

М. С. БАДАЛЯН, А.А. КИРАКОСЯН, И. Б. ОСИПОВА

ГРАНИЦЫ РАЗДЕЛА В ЗЕМНОЙ КОРЕ АРМЕНИИ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В статье сопоставлены результаты исследований, проведенных разными организациями с сейсмическими станциями «Земля» и «Черепаша» на территории Армянской ССР.

На основе их статистического анализа оценена «точность методики» при определении глубин границ раздела земной коры.

Построены схемы поверхностей кристаллического фундамента, границ Конрада и Мохоровичича, а также мощностей «гранитного» и «базальтового» слоев.

При построении гравитационной, магнитной, геотермической и других геофизических моделей земной коры помимо соответствующих геофизических данных в качестве исходного материала неизбежно используются также более или менее приближенные модели строения земной коры, которые пока что могут быть получены только по сейсмологическим данным. Построенные на такой основе геофизические модели дают возможность не только изучить состав и физические свойства отдельных слоев земной коры, но и уточнить ее структуру. Примером аналогичных исследований на территории Армении являются работы [1, 10, 12], в которых на основе сейсмометрических разрезов предлагаются наиболее вероятные варианты интерпретации геофизических полей по отдельным профилям.

В настоящее время, в связи с получением новых детальных геофизических данных и соответствующих вычислительных методов, появилась возможность построения трехмерных геофизических моделей, представляющих большой научно-практический интерес. Однако для этой цели необходимо иметь исходную трехмерную, хотя бы приближенную, модель строения земной коры.

В настоящей статье мы попытались собрать воедино все имеющиеся сейсмометрические данные и на этой основе составить схемы границ раздела в земной коре для дальнейшего их использования при построении геофизических моделей. Ниже приводится краткое описание использованных материалов.

Первые данные о глубинном строении земной коры на территории Армении были получены телесеismicким методом [4]. Согласно этим данным (6—7 определений на Малом Кавказе) мощность «гранитного» слоя в среднем составляет 37 ± 2 км, «базальтового» слоя— 15 ± 2 км, а земной коры в целом—около 54 км.

На основе изучения дисперсии фазовых скоростей поверхностных волн в работах [2, 3] для территории Армянской ССР и сопредельных районов приводятся следующие средние данные: мощность осадочного слоя—6 км, мощность «гранитного» слоя—13 км, мощность переходной зоны между «гранитным» и «базальтовым» слоями—8 км, мощность «базальтового» слоя—20 км, общая мощность земной коры в среднем—47 км.

В работе [11] приводится разрез земной коры по профилю Дебальда-Горис, построенный по приближенному способу разностного годографа. Согласно этим данным поверхность Мохоровичича на территории Армении погружается с северо-запада на юго-восток от глубины 50 км (район Ахалкалаки) до глубин 55—58 км (район Гориса).

Методом ГСЗ вблизи северо-восточных границ Армянской ССР

(на территории Азербайджана) были получены следующие данные [8, 9]: мощность осадочного слоя 6 км, «гранитного» слоя—около 14 км, «базальтового» слоя—20—25 км, глубина залегания поверхности М 40—45 км.

Все вышеотмеченные данные являются или непредставительными для данной территории, или слишком осредненными и имеют лишь рекогносцировочное значение для построения моделей строения земной коры.

Первые детальные планомерные исследования глубинного строения земной коры на территории Армении проведены коллективом ВНИИГеофизика (1967—1974 гг.) с использованием аппаратуры «Земля». Было отработано несколько профилей общей протяженностью около 1400 км, расположенных в северо-западной и центральной частях территории республики (рис. 1). В результате этих исследований был прослежен ряд более или менее выдержанных границ раздела в земной коре, в том числе: первая жесткая граница в верхней части разреза, условно отождествляется с поверхностью эопалеозойского фундамента (Ф), поверхность «базальтового» слоя (граница Конрада—К), поверхность Мохоровичича (М), по 1—2 границы в осадочном, «гранитном» и «базальтовом» слоях, несколько границ раздела в верхней мантии. Были изучены также скоростные характеристики отдельных слоев и выявлены многочисленные разломы земной коры. Сейсмические разрезы строились, в основном, по результатам интерпретации обменных волн PS от далеких землетрясений, что обеспечивает наибольшую достоверность полученных данных. Результаты этих исследований полностью опубликованы в работах [5—7].



