анизотропия пород сформирована под воздействием возможно существующих в районе отбора образцов тектонических напряжений, вероятнее всего растягивающими силами, ориентированными с юга на север. Растягивающие напряжения определены методом компенсации осевым давлением обнаруженной упругой анизотропии образцов, которая почти полностью исчезает при осевой нагрузке $100\div 200$ кГ/см². Таким образом, на глубинах 1–3 км породы стремятся к изотропному состоянию. Предположение

о растягивающих напряжениях порядка 150 кГ/см^2 , 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.

Наиболее характерные образцы пород (каждый пятый из всей изученной коллекции) после статистической обработки первичной информации (V_{Po} , V_{So} , ρ_o) были изучены при гидростатическом давлении до 5000 кГ/см^2 , что соответствует погружению породы на глубину 30–35 км. Средние и предельные скорости упругих продольных волн для изученных пород в условиях высокого гидростатического давления представлены в табл. 2. Более полные данные измерений $V_{P,S}=f(P)$ представлены в работах (Корчин и др., 2004, 2009, 2010).

Таблица 2

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	4,88	5,40	5,50	5,60	5,75	5,80	6,00
	4,25-5,44	5,20-5,70	5,30-5,80	5,40-5,90	5,50-6,10	5,60-6,30	5,70-6,40
грано-диориты	5,16	5,70	5,80	5,95	6,05	6,10	6,15
	4,56-5,78	5,30-6,20	5,40-6,30	5,60-6,40	5,80-6,50	5,85-6,55	5,90-6,60
диориты, кв. диориты	5,19	6,00	6,20	6,30	6,40	6,45	6,55
	4,84-5,61	5,70-6,35	5,90-6,50	6,10-6,60	6,20-6,70	6,30-6,70	6,40-6,85
габбро	5,81	6,30	6,45	6,55	6,60	6,65	6,75
	5,48-5,79	6,20-6,45	6,30-6,55	6,40-6,70	6,50-6,75	6,55-6,80	6,60-6,85
базальты	5,82	6,15	6,45	6,75	6,85	6,95	7,05
	5,18-6,41	5,90-6,70	6,20-6,80	6,50-7,05	6,60-7,10	6,70-7,20	6,75-7,30

Примечание: в первой строке – средние значения V_P ; во второй строке – предельные значения V_P

Повышение гидростатического давления ведет к увеличению скоростей распространения упругих волн, причем, как видно из графиков изменения $V_{P,S}=f(P)$ (рис. 1), наибольший градиент изменения скоростей для всех типов пород наблюдается в начальном интервале давлений от атмосферного до 1000 кГ/см^2 , при этом разброс значений этих параметров существенно сужается.

Последующее повышение давления ведет к увеличению скоростей упругих волн, но со значительно меньшим градиентом. При давлении 5000 кГ/см^2 скорости V_P в гранитах достигают $5,70 \div 6,40 \text{ км/с}$, а $V_S - 3,25 \div 4,1 \text{ км/с}$, значения V_P для гранодиоритов лежат в пределах $5,9 \div 6,6 \text{ км/с}$, а $V_S - 3,10 \div 3,67 \text{ км/с}$. Величины скоростей продольных волн в диоритах и габбро составляют соответственно $6,40 \div 6,85 \text{ км/с}$ и $6,60 \div 6,90 \text{ км/с}$, а скорости их поперечных волн $3,80 \div 4,10 \text{ км/с}$ и $3,75 \div 3,85 \text{ км/с}$. Под давлением разброс значений скоростей для выделенных групп пород, как правило, уменьшается с увеличением нагрузки и с увеличением их основности. Соответственно для гранитов и гранодиоритов, кварцевых диоритов он составляет $0,75 \text{ км/с}$ и $0,40 \text{ км/с}$. Для диоритов и габбро эта величина составляет $0,25$ и $0,15 \text{ км/с}$. С повышением гидростатического давления скорость распространения упругих волн базальтоидов значительно увеличивается, разброс их резко сужается, и при $P=5000 \text{ кГ/см}^2$ значения V_P , V_S составляют соответственно $6,75 \div 7,30 \text{ км/с}$ и $3,85 \div 4,20 \text{ км/с}$.

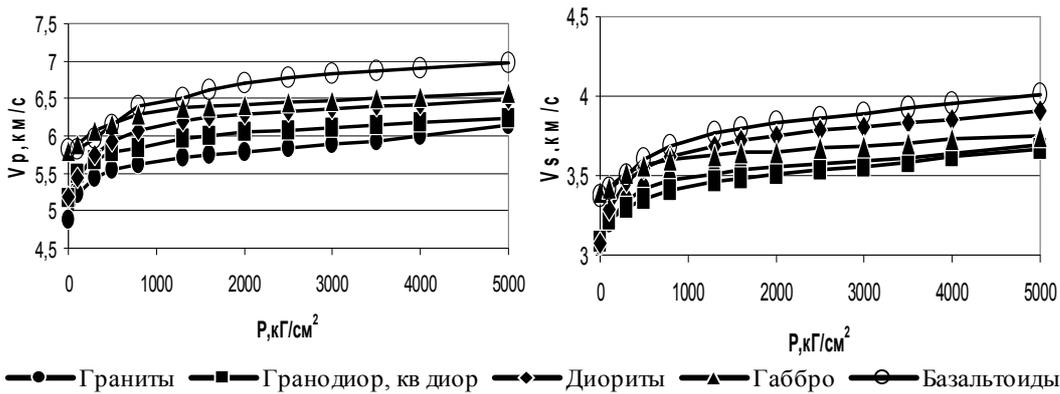


Рис. 1. Графики изменения $V_{P,S}=f(P_T)$ для исследуемых групп пород.

Данные расчета упругих констант исследуемых пород Антарктического полуострова при различном гидростатическом давлении свидетельствуют о том, что изученные породы можно отнести к достаточно упругим средам (высокие значения модуля Юнга (E)) с пониженным модулем сдвига (G), умеренной хрупкостью (показателем которой может служить коэффициент Пуассона (σ)) (Корчин и др., 2004). Породы слабо динамичны при гидростатической нагрузке (слабо меняется β), что свойственно породам мелко-среднезернистым с наличием мелкодисперсной межзерновой среды, которая слабо уплотняется в условиях высокого давления. Об этом свидетельствует и незначительное изменение коэффициента Пуассона пород под давлением. Возможно, не последнюю роль в обнаруженных отличительных особенностях пород от, например, континентальных щитов играет наличие здесь растягивающих напряжений, которые породы наследуют.

