

УДК 550.34

СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ МАЛОГО КАВКАЗА ПО ДАННЫМ ГЛУБИННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

© 2019 г. Г.А. Павленкова

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Представлены результаты детальной обработки материалов глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), проведенного в конце 1980-х годов на Малом Кавказе по линии профиля в районе разрушительного Спитакского землетрясения 07.12.1988 г. Эти материалы ранее опубликованы не были, поскольку работы на профиле были продолжены методом обменных волн от землетрясений (МОВЗ), результаты которого считались в то время более детальными. Спитакский профиль до сих пор остается единственным профилем ГСЗ на Малом Кавказе; важно было обработать сохранившиеся экспериментальные материалы современными методами интерпретации волновых полей и сопоставить результаты с имеющимися данными ГСЗ по Большому Кавказу. Обработка проводилась методом лучевого моделирования по наблюдаемым годографам продольных и поперечных волн. Оказалось, что кора Малого Кавказа имеет такую же большую (50–55 км) мощность, что и кора Большого Кавказа, но отличается более выраженной скоростной неоднородностью. В верхней её части на глубине 5–15 км выделяется протяженный блок со скоростью P -волн более 6.6 км/с, что выше обычной для континентальной коры скорости 6.0–6.4 км/с; скорость S -волн в этом блоке аномально высокая – 4.0–4.1 км/с. В низах коры картина обратная – на Малом Кавказе скорости P -волн ниже, чем на Большом – в первом случае $V_p=6.7$ –6.8 км/с, во втором – 6.7–7.2 км/с. Отличительной особенностью коры Малого Кавказа является также наличие на глубине 30–35 км слоя с пониженной скоростью, ограниченного сверху и снизу четкими отражающими границами.

Полученные на Спитакском профиле результаты ГСЗ позволяют говорить о разных типах земной коры Большого и Малого Кавказа и о разной природе сформировавших их тектонических процессов. Кора Малого Кавказа ближе к коре молодых плит, а Большого – к коре древних платформ. Это подтверждает предположение, что данный регион – зона коллизии или шовная зона двух разновозрастных плит. В результате, в пределах Малого Кавказа были широко развиты процессы внедрения глубинного материала в верхнюю часть коры. Четко выраженные отражающие границы в кровле и подошве слоя с пониженной скоростью в средней коре позволяют предполагать, что при формировании орогена Малого Кавказа большую роль играли горизонтальные подвижки (возможно, даже надвиги) верхней коры относительно нижней. По скоростной неоднородности коры и резкому изменению глубины залегания границы M в центре профиля выделяется зона глубинных нарушений, к которой было приурочено разрушительное Спитакское землетрясение.

Ключевые слова: земная кора, сейсмическая скорость, продольные и поперечные волны, Малый Кавказ.

Введение

Структура земной коры Кавказского региона изучена несколькими профилями глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), выполненного Министерством геологии СССР в 60-е годы прошлого столетия, когда были отработаны протяженные профили Волгоград – Нахичевань и Степное – Бакуриани, секущие Большой Кавказ, а также профиль Черное море – Каспийское море, прошедший вдоль межгорной Куринской впадины (рис. 1) [*Краснопевцева и др.*, 1967, 1970; *Егоркин, Матушкин*, 1969].

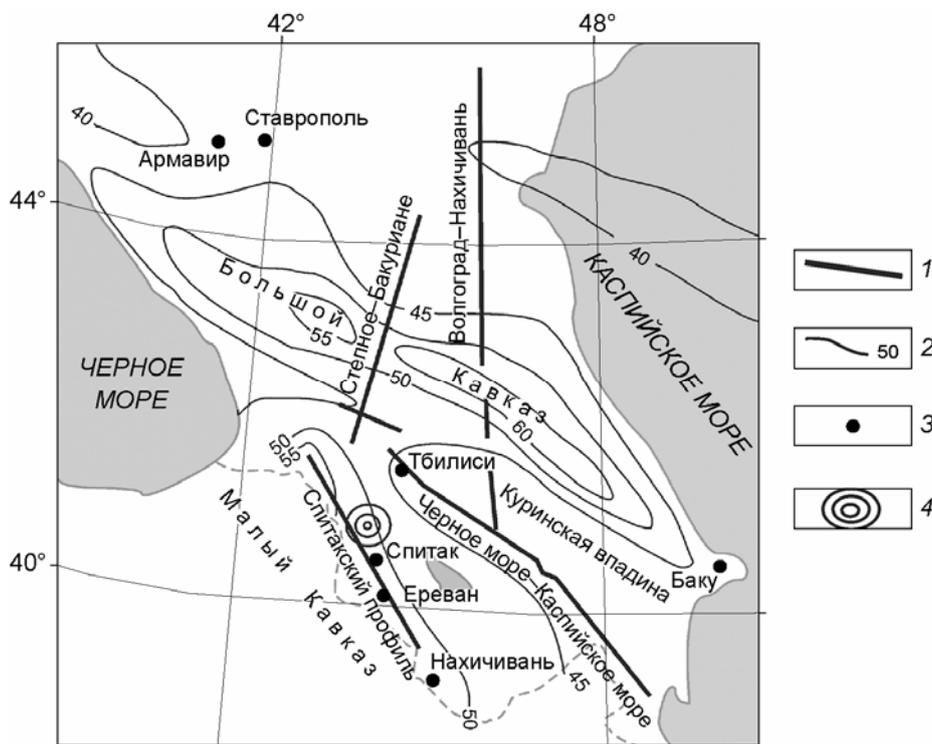


Рис. 1. Схема расположения профилей ГСЗ в районе Кавказа на карте глубин поверхности Мохоровичича (по [Резанов, Шевченко, 1978]), дополненной новыми данными по Южному Кавказу. 1 – профили ГСЗ; 2 – изолинии глубин до границы М; 3 – крупные города; 4 – эпицентр Спитакского землетрясения 07.12.1988 г. ($M=7$)

Fig. 1. The scheme of DSS profiles in the Caucasus region on the map of M boundary depths [Rez-anov, Shevchenko, 1978], supplemented by the new data on the South Caucasus. 1 – DSS profiles, 2 – isolines of the M boundary depth, 3 – large cities, 4 – the epicenter of the Spitak earthquake

На названных профилях было выполнено детальное профилирование с многоканальными станциями, но обработка полученных данных проводилась приближенными методами и, главным образом, на основе корреляционного метода преломленных волн (КМПВ). Позже с развитием компьютерных технологий эти данные неоднократно пересматривались, в интерпретацию включались отраженные и рефрагированные волны (см., например, [Баранова и др., 1980; Павленкова, 2012]), но все эти работы описывали строение только Большого Кавказа и межгорной Куринской впадины.

На Малом Кавказе лишь после разрушительного Спитакского землетрясения в 1988 г. на профиле Ахалцихе–Веди (для краткости будем называть его Спитакским, см. рис. 1) силами НПО “Нефтегеофизика” МинГео СССР были проведены исследования методом ГСЗ. Позже сейсмические работы на этом профиле были продолжены методом обменных волн от землетрясений (МОВЗ). Сейсмотектоническая интерпретация всех материалов, полученных на Спитакском профиле, проводилась во ВНИИГ геофизике, и в ней принимали участие многие ведущие специалисты, ранее обрабатывавшие сейсмические данные по другим кавказским профилям. Однако полученные результаты не были опубликованы сразу – только в 1991 г. им был посвящен специальный выпуск журнала “Физика Земли” (№ 11, 1991 г.) и спустя 10 лет после наблюдений появилась работа [Шукин и др., 1998]. В этих публикациях основное внимание уделялось работам МОВЗ вдоль Спитакского профиля, которые считались тогда более детальными и информативными, а материалы ГСЗ так и не были представлены.