Рис. 1. Схема расположения точек наблюдения станций «Земля» и «Черепаха». 1—точки наблюдения станций «Земля» (ВНИИГеофизика); 2—точки наблюдения станций «Черепаха»; 3—точки наблюдения станций «Земля» (Илийская экспедиция).

В 1970 г. аналогичные исследования с использованием аппаратуры «Земля» были проведены в районе Зангезура Илийской геофизической экспедицией, однако объем этих работ был незначителен (рис. 1).

С 1975 г. изучение глубинного строения территории Армении с использованием аппаратуры «Черепаша» продолжается Геолого-геофизической экспедицией Управления геологии Армянской ССР. Общая протяженность профилей «Черепаша» в настоящее время составляет около 400 км (рис. 1). Методика и часть результатов этих исследований опубликованы в работе [13]. Информация о глубинном строении как и при работе со станцией «Земля» была получена, в основном, по записям обменных и продольных волн от далеких землетрясений. Для определения глубинных границ обмена использовались те же значения пластовых скоростей, что и при работе со станцией «Земля», полученные в результате обработки сейсмограмм от промышленных взрывов. Наиболее четко и выдержанно выделялись обменные волны от поверхности Ф. Корреляция глубоких границ по обменным волнам от одного и того же землетрясения в нескольких пунктах наблюдения не всегда осуществлялась, чаще границы строились по скоплению обменных волн с примерно одинаковыми временами запаздывания от разных землетрясений. При этом разброс наблюдаемых времен увеличивался по мере возрастания глубины границ.

Таким образом, в настоящее время для территории Армянской ССР имеется довольно богатый и «однородный» (в отношении методики и детальности исследований) материал о строении земной коры, полученный станциями «Земля» и «Черепаша». Однако этот материал страдает двумя основными недостатками, существенно осложняющими их совместное использование для построения модели строения земной коры: 1—неравномерное распределение профилей наблюдений по территории (рис. 1), 2—разброс между данными, полученными разными исследователями, достигающий иногда существенных значений¹.

Первый фактор обусловлен, в основном, сложным рельефом и пониженной проходимостью местности. Из-за неравномерного распределения точек наблюдений о поведении границ раздела в некоторых горных районах приходится судить предположительно, а в южной части территории плотность точек наблюдений оказалась явно недостаточной для построения структурных схем.

Величина разброса между данными «Земля» и «Черепаша» очевидно отражает степень точности метода исследований. Погрешность определения глубин границ обмена, как следует из применяемой методики, зависит от нескольких факторов (погрешности определения времен запаздывания обменных волн относительно продольных, точности оценки скоростных характеристик разреза и т. д.), что сильно усложняет точную ее оценку. Поэтому, не углубляясь в детали этого вопроса, включающего, по-видимому, также определенный субъективный момент (например, подход интерпретатора при выделении первых вступлений волн на сейсмограммах, при корреляции выделенных границ и т. д.), мы попытались оценить степень точности методики в целом. Такую возможность дает совпадение некоторых точек наблюдения «Земля» и «Черепаша». Были выбраны 16 точек или достаточно маленьких площадей², где имелись данные обеих станций, и в каждой точке из разрезов были сняты глубины залегания поверхностей Ф, К и М. Сначала

¹ Глубины залегания границ раздела, определенные разными станциями на одних и тех же точках, расходятся между собой иногда до 3 км.

² Радиус площади был выбран с таким расчетом, чтобы изменения глубины границ в ее пределах не превышали 0,5 км при угле наклона границ 60°.

эти данные обрабатывались как результаты «текущих измерений» [14]. Расчет выборочных дисперсий для глубин поверхностей Ф, К и М в отдельности дал следующие результаты: $S_{\Phi}^2 = 0,21$, $S_K^2 = 1,3$, $S_M^2 = 0,83$ (среднеквадратические отклонения выборки составляют соответственно $S_{\Phi} = \pm 0,46$, $S_K = \pm 1,14$, $S_M = \pm 0,91$). Большие значения дисперсии для поверхностей К и М частично объясняются наличием грубых ошибок при выделении этих границ. Так, если из выборки исключить некоторые точки с резко отличающимися значениями глубин (3 точки для поверхности К и 2 точки для поверхности М), то дисперсии для глубин этих границ уменьшаются до $S_K^2 = 0,55$ ($S = \pm 0,74$) и $S_M^2 = 0,58$ ($S = \pm 0,76$).

