

Геология

УДК 551.432.248.2

С.П. БАЛЬЯН

**МОРФОСТРУКТУРНАЯ ЛОКАЛИЗАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ
ОЧАГОВ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ**

Участки разрушительных землетрясений с глубиной очагов 20-35 км располагаются только лишь в системе Тавриды, с характерными для них геотектоническим и морфоструктурным строениями. С внешней стороны отмечается наличие консолидированного субстрата, круто поддвигающегося к изоклиналильным или чешуйчатым структурам Тавриды, пронизанным массивными офиолитовыми интрузиями. В тыловой стороне располагаются глубоко опущенные, расширяющиеся книзу блоки, формирующие депрессии рифтового типа, выполненные отложениями неоген-антропогена. Неотектоническая активизация рифтогенеза выражена крутыми флексурами или надвигами на склонах гор, обращенных к поддвигающимся клиньям фундамента депрессий.

Морфология гор представлена столовидными возвышенностями донеогенового пенеппена и оборванными сбросами склоновых ступеней. Амплитуды неотектонических (постсарматских) поднятий не превышают 2-2,5 км.

В окаймляющих Армянское нагорье и, собственно, Тавриды складчатых структурах Понто-Малокавказских гор высокосейсмические участки с глубиной очагов не более 10 км локализируются в морфоструктурах, имеющих двухъярусное строение: нижний – гетерогенно-глыбовый и верхний – слабо-складчатый неоген-антропогенного чехла, а также на участках с ярко-выраженными склоновыми ступенями, обусловленными поперечными к главным структурам сбросами.

Большинство тектонистов и сейсмологов считает, что основная часть очагов землетрясений в Тавро-Кавказском секторе Альпийского средиземноморского орогенного пояса располагается на глубинах от 20 до 35 км, на основании чего и составлены карты сейсмрайонирования.

При сопоставлении этих карт с составленной нами морфоструктурной картой Армянского нагорья и окаймляющих областей [1] мы заметили, что очаги разрушительных землетрясений располагаются только лишь в системе Тавриды - на участках, имеющих весьма сходное геотектоническое и морфоструктурное строение, среди которых, напр., Афьон-Карахисар, Бейшехир - в Западном Тавре; Антакья, Мараш - в Киликийском Тавре; Мамахатун, Ерзнка - в Антитавре; Эрзрум, Алашкерт - во Внутреннем Тавре и отходящих от него северо-восточных (Тортум, Ардаган Ахалкалаки), восточных (Ани, Текор, Гюмри,

Акори, Игдыр, Двин, Ехегнадзор*) и юго-восточных (Бингель, Хныс, Маназкерт) ветвях виргации и наконец Харберд, Муш, Ван - в Армянском Тавре.

Перечисленные выше морфоструктурные единицы в Тавридах характеризуются следующими особенностями: с внешней (т.е. преимущественно южной) стороны отмечается наличие консолидированного герцинского (или более древнего) субстрата - отколовшегося от Гондваны блока, круто поддвигающегося к изоклинальным (Внутренний Тавр) или чешуйчатым (Армянский Тавр) структурам нижне-средних этажей альпийского тектогенеза. Они состоят из плотных, тонкозернистых, неритовых, существенно глубоководных фаций палеозоя, мезозоя и частично палеогена. Вдоль интенсивно дислоцированных структур проходят мощные многоступенчатые нарушения, по швам которых часты явления кливажа и милонитизации.

подавляющее большинство структур Тавриды пронизано массивными ультраосновными интрузиями (перидотиты, дуниты и др.), которые в зонах чешуйчатых надвигов и шарьяжей обычно серпентинизированы.

В тыловой (чаще северной) стороне отмеченных структур располагаются глубоко опущенные, расширяющиеся книзу блоки, формирующие депрессии рифтового типа, выполненные отложениями неогена-антропогена. Неотектоническая активизация рифтогенеза выражена крутыми флексурами, надвигами на склонах гор, обращенных к поддвигающимся клиньям фундамента депрессий.