Метод МОВЗ позволяет детально исследовать расслоенность земной коры и ее неоднородность, что было очень важным для изучения Спитакской сейсмоактивной зоны. Этот метод описывает структуру коры серией границ обмена P - и S -волн и пластовыми скоростями между ними. Зарегистрированные на Спитакском профиле волновые поля отличались большим числом обменных волн, и полученный по ним разрез характеризовал структуру земной коры как сложную, мозаичную среду, разбитую на отдельные слои и блоки (рис. 2).

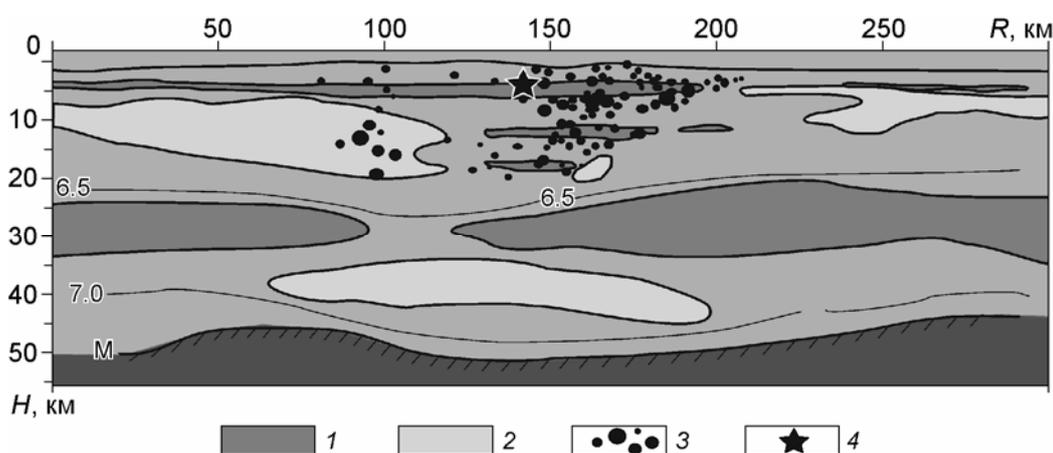


Рис. 2. Сейсмический разрез земной коры по Спитакскому профилю, построенный методом обменных волн от землетрясений (МОВЗ) (осредненный вариант разреза из [Арутюнян, 2013] с дополнениями и изменениями). 1, 2 – области повышенных (1) и пониженных (2) скоростей P -волн; 3 – очаги землетрясений разной магнитуды; 4 – очаг Спитакского землетрясения. На разрез вынесены изолинии V_p со значениями 6.5 и 7.0 км/с; М – граница Мохоровичича

Fig. 2. Seismic cross-section of the Earth crust along the Spitak profile, constructed by the method of converted waves from earthquakes (MCWE) (averaged version of the section from [Arutyunyan, 2013] with additions and changes). 1, 2 – areas of high (1) and low (2) P -wave velocities; 3 – earthquake sources of different magnitudes; 4 – Spitak earthquake focus. The contour lines of V_p with values of 6.5 and 7.0 km/s are shown; M is Mokhorovichich boundary

В области Спитакского землетрясения выделен блок (слой) с повышенной расслоенностью и высокими скоростями (6.8–7.0 км/с). В нижней, более однородной части коры также наблюдались слои с повышенными и пониженными скоростями. Но, поскольку определение пластовых скоростей по обменным волнам не отличается высокой точностью, эти слои лишь качественно характеризуют сложную неоднородность коры.

Спитакский профиль имеет большое значение не только для изучения природы мощных землетрясений, но и для изучения коры Кавказского региона в целом. Уже упоминаемая невысокая точность определения пластовых скоростей по данным МОВЗ не позволила достаточно обоснованно описать скоростной разрез коры Малого Кавказа, чтобы сопоставить его с Большим Кавказом и с другими регионами, в связи с чем интересен был возврат к материалам ГСЗ по этому профилю для детальной их обработки с использованием современных методов интерпретации. При этом необходимо было обработать материалы не только продольных, но и поперечных волн, которые ранее вообще не анализировались. Основная задача новой интерпретации заключалась в выделении на фоне наблюдаемой неоднородности коры её главных структурных особенностей и основных сейсмических границ, четко выраженных в полях P - и S -волн. Особый интерес представляли данные S -волн, редко выделяемые при работах ГСЗ. Ниже приводятся результаты выполненной обработки.

Методика и результаты обработки данных ГСЗ по Спитакскому профилю

На Спитакском профиле длиной 300 км было отработано четыре пункта взрыва. Записи, полученные на профиле, не сохранились, но сохранились детальные годографы основных продольных и поперечных волн, которые позволили выполнить представленную в данной статье интерпретацию данных ГСЗ.

Продольные волны. На годографах продольных волн (рис. 3, *вверху*) с удалением от источников четко прослеживается увеличение кажущихся скоростей волн в первых вступлениях от 2.5–4.5 км/с для волн, преломленных на границах в осадках (P_{oc}), до 5.8–6.8 км/с для волн P_g , преломленных в консолидированной коре.

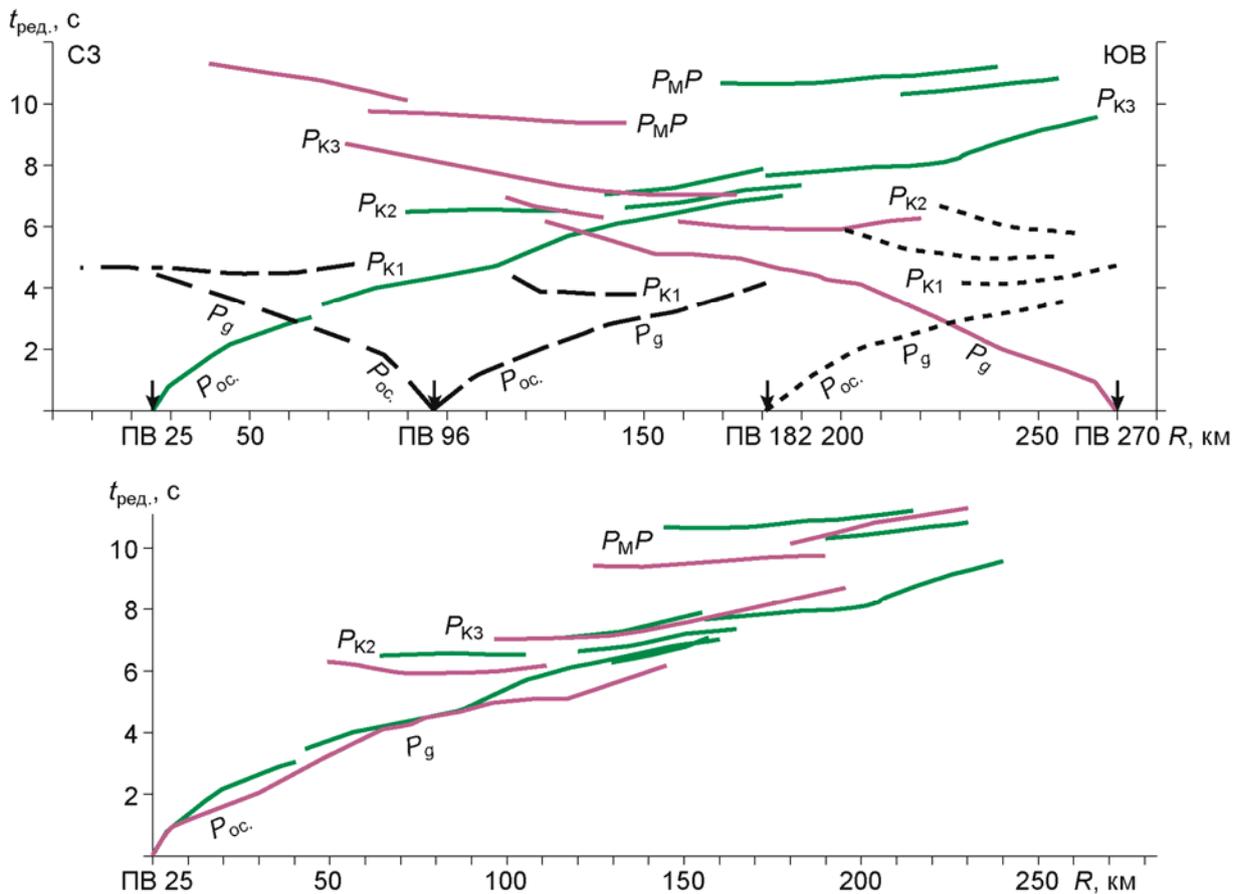


Рис. 3. Спитакский профиль. Наблюдаемые годографы продольных волн (*вверху*) и сопоставление (*внизу*) приведенных к одному источнику годографов из ПВ 25 (зеленые линии) и ПВ 270 (фиолетовые). Здесь и далее: P_{oc} – преломленные волны в осадках, P_g – в консолидированной коре; P_{K1} , P_{K2} , P_{K3} – волны, отраженные от границ в коре, P_{MP} – волна, отраженная от границы М; годографы P -волн построены в редуцированном масштабе времени с $V_{ред.} = 8.0$ км/с