Таким образом, наименьшее среднеквадратичное отклонение, как и следовало ожидать, наблюдается при определении поверхности Ф, обменные волны от которой выделяются наиболее четко и регистрируются, как правило, в первых вступлениях.

Наличие резких отклонений при определении глубин границ М и К в общем указывает на неоднозначность результативных данных, и связано, по-видимому, с недостаточной надежностью выделения и отождествления обменных волн от этих границ. Однако, как показывает статистический анализ, вероятность допущения грубых ошибок относительно небольшая (2—3 случая из 16), и при возможности исключения этих ошибок среднеквадратичное отклонение определения глубин границ К и М может быть оценено в порядке $\pm 0,75$ км.

С другой стороны, вычисление среднего для выборки, состоящей из разности глубин всех границ обмена, определенных разными станциями (объем выборки 43), дает результат, близкий к нулю, что указывает на отсутствие систематических ошибок в результативных данных той или другой станции.

Исходя из вышеописанных результатов статистического анализа использованных материалов, а также из неравномерного распределения точек наблюдений по площади, при составлении структурных схем воспользовались методами интерполяции и осреднения. При этом первоочередная задача состояла в исключении, по возможности, грубых ошибок определения глубин. Для этой цели сначала значения глубин границ обмена и мощностей отдельных слоев наносились на основу в масштабе 1:200 000 (именно в этом масштабе были построены исходные временные и сейсмогеологические разрезы) с элементами блокового строения, установленными по геофизическим данным, и простым просмотром числового поля были исключены те одиночные точки, значения в которых явно не коррелировались со значениями в соседних точках. Затем рассчитывались средние значения глубины (или мощности) для отдельных блоков и, предполагая, что внутри блоков не должны наблюдаться резкие скачки глубин, исключались те точки, в которых отклонения от средних значений превышали $4S$. В отдельных случаях такое сравнение со средними значениями выполнялось для более мелких площадей внутри блоков с кучным расположением точек наблюдения. В тех случаях, когда в пределах блока наблюдался четко выраженный наклон поверхности раздела, исключение грубых ошибок производилось с учетом этого наклона, для чего строились графики изменения глубины в направлении наибольшего градиента.

По отфильтрованным таким образом значениям путем интерполяции (от экстраполяции воздержались) строились рабочие схемы с сечением изолиний 0,5 км, которые затем уменьшались фотоспособом до масштабов 1:500 000 и 1:1 000 000. Одновременно с уменьшением масштаба изолинии сглаживались, а сечение увеличивалось. Окончательные схемы построены с сечением изолиний $> 2/S$ (рис. 2—5).