При увеличении гидростатического давления примерно до 1000 кГ/см^2 упругая анизотропия пород резко уменьшается, а затем остается почти постоянной вплоть до 5000 кГ/см^2 и составляет примерно треть от первоначального значения. Именно эта составляющая упругой анизотропии, очевидно, обусловлена ориентацией порообразующих минералов, и лишь она может быть учтена на больших (более 5 км) глубинах при петрофизическом моделировании распределения вещественного состава пород литосферы с глубиной.

3. Прогнозное моделирование распределения пород на глубину

Экспериментальными исследованиями было установлено, что в условиях высокого всестороннего давления скорости упругих продольных волн наряду с существенным увеличением их значений по-прежнему сохраняют выявленную дифференциацию различных групп пород по упругим и плотностным параметрам (Буртный и др., 2013). Это свойство было использовано при прогнозе распределения с глубиной рассмотренных комплексов пород в земной коре западного побережья Антарктического полуострова. Такое моделирование на глубину осуществлялось при помощи МПТМ, который базируется на сопоставлении данных сейсмометрии и скоростных параметров пород для конкретных площадей.

В основу моделирования положены материалы глубинного сейсмического зондирования, проведенного в районе расположения станции Академик Вернадский (Gonzalez-Fern, 1985; Grad et al, 1993; Gutterch et al., 1985, 1998; Janik, 1997; Sroda et al., 1997). Схема расположения профилей ГСЗ представлена на рис. 2.

Сопоставляя материалы исследований, выполненных на акваториях океанов и на континентах, необходимо отметить некоторую особенность сейсмического строения района

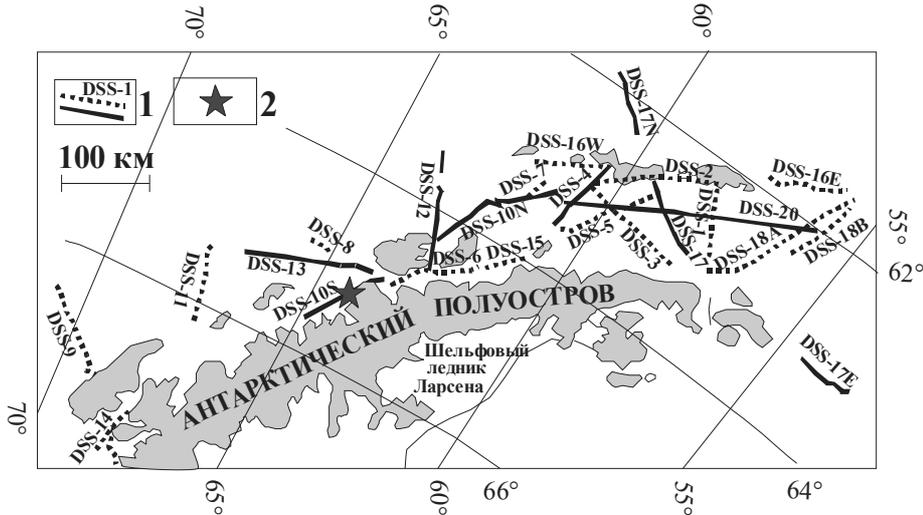


Рис. 2. Схема расположения сейсмических профилей (1) и место расположения станции Академик Вернадский (2).

побережья Антарктического полуострова. Обычно для разновозрастных геологических структур мощность земной коры континентов изменяется от 35 до 65 км, океанической – не более 20 км (Непрочнов и др., 1979; Gonzalez-Fernn 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 сейсмических волн в них соответственно: $5,8 \div 6,3$; $6,4 \div 6,7$; $6,8 \div 7,2$ км/с. Нормальные океанические бассейны характеризуются менее сложной сейсмической структурой и имеют скоростные характеристики: неконсолидированные 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 $V_p \approx 6,4 \div 7,1$ ($H = 6 \div 15$ км).

Район побережья Антарктического полуострова по своему строению отличается как от континентальной, так и от океанической коры. На рис. 3 представлены скоростные колонки, построенные для отдельных участков сейсмических профилей, которые были использованы при моделировании (Gonzalez-Fernn et al., 1985; Grad et al., 1993; Gutterch et al., 1985, 1998; Janik, 1997; Sroda et al., 1997). Наиболее протяженный профиль ГСЗ (DSS-10) проходит вдоль побережья полуострова в районе станции Академик Вернадский (рис. 2). Мощность земной коры здесь составляет около 32–37 км, а граница «М», зафиксированная на этих глубинах, характеризуется скачком скорости $7,15 \rightarrow 8,00$ км/с. На скоростном разрезе ГСЗ, помимо осадочного слоя различной мощности и, возможно, кристаллических образований, фиксируемых в верхней части до глубин 2-3 км, выделяются три основных горизонта. Скорости сейсмических волн в них имеют величины $6,30 \text{--} 6,45$, $6,65 \text{--} 6,85$, $7,10 \text{--} 7,15$ км/с. Мощность первого и второго на всем протяжении профиля довольно выдержанная и составляет соответственно 10–12 и 13–15 км. Граница между ними фиксируется на глубинах около 13 км. Мощность третьего горизонта в районе станции составляет около 5-6 км, постепенно увеличиваясь в северо-восточном направлении и достигая в районе острова Анверс около 10 км. Здесь же зафиксировано более глубокое положение границы «М» (около 37 км). На профилях DSS-12, DSS-13 (рис. 2), которые проходят перпендикулярно или под углом к линии DSS-10, мощность первого горизонта в районе их пересечения соответствует таковой профиля DSS-10 и резко уменьшается в сторону как континента, так и океана. В этих же направлениях увеличивается мощность второго слоя в коре вдоль профиля DSS-13. Что же касается строения земной коры вдоль профиля DSS-12, то здесь в сторону океана зафикси-