Fig. 3. The Spitat profile. Observed hodographs of P-waves (on the top) and comparison of hodographs (on the bottom) reduced to the same source of hodographs from ПВ 25 (green lines) and ПВ 270 (purple lines). Here and further: P_{oc} – refracted waves in the sediments, P_g – the same in the consolidated crust; P_{K1} , P_{K2} , P_{K3} – waves reflected from boundaries in the crust; P_{MP} – wave reflected from the boundary M; hodographs of P-waves are constructed in reduced time scale with $V=8.0$ km/s

В последующих вступлениях выделяется серия отраженных волн с характерной гиперболической формой годографов. По времени регистрации эти волны разбиты на четыре основные группы: волны P_{K1} , P_{K2} , P_{K3} – отражения от границ в земной коре, волна P_{MP} – отражение от подошвы коры (границы М).

Наблюдаемые годографы первых волн из разных пунктов взрыва по форме и изменчивости кажущихся скоростей практически не различаются между собой до удалений от источника на 70–80 км. Но на больших удалениях отмечается существенное различие между встречными годографами ПВ 25 и ПВ 270, что хорошо видно при приведении их к одному пункту взрыва (см. рис. 3, *внизу*).

На годографе ПВ 25 кажущаяся скорость волны P_g в первых вступлениях с удалением от источника постепенно возрастает от 5.8 до 6.6 км/с на удалении 180 км. Затем наблюдается разрыв годографов, после чего в первые вступления выходит волна P_{K3} с типичной для отражений формой годографа; эта волна прослеживается до удалений от источника более 200 км, фактически до конца профиля.

Подобная картина наблюдается и на встречном годографе ПВ 270, но в этом случае на расстоянии 100 км от источника кажущиеся скорости первых волн увеличиваются гораздо существеннее, чем на годографе ПВ 25 (см. рис. 3, *внизу*). В результате, расхождение между временем регистрации первых вступлений на этих встречных годографах на удалении 100–150 км составляет более 1 с.

В последующих вступлениях из ПВ 270 также регистрируются две отраженные волны – P_{K2} и P_{K3} ; при этом волны P_{K2} обрываются вместе с первыми вступлениями на удалении 150 км. Волны P_{K3} прослеживаются далее с большим временным смещением, и, что особенно важно, их годографы практически параллельны годографам волн P_{K2} . Такая волновая картина характерна для зоны инверсии скоростей, т.е. в коре между границами К2 и К3 непосредственно по годографам можно предположить наличие слоя с пониженной скоростью.

Сопоставление годографов отраженных волн P_{MP} из ПВ 25 и ПВ 270 дает основание говорить о резких изменениях структуры границы М на некоторых участках профиля. По годографам из ПВ 25 можно предположить наличие или двух границ, или двух участков одной границы, залегающих на разной глубине. Годографы P_{MP} из встречного ПВ 270 также “разбиваются” на две ветви с разными кажущимися скоростями (см. рис. 3, *вверху*).

Скоростной разрез вдоль профиля был построен по описанным наблюдаемым годографам методом лучевого моделирования (методом подбора). Этот метод заключается в многократном расчете годографов для некоторой начальной скоростной модели, сопоставлении результатов расчета с наблюдаемыми годографами и в изменении модели до тех пор, пока расчетные времена с некоторой заданной погрешностью (≈ 0.1 с) не совпадут с наблюдаемыми. При моделировании по Спитакскому профилю использовалась программа из [Cervený, Psencik, 1983], позволяющая рассчитывать любые по сложности скоростные модели без их осреднения. В процессе моделирования обсчитывались различные варианты моделей с одновременным определением природы регистрируемых волн, что делало построения более детальными и достоверными. Результаты лучевого моделирования для ПВ 25 и ПВ 270 приведены на рис. 4; скоростной разрез, построенный по четырем пунктам взрыва для всего Спитакского профиля, – на рис. 5.

Результаты лучевого моделирования показали, что отмеченное выше резкое увеличение кажущейся скорости первых волн на годографе из ПВ 270 при удалении от источника на 100 км (см. рис. 3, *внизу*) объясняется наличием в верхней части коры блока (слоя) с аномально высокими скоростями P -волн (6.50–6.75 км/с). Этот блок располагается ближе к ПВ 270 и создает наблюдаемое расхождение времени регистрации первых волн на встречных годографах ПВ 25 и ПВ 270.