Границы раздела на схемах представлены в виде непрерывных по-

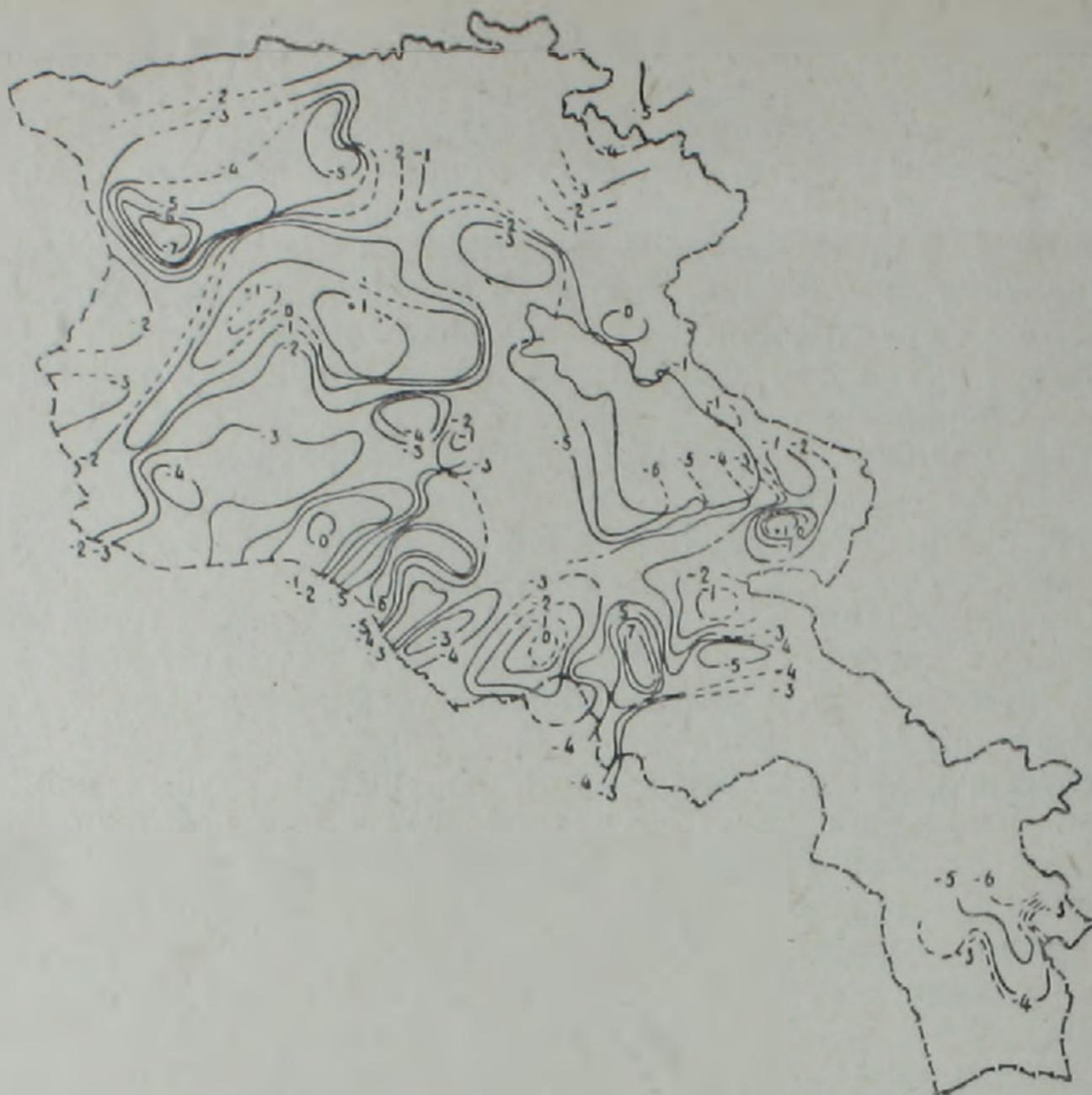


Рис. 2. Схема поверхности эопалеозойского фундамента (изогипсы даны в км).