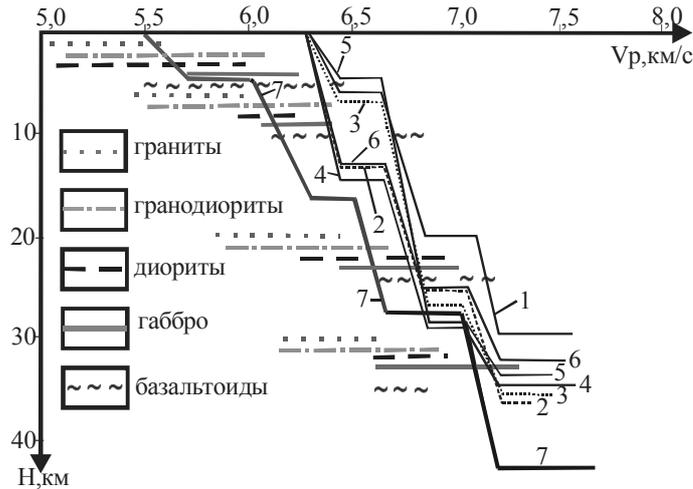


Рис. 3. Сопоставление скоростей ГСЗ исследуемого района с экспериментальными данными $V_p=f(PT)$ для различных пород, пересчитанных на разные глубины. 1–7 — колонки распределения сейсмических скоростей ГСЗ: 1 – DSS-12 (п. 35), 2 – DSS-12 (п. 127), 3 – DSS-13 (п. 112), 4 – DSS-13 (п. 165), 5 – DSS-13 (п. 200), 6 – DSS-10 (п. 215), 7 – DSS-17 (расположение профилей см. рис. 2). Горизонтальные линии соответствуют значениям экспериментальных V_p соответствующих пород.

рованы резкий подъем как границ перехода между скоростными горизонтами, так и границы «М» и, как следствие, уменьшение мощности земной коры до 25 км.

Сопоставление материалов глубинного сейсмического зондирования, в частности скорости сейсмических волн, и экспериментальных данных изменения V_p (рис. 3) дает основание предположить, что площадь в точках пересечения профилей DSS-10, 12, 13, на глубинах, соответствующих верхнему сейсмическому горизонту, сформирована в основном гранодиорит-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 раскристаллизованным габбро и минеральным образованиям, подобным по составу базальтоидам, отобранным на поверхности. В то же время, судя по характеру изменения скоростей V_p в условиях высоких давлений, можно предположить и более сложную модель вещественного строения изучаемого участка. Гранитоиды могут существовать, но на глубинах 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 глубин 10–12 км. Это возможно на участках, где сейсмическая граница с $V_p = 6,45$ км/с погружена до глубин порядка 15–18 км. Ниже предполагаемых гранитов в этом случае будут расположены переслаиваемые горизонты диоритов и габброидов вплоть до сейсмического горизонта $V_p \approx 6,85$ км/с, ниже которого опять будут плотные габброиды и базальтоиды. Рассмотренное распределение минерального вещества с глубиной центральной части побережья Антарктического полуострова существенно отличается от распределения пород с глубиной, например, известных внутриконтинентальных образований.

Несколько иное строение земной коры отмечено вдоль профиля DSS-17, пересекающего Южно-Шетландские острова, пролив Брансфилд и северную часть полуострова Тринити (Gutterch et al., 1998). Мощность коры здесь составляет 42 км, а выделяемые в ее разрезе горизонты характеризуются средними скоростями сейсмических волн (5,6; 6,2; 6,6; 7,0) (рис. 3, кр. 7). Такие значения сейсмических скоростей 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 (полуостров 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.

Благодаря более детальному сейсмическим исследованиям в районе Антарктического полуострова обнаружены области аномального поведения упругого вещества земной коры в виде зон низких сейсмических скоростей (Janik, 1997), которые представляют собой протяженные участки, направленные вглубь континента. Здесь наблюдается скачок уменьшения скорости от 6,5 до 6,2 км/с. Подобные зоны обнаружены почти на всех континентах Земли. Они являются неотъемлемой характеристикой соответствующих регионов и тесно связаны с их глубинными термобарическими режимами. Таким образом, характер областей низких скоростей земной коры может служить источником информации о глубинных давлениях и температурах и тектонических явлениях изучаемой территории (Корчин, 2013). В силу физического состояния минерального вещества этих зон (разуплотнение пород, повышенная проницаемость и гигроскопичность) ЗНС могут служить глубинными поисковыми признаками полезных ископаемых. Далее остановимся более подробно на физической природе коровых зон низких сейсмических скоростей.

4. Физическая природа зон низких сейсмических скоростей в земной коре

Многолетними экспериментальными исследованиями горных пород при программных изменениях давлений и температуры, соответствующих их изменениям в земной коре, на зависимостях $V_{p,s}=f(PT)=f(H)$ было установлено наличие участков инверсии скорости или зон низких скоростей. Последние характеризуются тем, что с увеличением термобарических параметров (глубины) опыта, воздействующих на образец, после некоторого увеличения $V_{p,s}$ и ρ наблюдается область их уменьшения. Затем скорости и плотности вновь возрастают, и, таким образом, на зависимости $V_{p,s}=f(PT)=f(H)$ фиксируется зона низких скоростей (ЗНС). Сейсмическими исследованиями в прибрежной части Антарктического полуострова в интервале глубин 7–12 км была обнаружена зона низких скоростей, в которой перепад скорости составляет 0,3 км/с (Janik, 1997).

Такие экспериментально установленные зоны хорошо коррелируются по своей конфигурации и местоположению с упругими аномалиями, выявленными в земной коре в естественных условиях. Методом ГСЗ так называемые ЗНС выявлены в континентальной и океанической коре, в районах различной тектонической активности, и расположены, как правило, на глубинах 3–25 км (рис. 4, а), где они имеют мощность от нескольких метров до 20 км с уменьшением скорости в них до 0,4–0,6 км/с (Корчин, 2013).