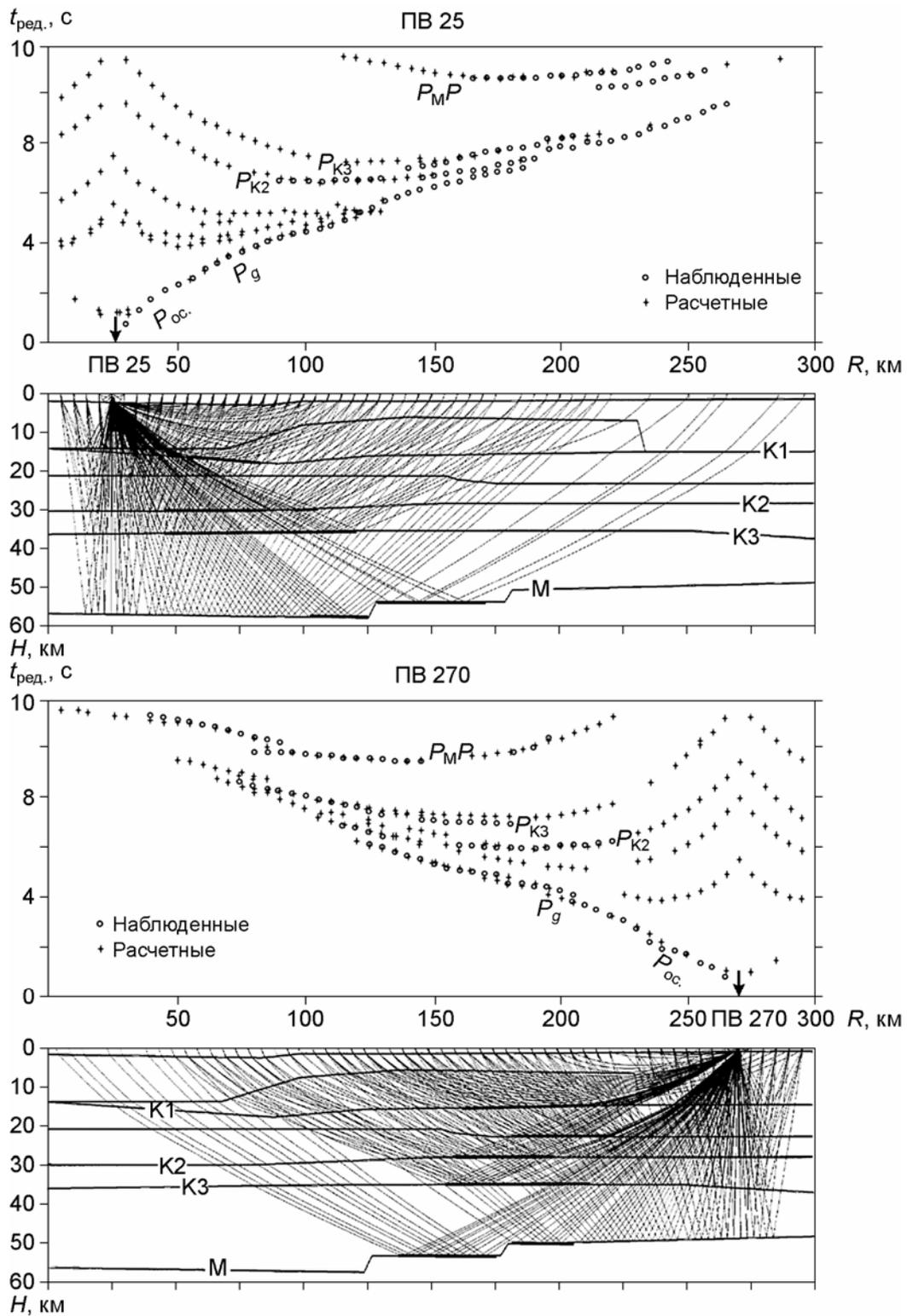


Рис. 4. Результаты лучевого моделирования по P -волнам для ПВ 25 (вверху) и ПВ 270 (внизу). Вверху кружки – наблюдаемые годографы, крестики – рассчитанные для скоростной модели

Fig. 4. Results of ray-tracing modeling for P -waves for ПВ 25 (on the top) and ПВ 270 (on the bottom). The circles show observed hodographs, the crosses show hodographs calculated for the velocity model

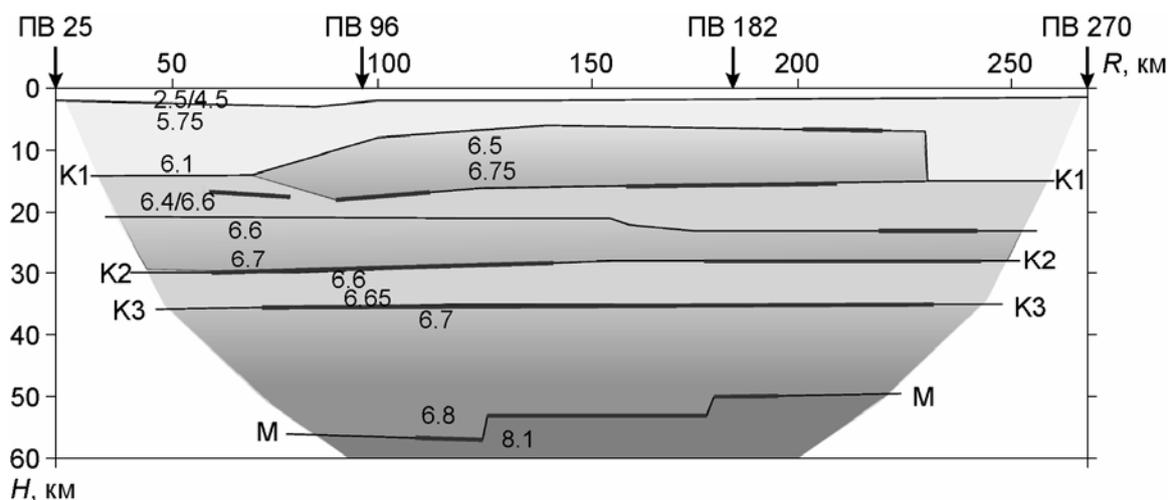


Рис. 5. Скоростной разрез вдоль Спитакского профиля по данным P -волн. Утолщенные отрезки – участки границ, от которых зарегистрированы интенсивные отражения. Цифры на разрезе – значения V_p , км/с

Fig. 5. The P -wave velocity sections along the Spitak profile. Thick lines show the strong reflected seismic boundaries. The numerals indicates the P -wave velocities V_p , km/s

В средней части коры по отраженным волнам выделены слои с повышенной (6.6–6.7 км/с) и пониженной (6.6–6.65 км/с) скоростями. Толщина низкоскоростного слоя невелика (~6–7 км), но сверху и снизу он ограничен четкими отражающими границами К2 и К3 (см. рис. 5). Такая картина необычна, поскольку интенсивные отраженные волны в подавляющем большинстве случаев образуются только от подошвы зоны инверсии скоростей. Очевидно, слой, выделенный в коре Малого Кавказа, имеет сложное строение с наличием дополнительных отражающих границ в его кровле.

Сложным строением на Спитакском профиле отличается и граница М, глубина залегания которой составляет 56 км в северо-западной части профиля и 50 км в юго-восточной (см. рис. 5). Наблюдаемый перепад глубин сопровождается двумя скачкообразными нарушениями в центральной части профиля. Такими изменениями глубины до М могут быть объяснены разрывы годографов $P_M P$ -волн, отмечаемые на годографе из ПВ 25 вблизи ПК 210 и на годографе из ПВ 270 вблизи ПК 90 (см. рис. 3).

Поперечные волны. При работах ГСЗ поперечные волны редко используются для построения скоростных разрезов. Это связано с трудностью выделения S -волн в последующих вступлениях на фоне большого числа волн другой природы – кратных, обменных, поверхностных и др. Но их данные имеют важное значение для изучения петрофизической структуры коры, так как скорость V_S более чувствительна к изменению вещественного состава, чем скорость V_P .

На Спитакском профиле на записях из нескольких пунктов взрыва удалось выделить S -волны (рис. 6, *вверху*). Однако можно видеть, что их наблюдаемые годографы существенно короче годографов продольных волн. Это объясняется трудностью корреляции S -волн в последующих вступлениях, особенно на больших удалениях от источника. В результате, по поперечным волнам удалось построить скоростной разрез только до глубины 40 км в северо-западной части профиля и 15 км – в юго-восточной (рис. 6, *внизу*).

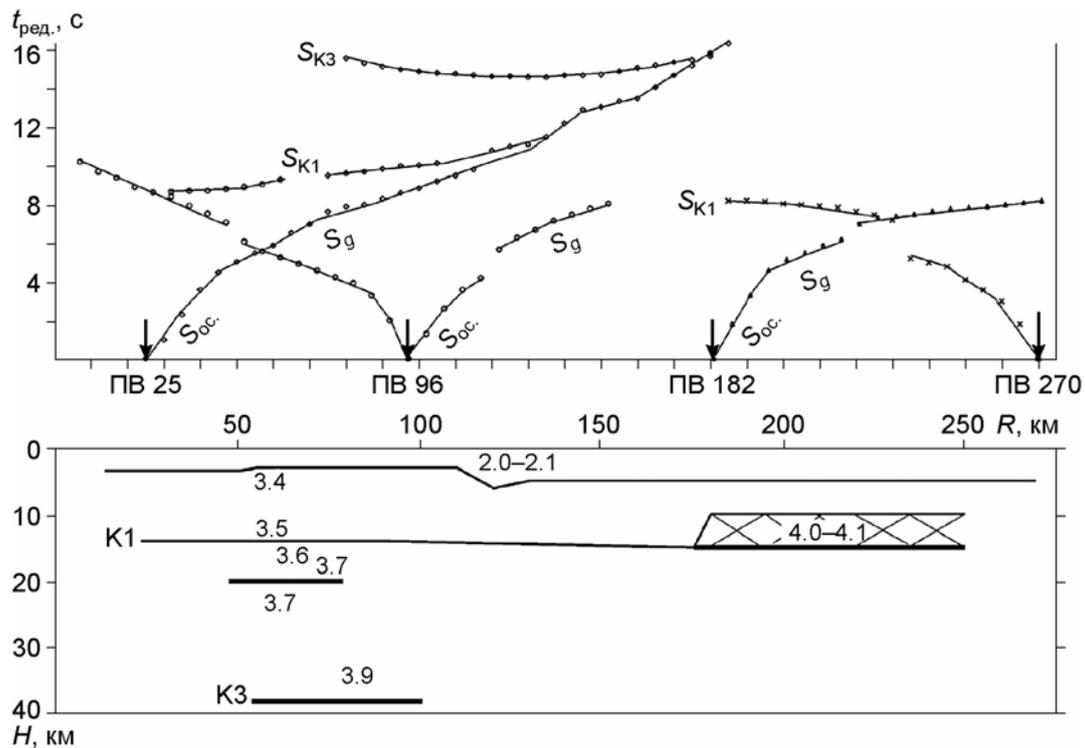


Рис. 6. Спитакский профиль. Наблюдаемые годографы поперечных волн (вверху) и построенный по ним скоростной разрез (внизу). Здесь и далее годографы S -волн редуцированы с $V_{ред.}=4.6$ км/с. Штриховкой выделена область повышенных скоростей. Условные обозначения аналогичны использованным на рис. 3, 5