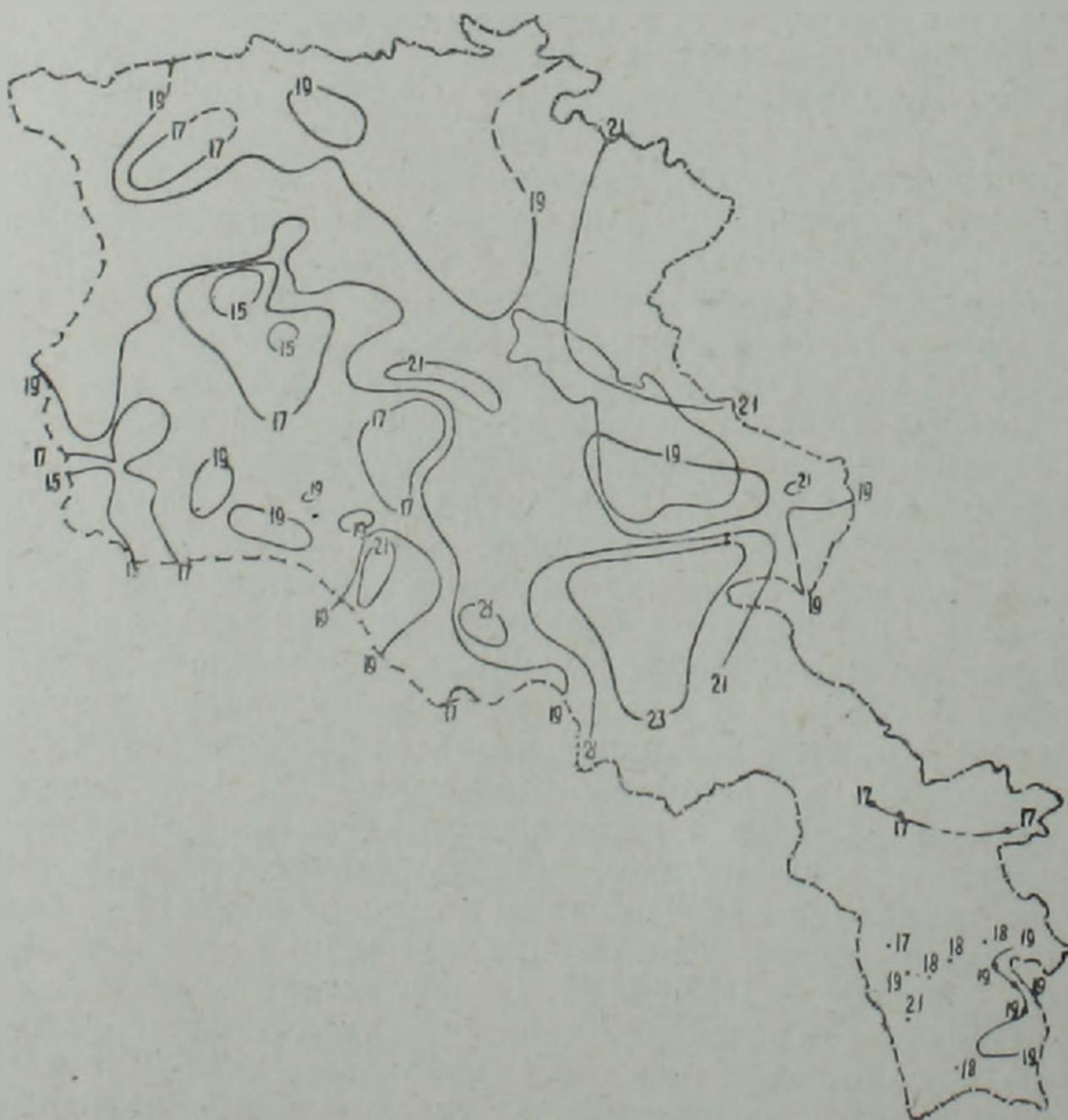


Рис. 3. Схема поверхности Конрада.



Рис. 4. Схема поверхности Мохоровиччи.



Рис. 5. Схема мощности «гранитного» слоя.



Рис. 6. Схема мощности «базальтового» слоя.

верхностей элементы блокового строения на них не отражены¹. Это существенно усложнило бы построение схем, так как изменения глубин залегания границ обмена (особенно поверхности Ф) наблюдаются не только в связи с разломами, но и часто за счет наклона границ. Кроме того, границы обмена, залегающие ниже поверхности Ф, не повсеместно выделяются достаточно четко и протяженно. В некоторых районах (особенно в области новейшего вулканизма) вместо границ раздела иногда выделяются зоны с разбросом точек обмена в диапазоне 6—8 км. А в зонах развития пород офиолитовой формации сейсмические разрезы характеризуются полным или почти полным отсутствием границ обмена по всей мощности земной коры, что может быть связано либо с сильным поглощением сейсмических волн, либо с нарушением границы раздела крупными монолитными интрузивными телами [6, 7]. Естественно, в таких районах роль интерполяции в прослеживании сейсмических границ возрастает, в связи с чем точное указание зон разломов на схемах представляется нереальным. Тем не менее, сгущение изолиний на схемах и нарушение простираций структур глубинных границ в общем могут быть рассмотрены как признаки наличия разломов в земной коре.

Таким образом, приведенные схемы, хотя и в силу использованной для их построения методики и характера исходных материалов, отражают лишь среднестатистическое положение основных границ раздела, однако в рамках представленного масштаба дают достаточно полное представление о строении земной коры.