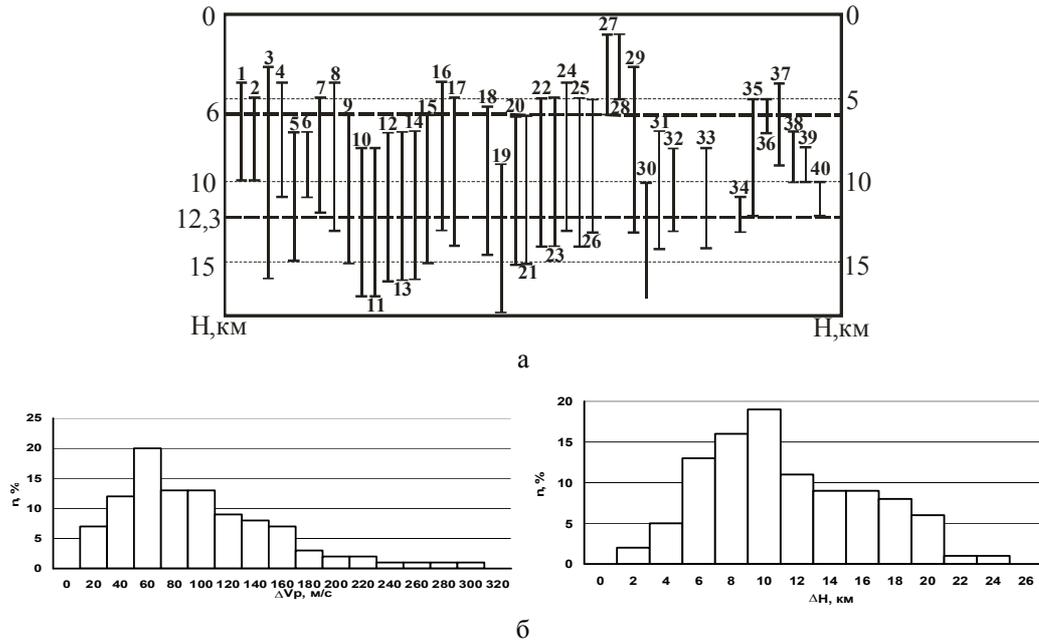


Рис. 4. а – распределение волноводов в земной коре Украинского (1–17), Балтийского (18–32), Индийского (33), Канадского (34–40) щитов (Трипольский и др., 2004). $\Delta V_B = 0,1–0,7$ км/с (0,1–0,22 км/с); $\Delta H_B = 3–15$ км. $H_{min} = 5–12$ км. б – гистограммы распределения ΔV_p (уменьшение скорости в зоне) и H_{min} (глубина залегания минимума V_p в зоне низких скоростей) по экспериментальным данным.

Абсолютные значения скорости в зоне обычно $6,1 \pm 0,4$ км/с. Коровые зоны низких скоростей, как правило, ограничены по площади и вертикали.

Экспериментально по нескольким PT -программам опытов или расчетами по изобарам и изотермам скоростей нами установлено, что существует пороговое значение изменения с глубиной температуры, при котором возникают зоны низких скоростей.

Изменения с глубиной V_p в породе постоянного минерального состава могут быть рассчитаны по соотношению: $\frac{\partial V}{\partial H} = \left(\frac{\partial V}{\partial P}\right)_T \frac{\partial P}{\partial H} + \left(\frac{\partial V}{\partial T}\right)_P \frac{\partial T}{\partial H}$. Зоны низкой скорости в земной

коре определяются условием: $\frac{\partial V}{\partial H} < 0$. Поскольку $\left(\frac{\partial V}{\partial D}\right)_\delta, \frac{\partial D}{\partial I}, \frac{\partial T}{\partial H}$ положительны, а

$\left(\frac{\partial V}{\partial T}\right)_P < 0$, то для образования зоны необходимо выполнение условия для абсолютных

величин:

$$\left| \left(\frac{\partial V}{\partial P}\right)_T \cdot \frac{\partial P}{\partial H} \right| < \left| \left(\frac{\partial V}{\partial T}\right)_P \cdot \frac{\partial T}{\partial H} \right| \quad (1)$$

Экспериментальными исследованиями установлено: $\left(\frac{\partial V}{\partial T}\right)_P = -2,7 \pm 0,5$ ($P \approx 0,5$ кбар); $-0,7 \pm 0,3$ ($P = 2$ кбар); $-0,33 \pm 0,1$ м/с·°С ($P = 5$ кбар) и V_p от давления при различных постоянных температурах $\left(\frac{\partial V}{\partial P}\right)_\delta = 0,8 \pm 0,3$ (интервал давления 0–2 кбар, температура 20–80°С); $0,01 \pm 0,005$ (при $P \approx 2–5$ кбар, $T \approx 20–80$ °С); $0,04 \pm 0,01$ (при $P \approx 2–5$ кбар,

$T \approx 265 \text{ }^\circ\text{C}$). На основании этих данных и опытов, выполненных по программам (низко- и высокотемпературным режимам), расчетами установлено, что в случае реализации низкотемпературного режима опытов $\left(\frac{\partial \dot{O}}{\partial \dot{I}} < 9 - 11 \frac{^\circ\text{N}}{\text{ei}}\right)$ зоны инверсии скоростей на зависимостях $V_P=f(PT)=f(H)$ не проявляются. Если температурный градиент $\frac{\partial \dot{O}}{\partial \dot{I}} > 15 \div 20 \frac{^\circ\text{N}}{\text{ei}}$, то в интервале давлений $1,8 \div 3,5$ кбар на зависимостях $V_P=f(PT)$ зоны низких скоростей проявляются чётко. Уменьшение скоростей в этих зонах для различных образцов пород варьируют от -10 до -250 м/с (рис. 4, б).

Мощность слоёв с пониженной скоростью – от 2 до 20 км (60% в интервале 6–12 км). Как правило, глубины минимальных значений V_P расположены в интервале суперпозиции давлений и температур, соответствующих 6–20 км (рис. 4, б). Конфигурация экспериментальных ЗНС (глубина залегания, мощность, занижение скорости) подобны обнаруженным в ходе глубинного сейсмического зондирования земной коры (рис. 4, а). Это дает нам право предполагать, что, вероятнее всего, в земной коре на указанных глубинах зоны низких скоростей имеют термодинамическую природу (Корчин, 2013).