Морфология гор представлена столовидными возвышенностями, являющимися фрагментами приподнятого до неогенового пенеплена (ороплена).

Амплитуды постсарматских дифференциальных поднятий колеблются в пределах 2-2,5 км. На склонах гор морфологически четко выражены контролируемые сбросами лестницы ступеней, которые в ряде случаев образовались вследствие дифференциальных перемещений по молодым (или омоложенным) сбросам первоначального (т.е. водораздельного) уровня древнего пенеплена.

Межгорные депрессии, морфологически представленные котловинами, имеют сложное тектоническое строение. Погребенная под неоген-антропогеновыми отложениями древняя поверхность денудации (или гластовый уровень) ступенчато-моноклиально и глубоко (от 1 до 5 км) погружается под структуры Тавриды вдоль подножия гор. Происходит перманентное заполнение наносами по мере погружения моноклиального склона и таким образом формируется предгорный молассовый компенсационный прогиб, который не получает своего отражения в морфологии межгорной котловины.

Вся область Тавриды (включая и внутригорные депрессии) имеет величину силы тяжести немного ниже нормальной, являясь вместе с тем зоной относительного максимума.

Эпицентры землетрясений в большинстве случаев расположены в депрессиях вдоль подножий гор.

В отличие от Тавриды окаймляющие Армянское нагорье горные дуги Восточных Понтидов и Малого Кавказа сложены преимущественно вулканогенно-осадочными породами мезозоя и палеогена, обладающими небольшой плотностью

* Орографически входящие в систему Малого Кавказа глыбовые горы Урц-Айюцзора, а также аналогичные по своему генезису погребенные под эффузивами Варденисского, Гегамского нагорий и Арагаца морфоструктуры относятся к геотектоническому комплексу Тавриды.

и высокой пластичностью. Характерно здесь наличие мощных отложений юры, когда таковые в Тавридах или отсутствуют, или имеют весьма подчиненное значение. Горные сооружения сформированы в складчатых структурах средне-верхнеальпийского тектогенеза (верхний мел-эоцен), осложненные сдвигово-поддвиговыми смещениями герцинского (или более древнего) фортланды - Кура-Араксинских и Рионо-Черноморских блоков, пододвинутых под орогены [1].

Обрамляющие с востока гирлянды структур Малого Кавказа (начиная от долины р. Агстев до гор Иранского Карадага) представляют собой систему эшелонированно расположенных сдвиговых блоков. Амплитуды их относительного смещения к западу постепенно увеличиваются по мере движения вдоль оси к юго-востоку, достигая своего максимума в Кафанском блоке, оторванном от области первичного заложения - 30 км. Смещенные блоки образуют фронтальные надвиги (и поддвиги) на Армянскую (Предтаврскую) структурно-фациальную зону, выполненную комплексом палеогеновых вулканогенно-осадочных пород. В отмеченных блоках преобладают сундучно-коробочные складки от субмеридионального до антикавказского простирания.

Неоднократное обновление сдвиговых и сопряженных с ним надвиговых нарушений в верхнеальпийском тектогенезе привели к оформлению структур блоков в современном виде и соответственно кулисообразно расположенных морфоструктур.

В восточных Понтидах, Аджара-Триалетских и Базумских структурах преимущественно широтного простирания важнейшее значение имеют рубцовые зоны глубинных сбрососдвиговых нарушений, проходящих по швам основных антиклинальных структур, - это Северо-анатолийская тональная линия сдвига типа Сан-Андреас и отходящие от нее на восток ответвления. Омоложения глубинных нарушений, затрагивающих неоднородный субстрат нижнеальпийского структурного этажа, привели к образованию целого ряда поперечных и диагональных сбросов.

Поперечные разломы, приуроченные к верхнему (миоценовому) структурному этажу, увеличивают свои амплитуды смещения у плоскостей глубинных разломов и затухают в обратном направлении, т.е. к замковым частям антиклинорий.