Fig. 6. The Spitak profile. Observed hodographs of S -waves (on the top) and the S -wave velocity section (on the bottom). Here and further S -wave hodographs are reduced with $V=4.6$ km/s. Higher-velocity area is hatched. See fig. 3 and 5 for legend

Наблюдаемые годографы S -волн из разных пунктов взрыва заметно различаются между собой по характеру изменения кажущихся скоростей при удалении от источника, что существенно отличает их от годографов P -волн. В северо-западной части профиля (ПВ 25 и ПВ 96) кажущиеся скорости постепенно увеличиваются от 2.0 км/с вблизи пункта взрыва до 3.7 км/с на удалении 50 км.

В юго-восточной части профиля встречные годографы волн S_g из ПВ 182 и ПВ 270 представлены по существу двумя ветвями с резким изломом, соответствующим изменению скорости от 3.5 до 4.1 км/с. Надо отметить, что $V_s=4.1$ км/с – аномально высокая скорость поперечных волн, редко наблюдаемая при исследованиях верхней части земной коры. В северо-западной части профиля такие скорости не отмечаются даже на удалениях 100–150 км, но в последующих вступлениях наблюдаются отраженные волны от границ К1 и К3 в земной коре.

Построенный по поперечным волнам скоростной разрез (см. рис. 6, внизу) существенно отличается от разреза по P -волнам. Прежде всего, это четко проявляется в разной структуре коры северо-западной и юго-восточной частей профиля. В северо-западной части скорость постепенно увеличивается с глубиной; на глубине около 20 и 37 км прослеживаются отражающие границы, более глубокая из которых совпадает с границей К3 в скоростном разрезе, построенном по P -волнам (см. рис. 5).

Результаты лучевого моделирования по S -волнам для ПВ 25 и ПВ 182 представлены на рис. 7.

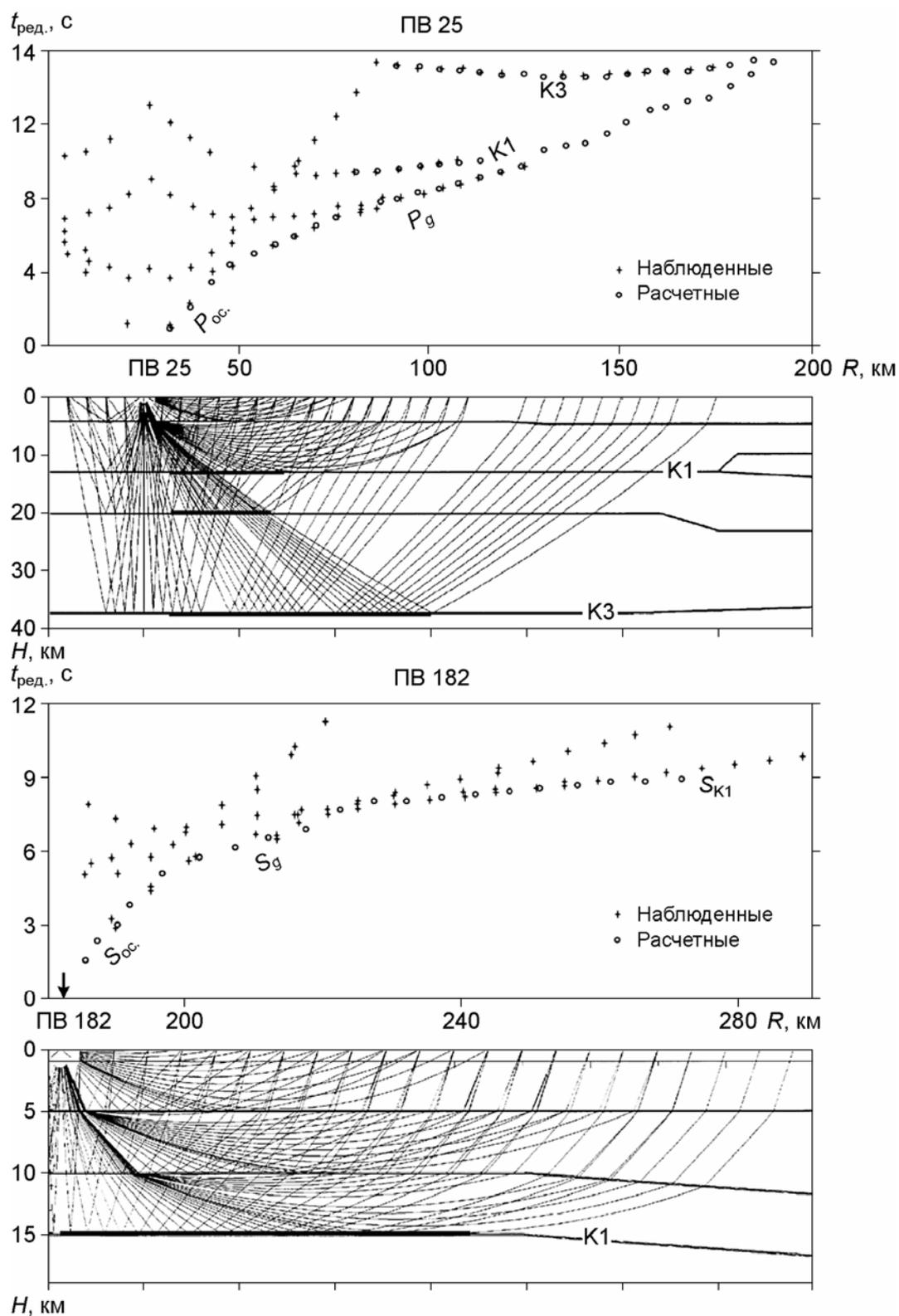


Рис. 7. Результаты лучевого моделирования по S -волнам для ПВ 25 (вверху) и ПВ 182 (внизу). Условные обозначения аналогичны использованным на рис. 4

Fig. 7. Results of ray-tracing modeling for S -waves for ПВ 25 (on the top) and ПВ 182 (on the bottom). See fig. 4 for legend

В юго-восточной части профиля на глубине 10–15 км выделяется слой с аномально высокими значениями V_S , в какой-то мере соответствующий слою с повышенными значениями V_P (см. рис. 5). Но эти слои имеют несколько разную мощность и протяженность. Так, по данным S -волн слой с повышенными скоростями протягивается по профилю от ПК 180 до ПК 260 (~80 км), а по P -волнам – от ПК 100 до ПК 230 (~130 км). Мощность высокоскоростного блока, выделенного по S -волнам, меньше мощности слоя, выделенного по P -волнам. Однако слой, выделенный по S -волнам, в значениях скоростей выражен более контрастно – отношение V_P/V_S в нем не превышает 1.6. На остальной части профиля наблюдается обычное для земной коры соотношение скоростей продольных и поперечных волн – около 1.73.

Заключение. Главные особенности структуры земной коры Малого Кавказа по Спитакскому профилю

Таким образом, по неопубликованным ранее данным ГСЗ вдоль Спитакского профиля были построены два разреза – один по продольным волнам (см. рис. 5), второй – по поперечным (см. рис. 6). На рис. 8 эти разрезы объединены в сводный скоростной разрез ГСЗ, на котором приведены также данные по гипоцентрии землетрясений в районе Спитакского землетрясения.