Обобщая результаты комплексного структурного исследования различных пород УЩ при высоких давлениях и температуре оптическими, рентгеноструктурными, электронно-микроскопическими методами, анализируя материалы изучения упругих характеристик пород, можно сделать ряд предположений о природе упругой вертикальной зональности минерального вещества отдельных горизонтов земной коры (Корчин, 2013). В зоне низких скоростей ($H = 3 \div 15$ км, $P = 1,5 \div 3$ кбар, $T = 150 \div 250$ °C) упругие константы пород (E, G, K) уменьшаются, значительно увеличивается двойникование минералов, расширяются межзерновые границы за счет их милонитизации, увеличивается количество магистральных микротрещин. Происходит растрескивание и разрушение газовой-жидких включений. Уменьшаются блоки мозаики отдельных зерен минералов. Увеличивается плотность дислокаций в блоках, а в межзерновых границах уменьшается. Увеличиваются относительная деформация зёрен, их двойникование. Увеличиваются дефекты упаковки минералов. Увеличивается число центров генерации дислокаций (последние перемещаются в основном за счет трансляционного скольжения). Совокупность обнаруженных микроструктурных преобразований породы свидетельствует о низкотемпературном упругом упрочнении и хрупком микроразрушении, разуплотнении минерального вещества (Корчин, 2013). При дальнейшем увеличении глубины «погружения» породы, т.е. программного увеличения действия на образец PT -параметров ($H > 25$ км, $P > 5,5$ кбар, $T > 300$ °C), отмечается интенсивный рост упругих параметров породы за счет совершенствования её структурных элементов (Буртный и др., 2013; Корчин, 2013).

Комплексе упругих и структурных изменений пород, начиная от термодинамических условий на глубине 3–5 км до 12–15 км, свидетельствует о свойствах пород, характерных их катакластическому преобразованию. В данном интервале PT -изменений происходит разуплотнение минеральной среды – явление дилатансии. Основной механизм этого – совместное действие развивающихся в среде неравномерно-распределяющихся неоднородных напряжений по объёму образца, иногда достигающих в локальных контактах значений больше предела прочности отдельных минералов, что приводит к хрупким на микроуровне разрушениям среды. Микроструктурные нарушения породы подготавливают условия для её существенных преобразований с увеличением глубины (PT -условия опыта). После постепенного уплотнения породы включаются механизмы, характерные для пластических преобразований среды, происходит «совершенствование» породы за счет вещественных и структурных перестроек. Пользуясь геологической терминологией, в интервале глубин 20–40 км наблюдается процесс регионального метаморфизма. Таким

образом, полагаем, что наличие зон низких скоростей в земной коре является объективной реальностью как результат структурных преобразований пород в условиях противоборства давления и температуры, характерных для определённых глубин литосферы. Очевидно, флуктуации температуры на глубинах 7–20 км могут изменять параметры зоны низких скоростей вплоть до их исчезновения. Причиной такого явления может быть изменение теплового режима за счет изменения физических характеристик пород в зоне. Нами экспериментально подтверждено, что в различных PT -условиях существует тесная связь между теплопроводностью пород (λ) и их упругими характеристиками (Корчин, 2013).

Теплопроводность пород в земной коре изменяется подобно $V_p=f(H)$, т.е. на зависимости $\lambda=f(H)$ выделяются области заниженных значений, совпадающие с подобными для скоростей. По классическим законам термодинамики и теплофизики, наличие слоя с пониженной теплопроводностью на пути распространения тепловой энергии приводит к повышению температуры на нижнем участке слоя и понижению её на верхнем. С понижением температуры в верхней области зоны нарушается термобарическое условие (1). Состояние пород верхнего слоя зоны выравнивается с состоянием вышележащих пород, и верхняя кромка зоны опускается вниз (рис. 5).

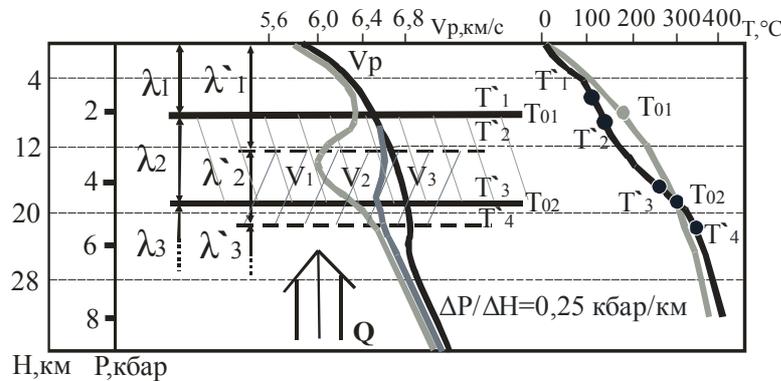


Рис. 5. Динамика изменения параметров зоны низких скоростей в поле постоянного глубинного теплового потока (Q), за счет изменения $\lambda=f(H)=f(PT)$.

Граница T_{01} опускается на T'_2 . Одновременно пропорционально разнице теплопроводности минеральной среды зоны в нижней части подстилающих её пород происходит перегрев подошвы зоны, что приводит к нарушению опять же условия (1), и нижняя кромка зоны с T_{02} опускается вниз на уровень T_4 . Здесь более высокое давление останавливает рост зоны за счет компенсации термических структурных нарушений пород давлением.

Таким образом, зона изменяет свою конфигурацию (V_1, V_2, V_3), её мощность уменьшается, она опускается в область более высоких давлений и исчезает. Подобная неустойчивость, нестабильность термодинамической ЗНС обуславливает эпизодичность её проявления в земной коре, а также миграцию ЗНС по глубине и горизонтали в зависимости от флуктуации температурного поля. Динамика изменения ЗНС является убедительным примером самоорганизации минеральной среды в верхних горизонтах Земли. Кроме того, ЗНС – наиболее геоактивная область коры, где происходят наиболее интенсивные современные преобразования породы вследствие миграции глубинных флюидов и других форм массопереноса газообразных и жидких сред, дифференциации глубинных растворов; здесь формируются залежи полезных ископаемых.

Итак, наличие коровых зон низких скоростей может служить глубинным поисковым критерием полезных ископаемых.

В земной коре Украинского щита по материалам ГСЗ выделяются несколько участков с явно выраженными зонами низких сейсмических скоростей. Для этих участков выполнено петрофизическое термобарическое моделирование. В основу его положено сопоставление данных ГСЗ с учетом геолого-геофизической обстановки изучаемой площади и экспериментальных исследований упругих характеристик горных пород в PT -условиях, соответствующих глубинным термобарическим параметрам изучаемого района (Буртный и др., 2013; Корчин, 2013).