Таким образом, хотя поперечные разломы образуют определенные, неотектонически активные блоковые структуры, они не нарушают целостности широтного протяжения антиклинорий.

Горные сооружения Понто-Малокавказских дуг имеют глубокие корни (40-50 км), обладая недостатком силы тяжести. Амплитуды неотектонических подвижек гетерогенных блоков достигают 3-3,5 км, вследствие чего часто формируются инверсионные типы рельефа - синклинальные хребты и разделяющие их антиклинально сбросовые долины.

Кроме описанных выше геотектонических и морфоструктурных различий между Понто-Малокавказскими и Таврскими орогенами, отмечается также резкое различие в проявлении магматизма [2]. В первых преобладают продукты сиалического генезиса, представленные дериватами кислой магмы, а в Тавридах - симатического генезиса основной и ультраосновной магмы. При этом отмечается обратное соотношение эффузивного и интрузивного магматизма во времени. В Понтидах и на Малом Кавказе происходил мощный

подводный эффузивный магматизм в юре, мелу и палеогене и интрузивный (гранитоидный) - в верхнем палеогене (крупнейшие Качкарский, Мегринский плутоны и др.).

В Тавридах интрузивный магматизм происходил в юре и раннем мелу (габбро, дуниты, перидотиты и др.), а эффузивный магматизм - в неогенчетвертичное время (андезиты, андезитобазальты, базальты).

В силу описанных геотектонических и морфоструктурных отличий, надо полагать, сейсмические волны, возникшие на глубинах в интервале от 20 до 35 км. в зоне Понто-Малокавказского геоструктурного комплекса проходят через утолщения гранитного слоя и грубообломочного осадочного чехла, тогда как в Тавридах на тех же глубинах они проникают через базальтовый слой или мелкообломочную плотную осадочную толщу, прорванную офмолитами, сохраняющими непосредственную связь с подкоровой оболочкой.

В соответствии со сказанным скорость прохождения сейсмических волн в первой зоне будет значительно меньше, чем во второй. Или, иначе говоря, Понто-Малокавказские дуги, сложенные породами небольшой плотности и обладающие относительно высокой пластичностью, служат как бы "поглотителями" или "амортизаторами" сейсмических волн, а в внутренних зонах Таврида сейсмические волны, двигаясь, с гораздо высокой скоростью, формируют очаги разрушительных землетрясений. Они локализируются только там, где налицо структурное сочетание выступа древнего (палеозойского) субстрата типа месеты или же погруженного жесткого блока того же строения, непосредственно примыкающего к нему, интенсивно складчатых гор с крупными гипербазитовыми интрузивами, которые надвинуты на ступенчатые грабены рифтового типа.

По темпу неотектонических движений описанные участки Таврида значительно (1-1,5 км) уступают Малокавказскому региону. Таким образом причина высокой сейсмичности заключается, по всей вероятности, не столько в интенсивности неотектонических движений, сколько в сочетании определенных структурно-геологических и морфоструктурных условий, которые вызывают на поверхности Земли землетрясения различной силы при одинаковых глубинах очагов их возникновения. Но следует подчеркнуть, что в отличие от неотектоники кинематикой современных тектонических движений выявлены достаточно надежные сейсмопрогнозные критерии, исходящие от переменной направленности знаков блоковых подвижек, изменения их скоростей и ритма в коротких интервалах времени. Эти изменения обусловлены разрядкой накопленных неотектоникой напряжений, получающих свое отражение в различных типах сейсмодетформаций земной коры [3, 4].

Однако, несмотря на такое заключение о характере геолого-морфоструктурной локализации сейсмогенных районов Таврида и Понто-Малокавказского региона, мы стали свидетелями опустошительного Спитакского землетрясения в центральной части Малокавказской дуги, что, на первый взгляд, явно противоречит сделанному выше заключению.

Ключ для выяснения этого сложного вопроса, как нам представляется, можно найти в двухъярусном морфоструктурном строении долины р. Памбак.