¹ Только на схеме поверхности М показаны линии наиболее резкого перепада глубин, без которых проведение изолиний оказалось невозможным.

Сопоставление этих схем с геофизическими полями, тектоническим строением и геоморфологическими особенностями данной территории составляет предмет отдельной статьи. В этой статье коротко остановимся лишь на описании основных черт глубинного строения территории Армении по сейсмическим данным.

На рис. 2 приведена структурная схема первой жесткой границы обмена в земной коре, прослеживаемой наиболее уверенно по всей территории. При ее рассмотрении следует иметь в виду, что эта граница отождествляется с поверхностью эопалеозойского фундамента лишь условно: в некоторых районах она, видимо, соответствует верхней кромке крупных интрузивных тел или, возможно, поверхности уплотненных отложений более молодого комплекса. С чисто геофизической точки зрения поверхность Φ следует считать некой физической границей со скоростями $V_p = 5,8-6,2$ км/сек. Глубина ее залегания меняется в пределах 9—10 км (от выходов на дневную поверхность на отметках 1500—2000 м до погружения на глубину 7—8 км ниже уровня моря), составляя в среднем 2—4 км. На схеме выделяется ряд локальных, резко выраженных поднятий и погружений поверхности Φ . Многие из них имеют вытянутую форму и ориентированы преимущественно в диагональных (северо-восточном или северо-западном) направлениях. Поперечные размеры этих структур небольшие—до 10—15 км. В региональном плане на схеме могут быть выделены следующие наиболее крупные структуры. Ленинакан-Степанаванская впадина вытянута в северо-восточном направлении, состоит из двух локальных прогибов. Глубина залегания поверхности Φ в районе Ленинакана достигает 8 км.

Дилижан-Севанский прогиб отделяется от вышеотмеченной впадины небольшим поднятием. Прогиб простирается в северо-западном направлении. Глубина залегания поверхности Φ вдоль западного побережья оз. Севан достигает 5—6 км.

Арагац-Арзаканский выступ имеет дугообразную форму, ось его прослеживается вдоль линии с.с. Базмаберд, Алагяз, Ахта. Такой же дугообразный выступ (Красносельск-Варденисский) прослеживается вдоль восточных берегов оз. Севан. Он состоит из нескольких локальных изометрических положительных структур, с глубинами залегания поверхности Φ от -1 до $+1$ км.

Октемберян-Фонтанская впадина является широкой пологой структурой. Поверхность Φ здесь залегает на глубине около 3 км. Лишь в районе с. Фонтан глубина ее погружения достигает 5—6 км.

По морфологическим особенностям поверхности Φ особое место занимает район Айоцдзора и восточная часть Араратской котловины. В этом районе рельеф поверхности характеризуется чередованием субпараллельных локальных положительных и отрицательных структур, с амплитудами изменения глубин 5—7 км.

В южной части территории данные очень редки, что не позволяет судить о структуре поверхности Φ . Только в районе Кафана выделяется локальная отрицательная структура с максимальным погружением поверхности в 6 км. Мало данных также в крайней северо-восточной части территории. Однако по имеющимся данным здесь можно предположить наличие широкой пологой структуры с медленным погружением поверхности в сторону Куринской депрессии.

Поверхность K выделяется менее четко по сравнению с поверхностью Φ , но также прослеживается достаточно уверенно на большей части территории. По мнению же некоторых исследователей, поверхность K на территории Армении не является резкой границей, и вместо нее выделяется переходный слой мощностью 8 км [2, 3].

По поверхности K выделяется ряд структур, размеры которых в

общем сопоставимы с размерами вышеописанных крупных структур по поверхности Ф. Глубина ее залегания хотя и меняется в широких пределах (от 13 до 25 км), однако экстремальные ее значения наблюдаются лишь на ограниченных площадях—в центрах локальных структур. На большей части территории глубина ее составляет 17—21 км (рис. 3). При этом западная половина территории характеризуется несколько приподнятым положением поверхности К по сравнению с восточной. Максимальное погружение поверхности здесь не превышает 19 км. А в центрах Арагацкого, Капутанского и Даларикского поднятий глубина ее составляет соответственно 13, 16 и 15 км. В восточной же половине территории поверхность К залегает, в основном, ниже глубины 19 км. При этом максимальная ее глубина, наблюдаемая в широкой впадине, расположенной южнее оз. Севан, составляет 23—25 км. При сравнении глубин поверхностей Ф и К в западных районах наблюдается прямая корреляция между ними, а в восточной части—преимущественно обратная корреляция.