Построения показали, что области контакта различных минеральных ассоциаций на глубине наиболее неустойчивы к PT -воздействиям, они склонны к интенсивным структурным изменениям вещества среды. При этом в конкретном регионе сейсмическая граница K_2 в земной коре формируется глубинными термобарическими условиями в конкретном регионе (она проявляется, как правило, в нижней области ЗНС) и с изменением пород на более высокоскоростные (рис. 6).

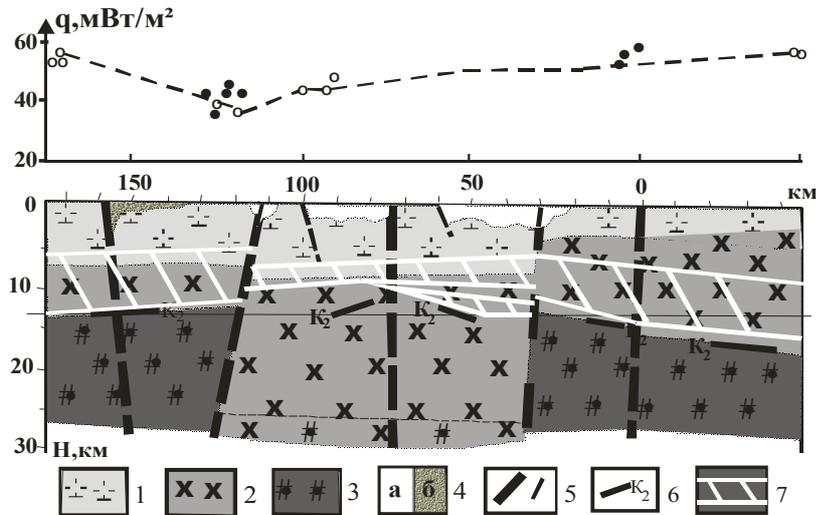


Рис. 6. Фрагмент схематического разреза вещественного состава земной коры участка геотраверса IV. 1 – плагиограниты, 2 – диориты, 3 – эндербиты, 4 – осадочно-вулканогенные породы зеленокаменных структур (а) и гранитоиды кировоградско-житомирского комплекса (б), 5 – зоны разломов, 6 – граница K_2 , 7 – зона низких скоростей, q – тепловой поток вдоль профиля.

Термобарическое петрофизическое моделирование участков литосферы УЩ с коровыми зонами низких сейсмических скоростей показало, что ЗНС в коре слабо зависят от минерального состава пород на соответствующих глубинах и в первую очередь связаны с геотермической обстановкой на соответствующих глубинах. В зависимости от величины теплового потока (суммарного ТП) меняются температуры в литосфере, а следовательно, и физические свойства слагающих её пород. Так, для глубины 25 км рассчитаны следующие зависимости T от ТП: $T=250^\circ\text{C}$ при ТП=30 мВт/м²; $T\approx 300^\circ\text{C}$ при ТП=40; $T\approx 500^\circ\text{C}$ при ТП=60 мВт/м². Таким образом, поскольку тепловые потоки на исследуемом участке УЩ варьируют от 30 до 55 мВт/м² (Корчин, 2013) (рис. 6), различные блоки вдоль участка профиля имеют различные температурные градиенты с глубиной, а следовательно, должны характеризоваться различной конфигурацией ЗНС вследствие существенной зависимости их от $\partial T/\partial H$. Если эта производная меньше 9–12 °С/км, то ЗНС отсутствует или слабо контролируема; если температурный градиент больше 14–16 °С/км, то ЗНС выделяется (Корчин, 2013). Действительно, как видно на приведенной модели (рис. 6), ЗНС более значительны и

уверенно регистрируются на западном и восточном участках, где $ТП \approx 50 \div 60$ мВт/м², а $T_{25} = 350 \div 425$ °С ($\partial T / \partial H \approx 14 \div 17$ С/км), в отличие от центральной части (ПК 110–70), где $ТП \approx 35 \div 45$ мВт/м², $T = 270 \div 305$ °С, ($\partial T / \partial H < 12$ С/км). Это связано с тем, что центральный участок профиля имеет более сложную структуру со значительным количеством отражающих сейсмических горизонтов и границ, очевидно сформированных существенно разориентированными породами и многократно переработанных. Следовательно, ЗНС здесь менее выражены, маломощны по глубине, группируются в форме отдельных линз. В связи с более низким ТП и неоднородностью теплового поля в центральной блоке (ПК 75–30) можно выделить две зоны низких скоростей: первая – на глубине $H = 6 \div 9$ км в гранитах ($\Delta V \approx 0,15$ км/с) и вторая — на $H \approx 10 \div 12$ км в диоритах ($\Delta V = 0,03$ км/с).

Таким образом, появление ЗНС в земной коре в первую очередь зависит от глубинного распределения давлений и температуры, определенное соотношение которых способствует структурным преобразованиям пород, их разуплотнению. Вариации минерального состава пород на глубинах 5–20 км мало влияют на положение ЗНС и их интенсивность. Совместимый анализ материалов ГСЗ, геотермического и петроструктурного моделирования вдоль геотраверса IV подтверждают, что участки земной коры с более высокими температурными градиентами имеют более сложный характер изменения сейсмических скоростей с глубиной с проявлением интенсивных ЗНС. В более «холодных» участках коры зоны низких скоростей незначительны или вообще отсутствуют. Такие зоны, как реперные точки, могут быть сопоставлены с глубинными упругими аномалиями в коре, существование которых в некоторых районах Антарктиды подтверждают данные ГСЗ.

5. Моделирование глубинных температурных режимов Антарктического полуострова

В результате исследования упругих характеристик пород Антарктиды при атмосферном, высоком гидростатическом давлении, их изучения при осевых нагрузках, построения петрофизических моделей изучаемого района, а также после статистической обработки экспериментальных результатов широкого спектра пород в различных районах УЩ были проведены первичные сопоставления скоростей V_p по экспериментальным данным для УЩ со скоростями V_p для профиля DSS-004, полученными по данным ГСЗ (рис. 7, а).