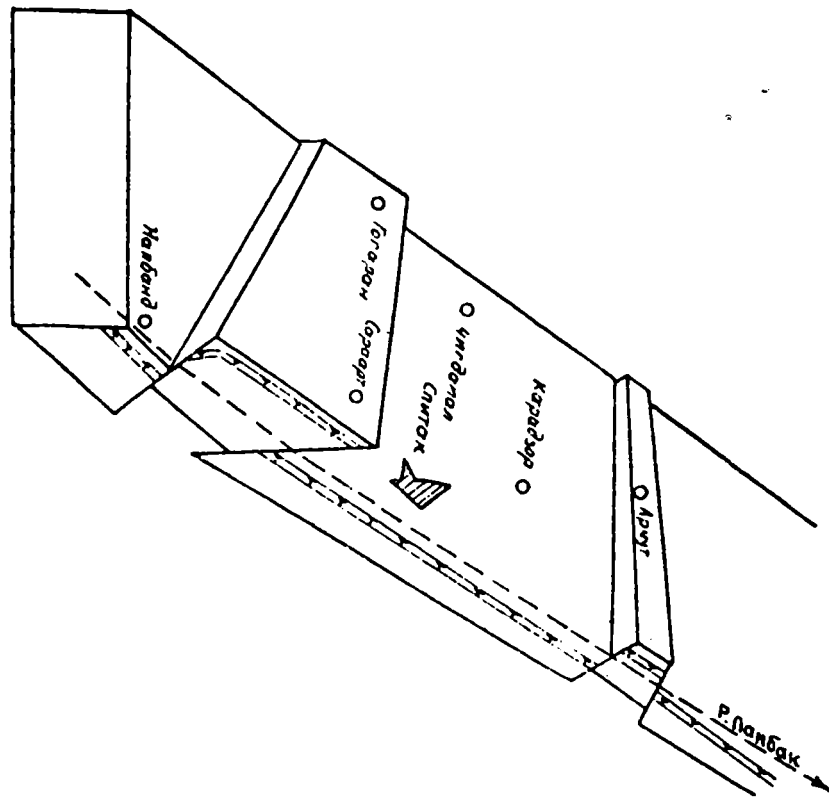
Нижний, донеогеновый ярус представлен неравномерно приподнятыми блоковыми структурами Базумского синклинория (по морфоструктуре инверсионного хребта), ограниченного по крыльям (с севера и юга) унаследованными

с палеогена и неоднократно обновленными в неоген-антропогене сдвигово-поддвиговыми нарушениями.

Главное направление сдвига имеет ССЗ-ЮЮВ направление, при этом по тому же направлению отмечается его глубокое погружение.

Седьмого декабря 1988 г. произошла, как нам представляется, обычная для этой зоны активизация нарушений по обоим крыльям Базумского синклинория, вызвавшая землетрясение силой 7,5 баллов.

На северном Степанаванском склоне хребта вдоль плоскости сдвиго-поддвига, где отсутствует неоген-антропогеновый чехол, действительно было зафиксировано землетрясение не более 7,5 балла, очевидно, с глубиной линейного очага в 20-25 км (судя по анализу афтершоков - по данным измерительных приборов, размещенных в зоне землетрясения).



На южном глубинном нарушении, диагонально (под углом 15°) секущим склон хребта, картина меняется. Поперечные к сдвигу клиновидные горсты и грабены неоген-антропогенового чехла, обладающие иными свойствами в отличие от подстилающих структур, находились в пределе прочности, свидетелем чего является разрыв флексур четвертичных туфов с амплитудой смещения на 100 м по плоскости поперечного к глубинному сдвигу т.н. Чичканского сброса, а также упругие изгибы вмещающих их пластов, обращенных к Спитаку и Кировакану (см. блок-диаграмму).

Усиленные напряжения сдвига-поддвига неоднородного фундамента вызвало более сильные деформации чехла, что выглядит подобно разорванной на лоскуты скатерти, подстилка которой толкается вперед.