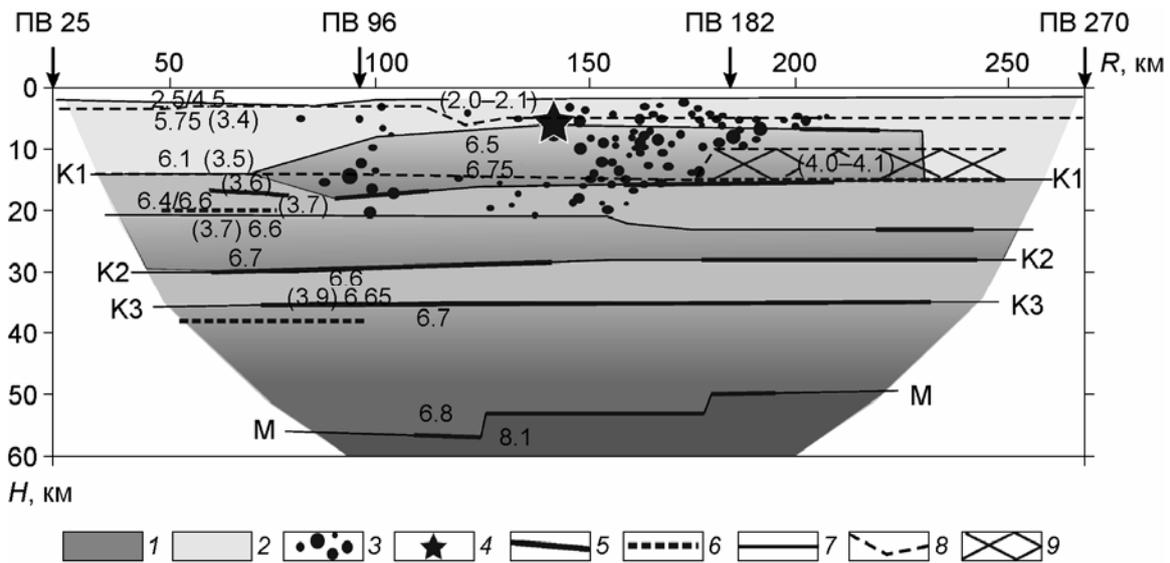


Рис. 8. Сводный сейсмический разрез земной коры по Спитакскому профилю, построенный на основе скоростного моделирования по P - и S -волнам

1 – зона повышенных скоростей P -волн; 2 – зоны пониженных скоростей S -волн; 3 – очаги землетрясений (по [Арутюнян, 2013]); 4 – очаг Спитакского землетрясения; 5, 6 – отражающие площадки P -волн (5) и S -волн (6); 7, 8 – изолинии скоростей P -волн (7) и S -волн (8); 9 – высокоскоростной блок, выделенный по S -волнам. Цифры на разрезе в скобках – V_S , км/с; без скобок – V_P , км/с. Остальные обозначения аналогичны использованным на рис. 3, 5, 6

Fig. 8. Composite seismic section of the earth's crust along the Spitak profile, built on the basis of velocity modeling using P - and S -waves. 1 – P -wave higher-velocity area; 2 – S -wave lower-velocity areas; 3 – earthquakes source [Arutyunyan, 2013]; 4 – the Spitak earthquake source; 5 and 6 – reflected boundaries for P - and S -waves, respectively; 7 and 8 – contour plot of P - and S -wave velocities, respectively; 9 – S -wave higher-velocity block. The numerals indicate the P -wave (V_P , km/s, without brackets) and S -wave (V_S , km/s, in brackets) velocities. Also, see fig. 3, 5, 6 for legend

Главные особенности строения земной коры вдоль Спитакского профиля отмечаются по продольным волнам, так как они зарегистрированы из всех пунктов взрыва и на больших удалениях от источника. Эти два обстоятельства позволили достаточно надежно определить по ним структуру границы М и ряда промежуточных границ в земной коре.

При сопоставлении разреза, построенного по Спитакскому профилю в данном исследовании, с разрезом, полученным ранее по данным МОВЗ (см. рис. 2), можно видеть не только их некоторое сходство, но и значительные расхождения. Разрез МОВЗ основан на построении множества коротких площадок обмена P - и S -волн с объединением их в слои с разными пластовыми скоростями. Точность определения скоростей при этом невысока, в связи с чем определения мощности отдельных слоев и их формы по данным МОВЗ являются приближенными. Однако главные особенности скоростного разреза, выявленные по P -волнам, – наличие в центральной части профиля слоя (блока) с повышенными скоростями в верхах коры и слоя с пониженными скоростями на глубине более 30 км, – были установлены на Спитакском профиле и по обменным волнам (см. рис. 2, 5). Наблюдается некоторое сходство и в структуре границы М, которая в обоих случаях в центральной части профиля погружается в северо-западном направлении. Подъем границы М в интервале профиля ПК 0–100 км, наблюдаемый на разрезе МОВЗ, невозможно проверить по данным ГСЗ, так как на этой части профиля рассматриваемая граница не была прослежена.

Основные расхождения между разрезами ГСЗ и МОВЗ касаются структуры зоны пониженных скоростей в низах коры. По данным МОВЗ, это локальная и достаточно мощная зона на глубине 35–43 км, по данным ГСЗ – протяженный слой стабильной мощности (5–7 км), ограниченный сверху и снизу четкими отражающими границами. Эти различия можно объяснить тем, что на такой большой глубине точность структурных построений по обменным волнам мала.

Сводный разрез ГСЗ (см. рис. 8) позволяет более полно описать и структурные особенности земной коры в районе Спитакского землетрясения. По данным МОВЗ, в этом районе выделялась обширная зона глубинного нарушения, имеющая вид сложно построенной расслоенной области в верхней коре, в которой преобладают слои повышенных сейсмических скоростей (см. рис. 2); эта область простиралась до глубины 30 км (Ширакская зона).

На разрезе ГСЗ в районе Спитакского землетрясения в верхней коре также выделяется зона повышенных сейсмических скоростей, однако мощность ее существенно меньше – зона достигает глубины ~15 км. Важные дополнительные сведения о строении зоны получены по поперечным волнам – ее юго-восточная часть характеризуется аномально высокими значениями V_S . Резкое изменение отношения V_P/V_S в этой части блока позволяет предположить, что по составу слагающего его вещества он существенно отличается от вмещающих пород. В плане нарушение хорошо выделяется по геологическим данным и по распределению гипоцентров глубоких землетрясений. По данным, приводимым в [Рогожин, Филипп, 1991], Спитакский профиль расположен в зоне Севано-Амассийской зоны разломов, хорошо выраженной на тектонических картах. По сейсмологическим данным [Phillip et al., 1989], профиль вытянут вдоль эпицентральной зоны самых крупных землетрясений Кавказа, протягивающейся от Восточно-Анатолийского разлома до сдвигового разлома Алазани–Махачкала.

Важное предположение было сделано в работе [Дуда и др., 1991], авторы которой подчеркивают, что Спитакский профиль пересекает ориентированную вкрест простирания Малого и Большого Кавказа зону концентрации эпицентров землетрясений, в которой находится и эпицентр Спитакского землетрясения (рис. 9).