Для сопоставления подбирались породы УЩ и Антарктиды близкого минерального состава и расчетных упруго-плотностных параметров. Подобные результаты программного изменения скоростей при высоких давлениях и температурах были зарегистрированы в некоторых образцах гранитоидов и габбро УЩ по конкретным *PT*-программным условиям, соответствующим этим глубинам (рис. 7, а). С использованием метода петрофизического термобарического моделирования были построены первичные прогнозные петрофизические модели изучаемого района (Буртный и др., 2013; Корчин, 2013; Корчин и др., 2009, 2010, 2011) (рис. 7, б).

Предполагая совпадение распределения температур по глубине в экспериментах и натуре и принимая во внимание подобие сейсмических скоростей с экспериментальными, измеренными на образцах пород УЩ, были рассчитаны распределения температур с глубиной в коре северной части Антарктического полуострова (рис. 8, а).

В ходе дальнейшей статистической обработки экспериментальных результатов широкого спектра пород различных районов УЩ была установлена взаимосвязь ЗНС для различных групп пород с глубиной их залегания и предполагаемыми температурными режимами земной коры. После сопоставления результатов петрофизического изучения пород Антарктиды и УЩ близкого минерального состава были внесены температурные поправки и рассчитаны зависимости скоростей упругих волн пород Антарктического полуострова от глубины. Величины этих расчетных значений сопоставлялись с материалами исследований ГСЗ изучаемого района (рис. 8) (Корчин и др., 2013).

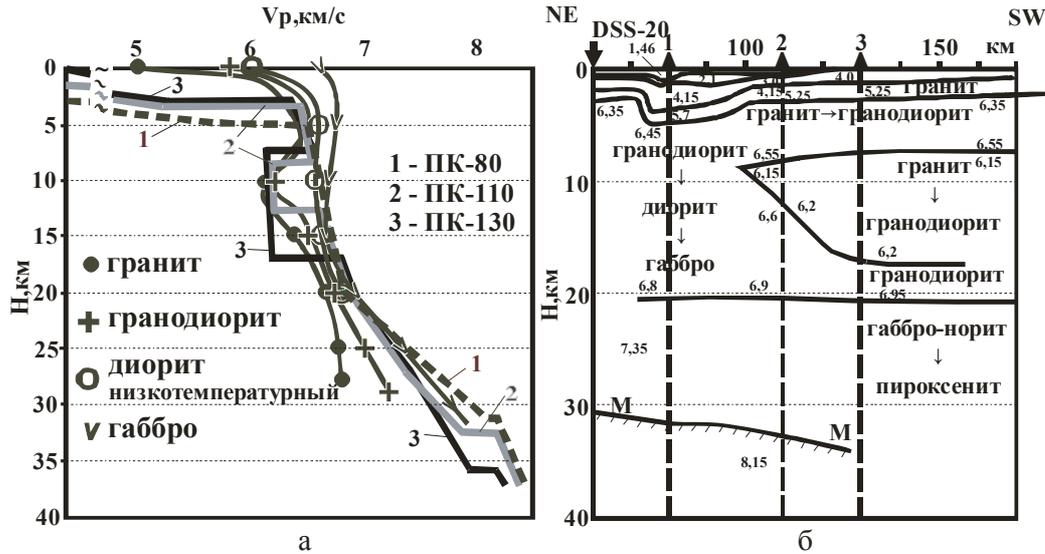


Рис. 7. а – сопоставление скоростей ГСЗ (1–3) и экспериментальных данных $V_p=f(PT)=f(H)$ для исследуемых групп пород вдоль профиля DSS-004; б – прогнозная петрофизическая модель исследуемого района, построенная с использованием сейсмических данных (Janik, 1997).

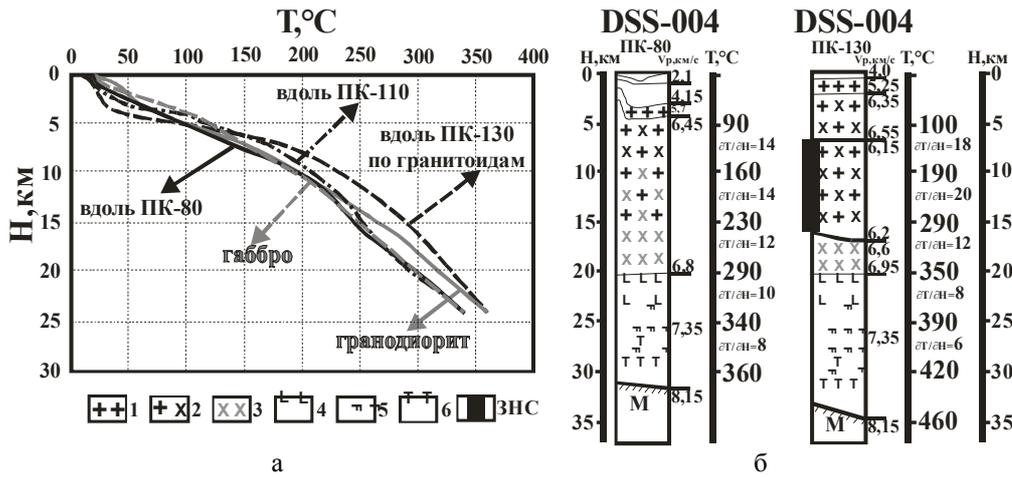


Рис. 8. Прогнозируемые температуры на глубину для отдельных участков профиля DSS-004. а – графики изменения температуры с глубиной для пород УЩ и для отдельных пикетов DSS-004. б – петроскоростные модели и распределение температуры с глубиной: 1 – гранитоиды, 2 – гранодиориты, 3 – диориты, 4 – габбро, 5 – габбро-нориты, 6 – пироксениты, ЗНС выделены при $\partial T/\partial H > 14$ °C/км.

В районе континентального участка профиля DSS-004, где выделяется зона инверсии скоростей (ПК-130) (рис. 8, б), можно с достаточной уверенностью предположить следующие распределения температур с глубиной: на глубинах 5 км температура равна 100 °C, 10 км – 190 ± 25 , 15 км – 290 ± 50 , 20 км – 350 ± 50 °C. В районах, где отсутствуют ЗНС (ПК-80) (рис. 8, б), изменения температуры с глубиной наблюдаются с меньшими градиентами.