Граница М, как было сказано выше, прослеживается повсеместно, что, возможно, связано со сложным распределением скоростей в нижних частях земной коры. Тем не менее, имеющиеся данные позволяют представить ее в виде единой границы раздела, характеризуемой граничной скоростью около 8,1 км/с (рис. 4). Глубина ее меняется в широких пределах (от 38—39 до 52 км), составляя в среднем 44—46 км. Приподнятым положением границы отличается узкая полоса, протягиваемая вдоль западной, северной и северо-восточной границ республики, где глубина М не превышает 38—40 км. Такие же значения глубины границы М наблюдаются в восточной части Зангезура. Небольшая положительная структура с поднятием границы М до глубины 40—41 км наблюдается также южнее г. Арагац. Наибольшее погружение границы М до глубины 50—52 км наблюдается в пределах обширной структуры, расположенной южнее оз. Севан. Центральная часть территории характеризуется средними глубинами (44—46 км) поверхности М.

К «гранитному» и «базальтовому» слоям отнесены толщи земной коры с пластовыми скоростями соответственно 6,0—6,4 км/сек и 6,8—7,2 км/сек. Эти слои не являются однородными; во многих районах в них выделяются по одной, а в «базальтовом» слое иногда 2 промежуточные границы раздела, на которых наблюдаются скачкообразные изменения скоростей. Аналогичные границы выделяются также в верхнем осадочном слое почти по всей территории.

Мощность «гранитного» слоя меняется от 12 до 21—22 км. При этом мощностью менее 14 км и более 20 км характеризуются лишь три небольших района, расположенных юго-западнее гор. Октемберян, южнее и северо-западнее оз. Севан. На большей части территории мощность «гранитного» слоя варьирует в довольно узких пределах: от 14 до 20 км (рис. 5).

Мощность «базальтового» слоя меняется несравненно в более широких пределах: от 16 до 32 км. Мощность кристаллической коры в целом меняется от 35 до 48 км, главным образом за счет изменения мощности «базальтового» слоя. Отношение мощности «гранитного» слоя к мощности «базальтового» слоя почти по всей территории меньше, чем 1; только небольшой участок на крайнем северо-востоке территории характеризуется равными мощностями (17—18 км) этих слоев.

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН АрмССР,
Геолого-геофизическая экспедиция
Управления геологии АрмССР

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԵՐԿՐԱԿԵՂԵՎՈՒՄ ԲԱԺԱՆՄԱՆ ՍԱՀՄԱՆՆԵՐՆ
ԸՍՏ ՍԵՅՍՄԻԿ ՏՎՅԱԼՆԵՐԻ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում համադրված են Հայկական ՍՍՀ բնատարածքում տարբեր կազմակերպությունների կողմից «Զեմլյա» և «Չերեպախա» կայաններով կատարված սեյսմիկ հետազոտությունների արդյունքները: Դրանց վիճակագրական վերլուծության հիման վրա գնահատվել է տվյալ մեթոդիկայի ճշտությունը երկրակեղևի բաժանման սահմանների խորության որոշման հարցում: Կառուցվել են բյուրեղային հիմքի, Կոնրադի և Մոխորովիչի մակերևույթների, ինչպես նաև «գրանիտային» ու «բազալտային» շերտերի հզորությունների սխեմաները:

M. S. BADALIAN, A. A. KIRAKOSIAN, I. B. OSIPOVA

EARTH'S CRUST INTERFACES IN ARMENIA ACCORDING
TO SEISMIC DATA

A b s t r a c t

Results of „Zemlya“ and „Cherepakha“ seismic stations investigations in the Armenian SSR are compared. On the basis of their statistical analysis during the Earth's crust interfaces depth determination the accuracy of methods has been estimated. The schemes of crystalline foundation, Conrad and Moho boundaries surfaces as well as „granite“ and „basalt“ layers thickness are compiled.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бабаджанян А. Г., Оганисян С. М., Оганесян Л. Б. Возможности гравиметрии при изучении строения земной коры на территории Армянской ССР. В кн.: Геологическое истолкование потенциальных полей. Киев: Изд. «Наукова думка», 1983.
2. Сихарулидзе Д. И., Тутберидзе Н. П., Баграмян А. Х. и др. Строение, напряженно-деформированное состояние и условия сейсмичности литосферы Малого Кавказа. Тбилиси: Изд. «Мецниереба», 1983.
3. Баграмян А. Х. Строение земной коры в районах Кавказа. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1974.
4. Геология Армянской ССР. Том X, Геофизика. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1972.
5. Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М. и др. Строение земной коры северо-западной части Армении.—Сов. геология, 1973, № 6.
6. Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М. Изучение глубинных разломов по материалам станций «Земля» по территории Армении.—Разведочная геофизика. М.: изд. «Недра», выпуск 72, 1976.
7. Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М. Глубинное строение ультрабазитовых поясов Армении.—Сов. геология, 1976, № 3.
8. Краснопевцева Г. В. К вопросу о глубинном строении земной коры Закавказья.—Сов. геология, 1966, № 2.

9. Краснопевцева Г. В., Матушкин Б. А., Попов Е. А. Геофизические исследования на региональном профиле Волгоград-Нахичевань.—Изв. АН СССР, сер. геол. 1967, № 12.
10. Мириджанян Р. Т. Прогнозная оценка температуры глубинных слоев земной коры на территории Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1979, № 5.
11. Мурусидзе Г. Я. Строение земной коры и верхней мантии в Грузии и сопредельных районах по сейсмологическим и сейсморазведочным данным. Тбилиси: Изд. «Мецниереба», 1976.
12. Оганисян Ш. С. Строение земной коры территории Армении.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1977, № 4—5.
13. Осипова И. Б. О региональных сейсмических исследованиях станциями «Черепаша» в Армении.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1980, № 5.
14. Пустыльник Е. И. Статистические методы анализа и обработки наблюдений. М.: Изд. «Наука», 1968.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXIX, № 1, 52—60, 1986

УДК 550.344.094.94

А. Р. АРАКЕЛЯН, Ю. Ф. КОПНИЧЕВ, И. Л. НЕРСЕСОВ

КАРТИРОВАНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА ЕВРАЗИИ ПО ПОГЛОЩЕНИЮ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН

Разработана методика картирования верхней мантии Альпийского пояса Евразии по поглощению короткопериодных поперечных волн, основанная на анализе характеристик короткопериодной коды землетрясений из промежуточной зоны эпицентральных расстояний ($200 \leq \Delta \leq 2000$ км). Выделены крупные неоднородности поля поглощения исследуемого района. Обнаружена связь поля поглощения с некоторыми геолого-геофизическими полями. Отмечена приуроченность сильных землетрясений ($M > 6$) к зонам большого контраста поглощения.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что подобные исследования могут быть полезны при решении многих вопросов геологии, тектоники и сейсмического районирования.

Изучение поля поглощения сейсмических волн в верхней мантии имеет существенное значение для решения многих вопросов геологии и геофизики. Большинство исследований поглощающих характеристик верхней мантии основывалось на анализе амплитуд короткопериодных продольных или длиннопериодных поверхностных волн [4, 14, 16, 17]. Вместе с тем представляет интерес использование для этих целей короткопериодных поперечных волн, поскольку они более чувствительны к изменению состояния вещества и поэтому обладают в этом плане большей информативностью. Однако сильное рассеяние регулярных поперечных волн с частотой ~ 1 Гц в земной коре и верхней мантии не позволяет выделять их на расстояниях более нескольких сот километров [1, 12], что ограничивает возможности их использования.

В данной работе описываются метод и результаты картирования центральной части Альпийского пояса Евразии по поглощению, основанные на изучении короткопериодной коды (т. е. нерегулярных волн) землетрясений из промежуточной зоны эпицентральных расстояний ($200 \leq \Delta \leq 2000$ км).

В работе использовались записи землетрясений, зарегистрированных временными станциями КСЭ ИФЗ АН СССР, расположенными на Украине, Урале и Кавказе. Станции оборудованы вертикальными узкополосными каналами КСЭ с центральной частотой около 1 Гц.