Таким образом, на верхнем этаже, где напряжение превышало критическое значение прочности осадочного чехла, движение глубинного сдвига-поддвига получило свое отражение в землетрясении гораздо большей силы - 10 баллов, однако локального характера, ограниченного оваловидным изосейстом в пределах блоков Налбанд-Спитак-Арчут.

Глубина же очага Спитакского землетрясения, т.е. верхнего структурного этажа, судя по замерам поперечных к сдвигу амплитуд сбросов, очевидно, не превышала 5-6 км. Кстати, к такому заключению пришел ряд сейсмологов, производящих сейсмографические измерения в зоне изосейстов и за ее пределами.

В свете изложенных выше представлений, видимо, следует ввести уточнения в схему сейсморайонирования дуг Малого Кавказа. А именно, участки, где намечается активизация поперечных дизъюнктивов верхнего структурного этажа, выраженная надразломной брахискладчатостью чехла крутыми флексурами или четкообразно-асимметричными брахискладками, моноклиально гребневидными уступами, кулисообразно расположенными брахискладками и другими морфоструктурными показателями, следует отнести к высокосейсмическим (напр., западная береговая зона оз. Севан, периферии Масрикской равнины, Верхнеразданская депрессия и депрессии среднего течения долины р. Агстев).

Следует отметить, что отмеченные деформационные неотектонические морфоструктуры в покровном чехле и их пространственное развитие дают возможность наметить характер (темп и продолжительность) новейших подвижек субстрата, генетические типы (сброс, взброс, сдвиг, надвиг и др.) и геометрические параметры смолженных глубинных и нововозникших поперечных нарушений, необходимых для распознавания сути сейсмических явлений. К сейсмоактивным следует отнести также те участки Малокавказских структур, где морфологически ярко выражены лестницы склоновых ступеней, обусловленных молодыми сбросами. Эти ступени сохраняют остаточные поверхности донеогеновой пенеппенизации или перекрывающие их пластовые слои неогена. Заметим, что их нельзя путать с лестницами разновозрастных поверхностей денудации В. Пенка, образованных в результате прерывистовосходящего развития гор и "разъедания" их склонов педиментами или же ступенями, образованными резкой сменой климатических условий плейстоцена (поверхности экзарации, нивации и др.). Все эти (по сути неотектонические) поверхности выравнивания (денудации), весьма обычные в горных странах, не имеют связи с сейсмикой. Исходя из сказанного характерными сейсмоактивными участками Малого Кавказа следует считать склоновые ступени Севанского хребта, обращенные к Масрикской равнине, и аналогичные по своему морфоструктурному строению южные склоны Ширакского хребта [3]. Разберем последний.

Было отмечено, что система дифференциально перемещенных блоков долины р. Памбак (Налбанд, Сараарт, Спитак, Арчут, Кировакан), расположенная вдоль плоскости Базумского сдвига, клавишно погружается с запада на восток.

Приблизительно по тому же направлению отмечается погружение структур Базумского геоструктурного комплекса, о чем свидетельствует не только стро-

ение геолого-тектонических разрезов, но и гипсометрия поверхностей после олигоценовой денудации, которые в ряде мест перекрыты угленосными свитами неогена (с. Бандеван, 2000 м; Джаджур, 1800 м; Дилижан - 1400 м над ур. м.).

В наиболее приподнятой западной части Базумского хребта на Ширакском блоке образованы продольные к главному сбросу чешуйчатые надвиги, круто спускающиеся к Ширакской (Гюмрийской) котловине [5].

Чешуйчатые надвиги осложнены плиоцен-четвертичными сбросами, которые на склонах Ширакского хребта образуют ряд уступов широтного простирания. На поверхностях ступеней сохранены фрагменты регионально выраженного водораздельного уровня денудации Малого Кавказа, имеющего постпалеоген - ранний неогеновый возраст.