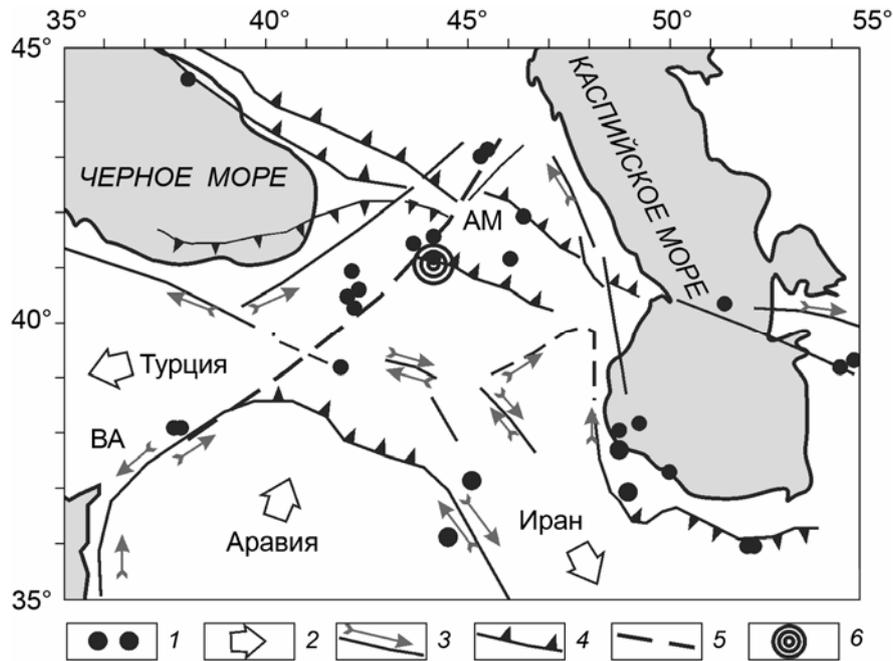


Рис. 9. Площадное распределение эпицентров крупных землетрясений Кавказа, произошедших в 1978–1988 гг. с магнитудой более 5.1, и основные особенности тектонических структур по [Дуда и др., 1991]. 1 – эпицентры землетрясений; 2 – направление тектонического движения относительно Евразии; 3 – сдвиговые разломы; 4 – главные надвиги; 5 – линия эпицентров; 6 – зона Спитакского землетрясения. ВА – Восточно-Анатолийский разлом, АМ – разлом Алазани–Махачкала

Fig. 9. Areal distribution of epicenters of large earthquakes in the Caucasus, which occurred in 1978–1988 with a magnitude of more than 5.1, and the main features of tectonic structures according [Duda et al., 1991]. 1 – earthquake epicenters, 2 – direction of tectonic movement relative to Eurasia, 3 – shift faults, 4 – the main thrusts, 5 – line of epicenters, 6 – the Spitak earthquake. ВА – East Anatolian fault, АМ – Alazani–Makhachkala fault

Таким образом, Спитакское землетрясение произошло на пересечении двух крупных зон нарушений, одно из которых вытянуто вдоль Спитакского профиля и окраины Малого Кавказа, другое пересекает его практически вкрест простирания. О наличии описанного нарушения и его большой глубине свидетельствуют данные ГСЗ по Спитакскому профилю – нарушение четко выделяется по разрывам границы М, сопровождающимися значительными изменениями мощности коры (см. рис. 8).

Данные ГСЗ по Спитакскому профилю имеют большое значение не только для изучения Спитакского землетрясения. Выше уже отмечалось, что этот профиль является единственным профилем ГСЗ, выполненным в пределах Малого Кавказа, и наконец-то дает возможность описать строение земной коры всего Кавказского региона. В целом, кора Малого Кавказа близка к коре Большого Кавказа, но при этом существуют и значительные отличия. Эти горные сооружения не различаются по мощности коры (>50–55 км), хотя можно было бы предположить, что менее высокие горы Малого Кавказа будут иметь меньшие по амплитуде “корни” по границе М.

Скоростная модель коры Малого Кавказа существенно отличается от модели коры Большого Кавказа, характеризуясь более высокими скоростями в своей верхней части – V_p в коре Малого Кавказа составляют 6.6 км/с и 6.0–6.4 км/с в коре Большого. Такие значения скорости P -волн наблюдаются уже на глубине 5 км в пределах отдельного слоя.

Как отмечалось выше, в юго-восточной части этого слоя резко меняется соотношение скоростей P - и S -волн, т.е. меняется состав слагающего его вещества. Сейчас этот слой связывают с корневой зоной офиолитового комплекса пород, проникших в верхние слои коры в виде приразломных интрузий [Дорбат и др., 2004].

Низы коры Малого Кавказа, напротив, отличаются пониженными скоростями – слой с $V_P=7.0–7.1$ км/с, типичный для коры Большого Кавказа и соседних Скифской и Восточно-Европейской платформ, в них отсутствует. Низкоскоростная, как у Малого Кавказа, кора наблюдается чаще всего в пределах молодых плит и орогенов Западной Европы [Белюсов, Павленкова, 1989]; возможно, она типична и для Аравийской плиты, ограничивающей Малый Кавказ с юга.

Наблюдаемые различия в структуре коры Малого и Большого Кавказа хорошо согласуются с практически общепринятым предположением, что Кавказский регион представляет собой зону коллизии (шовную зону) двух разновозрастных плит. Этим, очевидно, можно объяснить и наличие в верхней коре Малого Кавказа высокоскоростных блоков, образовавшихся в результате внедрения в неё глубинного материала разного состава. В этом плане кора Малого Кавказа близка к коре Куринской впадины, также пронизанной высокоскоростными внедрениями [Баранова и др., 1980]. Но для Куринской впадины такое строение не считается необычным, оно характерно для многих глубоких впадин и объясняется растяжением и разрывом коры во время их формирования, сопровождавшегося насыщением коры мантийными интрузиями. Однако обычно в орогенных областях интрузии локальны и не имеют форму пластов. Это означает, что формирование системы горных сооружений Малого Кавказа и прилегающей Куринской впадины проходило в сходных геодинамических условиях, когда большую роль играло не только сжатие, но и растяжение земной коры.

Еще одна отличительная особенность коры Малого Кавказа – наличие на глубине 30–35 км слоя с пониженной скоростью, ограниченного с двух сторон четкими отражающими границами. Слои с пониженной скоростью в средней коре наблюдаются во многих регионах и связываются обычно с зонами повышенной трещиноватости и насыщенности флюидами [Павленкова, 1996]. Такие слои выделяются по преломленным волнам, затухающим на определенном удалении от источника с формированием в первых вступлениях “зоны тени”. Четко выраженные отражающие границы в кровле и подошве слоя пониженных скоростей в коре Малого Кавказа являются необычной особенностью этого слоя. Это дает основание предполагать, что при формировании орогена Малого Кавказа большую роль играли горизонтальные подвижки (возможно, даже надвиги) верхней коры относительно нижней вдоль ослабленных трещиноватых зон, в результате чего образовывались расслоенные анизотропные пачки, создающие интенсивные отраженные волны.

Таким образом, обработка старых материалов ГСЗ по Спитакскому профилю позволила получить новую важную информацию не только о природе разрушительного Спитакского землетрясения, но и о структуре земной коры и геодинамике Кавказского региона.

Представленные исследования проведены в соответствии с планами научно-исследовательской работы Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.

Литература

Арутюнян А.В. Геофлюиды, нефть, вода, кимберлиты и алмаз: генезис, миграция и аккумуляция в земной коре (на примере Малого Кавказа) // Электронный журнал “Глубинная нефть”. 2013. Т. 1, № 3. С.316–327.