3. Выводы

По результатам исследования упруго-плотностных параметров коллекции пород Антарктического полуострова при высоких гидростатических давлениях, а также при осевых нагрузках, используя метод петрофизического термобарического моделирования, были построены прогнозные модели распределения минерального вещества с глубиной вдоль сейсмических профилей DSS 4, 10, 12, 13, 17 вблизи станции Академик Вернадский. Предполагается, что на поверхности (глубина <1 км) могут быть гранитоиды (не повсеместно), далее идут горизонты гранодиоритового, диоритового и габбрового состава (габбро-диоритового). Ниже границы со скоростями 6,85 км/с ($H=25\div 30$ км) возможно наличие хорошо раскристаллизованных габбро и базальтоидов. По скоростными параметрами и распределению пород с глубиной кора исследуемого участка может быть отнесена к переходному типу между океанической и континентальной.

Сейсмическими исследованиями в районе Антарктического полуострова обнаружена зона низких скоростей в прибрежной части полуострова в интервале глубин 7–12 км. Перепад скорости в ней составляет 0,3 км/с. Предполагая идентичными распределения температур по глубине в экспериментах и натуре, принимая во внимание совпадение положения зон низких сейсмических скоростей с экспериментальными, измеренными на образцах габбро и плагиогранитов для УЩ, были рассчитаны распределения температур с глубиной в коре северной части Антарктического полуострова. Полагаем, что в районе континентального участка профиля DSS-004 на глубине 5 км температура равна 100 °С; 10 км – 230 ± 25 ; 15 км – 300 ± 50 ; 20 км – 380 ± 50 °С.

Работа выполнена при поддержке Государственного учреждения Украинский антарктический научный центр с использованием данных, полученных во время проведения украинских антарктических экспедиций на УАС Академик Вернадский.

Список литературы

Буртний П.А., Корчин В.А., Карнаухова Е.Е. Моделирование вещественного состава глубинных горизонтов земной коры (новая концепция интерпретации геофизических данных). – ISBN: 978-3-659-38626-8. – Саарбрюккен: LAP Lambert Academic Publishing, 2013. – 188 с.

Корчин В.А. Термодинамика коровых зон низких сейсмических скоростей (новая научная гипотеза). – ISBN: 978-3-659-33213-5. – Саарбрюккен: LAP Lambert Academic Publishing, 2013. – 280 с.

Корчин В.А., Буртний П.А., Карнаухова Е.Е. Глубинные вещественные модели некоторых участков Антарктического полуострова по петрофизическим данным и материалам ГСЗ / Материалы Международной конференции «Шестые научные чтения Ю.П. Булашевича». — Екатеринбург, Россия, 2011. – С. 202–204.

Корчин В.А., Буртний П.А., Карнаухова Е.Е. Реконструкция теплового поля некоторых районов Антарктиды по материалам РТ-петрофизики и ГСЗ // Тези VI Міжнародної Антарктичної Конференції «Інтернаціоналізація досліджень в Антарктиці – шлях до духовної єдності людства». – Київ, Україна, 15–17 травня 2013. – С. 225–226.

Корчин В.А., Буртний П.А., Карнаухова Е.Е. Моделирование глубинных температурных режимов некоторых районов Антарктического полуострова / ISBN 966-7080-01-3. Материалы XXIII Международной научной школы им. академика С.А. Христиановича «Деформирование и разрушение материалов с дефектами и динамические явления в горных породах и выработках». – Алушта, 23–29 сентября 2013. – С. 139–141.

Корчин В.А., Буртний П.А., Карнаухова Е.Е. и др. Упруго-плотностные характеристики горных пород западного побережья Антарктического полуострова района станции “Академик Вернадский” // Український Антарктичний журнал. – 2004. – № 2. – С. 66–72.

Корчин В.О., Буртний П.О., Карнаухова О.С. та ін. Регіональні діагностичні петрофізичні особливості порід Антарктичного півострова (район станції «Академік Вернадський») // Український Антарктичний журнал. – 2010. – № 9. – С. 23–31.

Корчин В.О., Буртний П.О., Карнаухова О.С. та ін. Глибинна модель літосфери центральної частини Антарктичного півострова за даними ГСЗ та петрофізики високих тисків // Український Антарктичний журнал. – 2010. – № 9. – С. 32–37.

Корчин В.А., Буртний П.А., Карнаухова Е.Е. и др. Глубинные вещественные модели участка Антарктического полуострова по *PT*-петрофизическим данным // Двенадцатая международная конференция: «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». – Москва, 3–6 октября 2011. – С. 141–144.

Корчин В.А., Чулков С.С., Буртний П.А. и др. Распределение минерального вещества в земной коре Антарктического полуострова по данным петрофизических исследований и ГСЗ // Геофизический журнал. – 2009. – 31, № 6. – С. 62–76.

Красовский С.С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. – Киев: Наукова думка, 1981. – 262 с.

Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф., Семенов Г.А. и др. Строение земной коры и верхов мантии по данным глубинного сейсмического зондирования // Геофизика океана. – Т. 1 – Москва: Наука, 1979. – С. 243–292.

Трипольский А.А., Шаров Н.В. Литосфера докембрийских щитов Северного полушария Земли по сейсмическим данным. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. – 159 с.

Gonzalez-Ferrn O. Volcanic and tectonic evolution Antarctic Peninsula – Late Cainozoic to Recent // Tectonophysics. – 1985. – V. 114, № 1–4. – P. 389–409.

Grad M., Gutterch 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. – V. 115. – P. 568–600.

Gutterch A., Grad M., Janik T., et al. Seismic studies of crustal structure in West Antarctica. 1979-1980 preliminary results // Tectonophysics. – 1985. – V. 114, № 1–4. – P. 411–429.

Gutterch A., Grad M., Janik T. et al. Polish Geodynamic Expedition – seismic structure of the West Antarctica // Polish Polar Research. – 1998. – V. 19, № 1-2. – P. 113–123.

Janik T. Seismic crustal structure of the Bransfield Strait, West Antarctica // Polish Polar Research. – 1997. – V. 18, № 3-4. – 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”. – July 8th–11th 2008, St.Petersburg, Russia. – S1.1/P17. – P. 73.

Sroda P., Grad M., Guterch A. Seismic Models of the Earths Crustal Structure between the South Pacific and the Antarctic Peninsula // The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes. – 1997. – P. 685–689.