В Ширакской котловине (выполненной неогеновыми вулканогенно-осадочными и четвертичными озерными отложениями) те же структуры, срезанные донеогеновой поверхностью планации, формируют моноклиально спускающийся к югу ступенчатый блок.

Южнее г. Гюмри, приблизительно по линии сс. Исаакян, Азатан, проходит поперечный к моноклинали шарнирный сброс, на южной фронтальной линии которого расположен Еразгаворский косонаклонный грабен. Вдоль описанной зоны вытянуты главные эпицентральные очаги землетрясений Ширакского региона.

Далее к югу, моноклиально-ступенчатый блок упирается в мощный донеогеновый глубинный взбросо-надвиг субширотного простирания, проходящего по линии (с запада на восток) вдоль крупных тектонических уступов, обрывающих склоны антиклинорных хребтов Соганлуг и Алаюэкбер, т.е. моноклиальный полугорст Бозкала (у города Карс), по широтно-вытянутым депрессиям долины р. Карс, широтная надразломная брахискладка у с. Маралик и вершина г. Арагац. Плоскость взброса погружается в направлении З-В [1].

Сложенная плиоцен-антропогеновыми вулканитами г. Арагац представляет собой опрокинутый к югу гигантский щит. Субстрат, на котором залегает эффузивный комплекс Арагаца, разделен описанным взбросо-надвигом на два обособленных геоструктурных комплекса: северную половину составляют характерные для Малого Кавказа тектонические структуры и фации, южную - характерные для Тавриды. Вертикальные смещения гетерогенных глыб по плоскости глубинного нарушения получают свое отражение в резко различных мощностях вулканогенного чехла (400-500 м - северная половина, 1,5-2 км - южная половина), а также в сменах фаций стратиграфического разреза.

Таким образом можно заключить, что по описанному глубинному нарушению Алаюэкбер-Арагац проходит шовная зона главного надвига Малокавказского геоструктурного комплекса на комплекс Тавриды.

Исходя из описанного геолого-морфоструктурного профиля Ширакский хребет - Маралик, можно представить, что фронт простирания сейсмических волн из эпицентральной области к югу был открыт и, следовательно, изосейсты 8-7,5 баллов (имея форму изогнутого эллипса) далеко вытянулись к югу.

Важную роль поглотителя сейсмических волн играл приподнятый блок Памбакского хребта, сложенный известняками мела и прорывающими их гранитоидами.

По этой причине расположенные северо-восточнее и восточнее г. Гюмри и находящиеся ближе к эпицентру селения Камо, Карнут получили меньше

повреждений, чем г. Гюмри, не говоря уже о других селениях, расположенных на южных склонах Памбакского хребта (Памб, Цилкар, Гехарот и др.).

Что касается фактов сильных разрушений, причиненных землетрясением г. Гюмри, то надо отметить, что, кроме недоброкачественного строительства высотных жилых домов, а также серьезных конструктивных погрешностей проектировщиков различных сооружений, слабо были изучены также инженерно-геологические и гидрогеологические условия фундаментов.

Установлено, что наибольшие разрушения были приурочены к тем ослабленным зонам города, по которым проходят дренажные системы штолен реки Кумайри и ее притоков, а также ныне разрушенные и заполненные грунтами и строительным мусором подземные галереи (Кягризи), снабжавшие город питьевой водой.

Причины разностепенных разрушений как на эпицентральной зоне долины Памбак, так и на Ширакской равнине следует искать также в недостаточной изученности палеогеоморфологии формирования чрезвычайно разнородных фаций четвертичных отложений, подвергнутых тектоническим нарушениям, денудации и эрозии.

Нередко одноименные речные террасы и прилегающие к ним ровные денудационные поверхности смыва считаются однотипным и "благоприятным" уровнем для строительства. Однако они слагаются резко различными генетическими типами грунтов с разными физико-техническими свойствами. Например, пласты туфов, перемежающихся с озерными отложениями, срезаны террасой, в строении которой, помимо туфов, принимают участие аллювий, оползневые грунты и др. На другом участке опущенная сбросом древняя терраса завуалирована плащом однородного по литологическому составу аллювия, мощность которого нередко превышает 4-5 м.