- Баранова Е.П., Краснопецева Г.В., Павленкова Н.И., Раджабов М.М. Альпийская геосинклиналь Кавказа // Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР / Отв. ред. С.М. Зверев, И.П. Косминская. М.: Наука, 1980. С.110–116.
- Белоусов В.В., Павленкова Н.И. Типы земной коры Европы и Северной Атлантики // Геотектоника. 1989. № 3. С.3–14.
- Дорбат К., Арефьев С.С., Рогожин Е.А. Глубинная структура очаговой зоны Спитакского землетрясения по сейсмотомографическим данным // Физика Земли. 2004. № 8. С.41–55.
- Дуда С., Фастофф С., Кайзер Д. Спитакское землетрясение 7 декабря 1988 г: параметры очага по широкополосным записям Центральной сейсмологической обсерватории ФРГ // Физика Земли. 1991. № 11. С.27–38.
- Егоркин А.В., Матушкин Б.А. Строение земной коры на Кавказе и в западной части Средней Азии по данным геофизических исследований // Изв. АН СССР. Сер. Геология. 1969. № 5. С.5–16.
- Краснопецева Г.В., Матушкин Б.А., Попов Е.А. Геофизические исследования на региональном профиле Волгоград–Нахичивань // Изв. АН СССР. Сер. Геология. 1967. № 12. С.43–51.
- Краснопецева Г.В., Матушкин Б.А., Шевченко В.И. Новая интерпретация данных ГСЗ по профилю Степное–Бакуриани на Кавказе // Советская геология. 1970. № 8. С.113–120.
- Павленкова Г.А. Строение земной коры Кавказа по профилям ГСЗ Степное–Бакуриани и Волгоград–Нахичивань (результаты переинтерпретации первичных данных) // Физика Земли. 2012. № 5. С.16–25.
- Павленкова Н.И. Роль флюидов в формировании сейсмической расслоенности земной коры // Физика Земли. 1996. № 4. С.51–61.
- Резанов И.А., Шевченко В.И. Строение и эволюция земной коры геосинклиналей. М.: Недра, 1978. 183 с.
- Рогожин Е.А., Филипп Э. Геолого-тектоническое изучение очаговой зоны Спитакского землетрясения // Физика Земли. 1991. № 11. С.3–17.
- Щукин Ю.К., Астахов А.К., Белов А.А., Кадури И.Н., Ивановская Л.В. Геолого-геофизические условия в очаговой зоне Спитакского землетрясения (к 10-летию трагедии) // Геофизика. 1998. № 5. С.54–66.
- Cerveny V., Psencik I. SEIS83-numerical modelling of seismic wave fields in 2-D laterally varying layered structure by the ray method // Documentation of Earthquake Algorithms, World Data Cent. A, for Solid Earth Geophys. / Ed. E.R. Engdahl. 1983. Boulder, Rep. SE-35. P.36–40.
- Phillip H., Cisternas A., Gvishiany A., Gorshkov A. The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision // Tectonophysics. 1989. V. 161. P.1–21.

Сведения об авторах

ПАВЛЕНКОВА Галина Александровна – кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123242, Москва, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел.: +7(499) 254-23-27. E-mail: gpavlenkova@ya.ru

THE EARTH CRUST STRUCTURE OF THE LESSER CAUCASUS FROM DEEP SEISMIC SOUNDING DATA

G.A. Pavlenkova

Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. The paper presents the results of detailed processing of deep seismic sounding (DSS) materials performed in the 80s in the Lesser Caucasus in the area of the devastating Spitak earthquake. These materials were not published at that time, as the work along this profile was continued by the method of the exchange waves from earthquakes (MEWE), which seemed more detailed at that time. This profile is the only DSS profile in the Lesser Caucasus, and it was important to process the remaining experimental materials using modern methods of

wave field interpretation and compare them with DSS data for the Great Caucasus. Processing was carried out on the observed travel-times curves of the longitudinal (P) and transverse (S) waves on the basis of the ray modeling method. It turned out that the crust of the Lesser Caucasus has the same high thickness (50–55 km) as the Great Caucasus, but is characterized by higher heterogeneity. In the upper part of the crust at a depth of 5–15 km, an extended block with an increased P-wave velocity (more than 6.6 km/s) and abnormally high S-wave velocity (4.0–4.1 km/s) is observed, in the lower crust velocities, on the contrary, are lowered (6.7–6.8 km/s relative to 6.7–7.2 km/s in the crust of the Great Caucasus). A distinctive feature of the Lesser Caucasus crust is also the presence at a depth of 30–35 km a low velocity layer, limited on both sides by clear reflective boundaries. All these data indicate a different type of crust of the Great and Lesser Caucasus and the different nature of the tectonic processes that formed them. The crust of the Lesser Caucasus is closer to the crust of young plates, the Great Caucasus crust – to the crust of the cratons. This confirms the assumption that this region is a zone of collision of two different age plates. As a result, in the Lesser Caucasus the processes of intrusion of deep material of different composition into the upper part of the crust were widely developed. The distinct reflective boundaries at the both sides of the low velocity layer in the middle crust suggests an important role of the horizontal motions (perhaps even thrusts) of the upper crust relative to the lower one at the formation of the Lesser Caucasus. From the nature of the velocity inhomogeneity of the crust and the sharp change of the M boundary depth in the center of the profile, a deep destruction zone was identified, to which the devastating Spitak earthquake was timed.

Keywords: Earth crust, seismic velocity, longitudinal and transverse waves, Lesser Caucasus.

References

- Arutyunyan A.V. Geofluids, oil, water, kimberlites and diamonds: genesis, migration and accumulation in the Earth crust (on the Lesser Caucasus as an example), *Electronic Journal "Deep oil"*, 2013, vol. 1, no. 3, pp. 316-327.
- Baranova E.P., Krasnopevtseva G.V., Pavlenkova N.I., Radjabov M.M. Alpine geosyncline of the Caucasus, *Seismic models of the lithosphere of the main geostructures in the USSR region*, eds. S.M. Zverev, I.P. Kosminskaja. Moscow: Nauka, 1980, pp. 110-116.
- Belousov V.V., Pavlenkova N.I. Types of the Earth crust of Europe and North Atlantic, *Geotectonics*, 1989, no. 3, pp. 3-14.
- Cerveny V., Psencik I. SEIS83-numerical modelling of seismic wave fields in 2-D laterally varying layered structure by the ray method. In: *Documentation of Earthquake Algorithms, World Data Cent. A, for Solid Earth Geophys.*, ed. E.R. Engdahl, 1983, Boulder, Rep. SE-35. pp. 36-40.
- Dorbath K., Arefiev S.S., Rogozhin E.A. Seismic tomography constraints of the deep structure of the Spitak earthquake focal zone. *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*, 2004, no. 8, pp. 41-55.
- Duda S., Fastoff S., Kayzer D. Spitak earthquake, 7th of December 1988 source parameters as determined from the wideband records of the Central Seismological Observatory, FRG, *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*, 1991, no. 11, pp. 27-38.
- Egorkin A.V., Matushkin B.A. The structure of the Earth's crust in the Caucasus and Western Central Asia according to geophysical studies. *Izv. AS USSR. ser. Geology*, 1969, no. 5, pp. 5-16.
- Krasnopevtseva G.V., Matushkin B.A., Popov E.A. Geophysical research on the regional profile Volgograd-Nakhichevan, *Izv. AS USSR. ser. Geology*, 1967, no. 12, pp. 43-51.
- Krasnopevtseva G.V., Matushkin B.A., Shevchenko V.I. A new interpretation of the DSS data on the profile of Stepnoe–Bakuriani, in the Caucasus, *Soviet geology*, 1970, no. 8, pp. 113-120.
- Pavlenkova G.A. Crustal structure of the Caucasus from the Stepnoe–Bakuriani and Volgograd–Nakhichevan DSS profiles (reinterpretation of the primary data), *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*, 2012, vol. 48, no. 5, pp. 16-25.
- Pavlenkova N.I. The role of fluids in the formation of seismic stratification of the earth's crust, *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*, 1996, no. 4, pp. 51-61.
- Phillip H., Cisternas A., Gvishiany A., Gorshkov A. The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision, *Tectonophysics*, 1989, vol. 161, pp. 1-21.
- Rezanov I.A., Shevchenko V.I. The structure and evolution of the earth's crust of geosynclines. M.: Nedra, 1978. 183 p.
- Rogozhin T.F., Filip T. Geological-tectonical study of the Spitak focal zone, *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*, 1991, no. 11, pp. 3-17.
- Shchukin U.K., Astachov A.K., Belov A.A., Kadurin I.N., Ivanovskaya L.V. Geological and geophysical conditions in the focal zone of the Spitak earthquake (the 10th anniversary of the tragedy), *Geophysics*, 1998, no. 5, pp. 54-66.