При инженерно-геологических изысканиях во вскрытых под фундаментами шурфах аллювиальные грунты проявляют почти одинаковые физико-технические показатели, благоприятные для строительства. Однако на них нельзя проектировать строительство каких-либо серьезных сооружений без детального изучения палеогеоморфологии подстилающего гетерогенного фундамента, что в свою очередь может дать надежные показатели для выбора параметров сейсмоакустических исследований и в целом микросейсмического районирования.

Кафедра физической географии и геоморфологии

Поступила 7.04.1992

ЛИТЕРАТУРА

1. Бальян С.П. Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. Ер.: Изд-во ЕГУ, 1969.
2. Бальян С.П. Морфоструктурные критерии познания тектонического строения Альпийского средиземноморского пояса. Принципы классификации морфоструктур: Проблемы геоморфологии. М.: Наука, 1984.
3. Бальян С.П., Лилиенберг Д.А., Милановский Е.Е. Новейшая и современная тектоника сейсмоактивных орогенов Армении и района Спитакского землетрясения. - Геоморфология. 1989, № 4.
4. Лилиенберг Д.А., Яценко В.Р. Анализ геофизических и морфоструктурных данных района катастрофического землетрясения в Армении. - Геодезия и картография, 1989, № 10.
5. Саркисян О.А. Палеоген Севано-Ширакского синклиория. Ер.: Митк, 1960.

Ս.Պ. ԲԱԼՅԱՆ

**ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԲԱՐՁՐԱՎԱՆԴԱԿԻ ՄԵՅՍՄԻԿ ՕՋԱԽՆԵՐԻ
ՄՈՐՖՈՍՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱՅԻՆ ՏԵՂԱՅՆԱՅՈՒՄԸ**

Ա մ փ ո փ ու մ

Ալպիական միջերկրածովային գոտու Փոքր Ասիա - Հայկական բարձրավանդակ սեզամենտում ուժեղ և կործանիչ երկրաշարժերի օջախները տեղադրված են գերազանցապես տավրոսյան համակարգի՝ Տավրիդների, շատ որոշակի և ինքնատիպ գեոտեկտոնական և մորֆոստրուկտուրային կառույցներում, որոնց ձևավորման գլխավոր դերը պատկանում է Գոնդվանայից պոկված ամրակուռ բեկորների ընդարժումներին՝ դեպի Տավրիդներ:

Ստորին - , միջին ալպյան տեկտոնական հարկին պատկանող հովհարածև ծալքավորված և գերհիմքային զանգվածային ապարներով ներարկված տավրոսյան կառուցվածքները ընդարժվող բեկորի ճնշման ճակատային մասում վեր են ածվել վրաշարժա-թեփուկային շերտայնության: Իսկ բուն Տավրիդների միջլեռնային խոշոր ձկվածքներում ձևավորվել են շիֆտային տիպի բազմաստիճան գրաբեկներ՝ լցված նեոգեն-անարոպոգենի լազունա-լժային և գետային հզոր նստվածքներով: Տավրոսյան մորֆոստրուկտուրաները ներկայացված են մինչմիոցենային պենետրալիների խզումներով տրոհված տարասեռ սեղանաձև բեկորներով, որոնց նեոտեկտոնական բարձրացումների չափը չի գերազանցում 2-2,5 կմ :

Ակտիվ սեյսմիկ օջախները տեղադրված են բազմաստիճան գրաբեկների և բարձրացվող բեկորների համան կարերում:

Ի տարբերություն Տավրիդների Հայկական բարձրավանդակն օղակող Պոնտոս - Փոքր Կովկասի լեռներում գերակշռում են վերին ալպյան տեկտոնական հարկին պատկանող ծալքավոր կառույցները՝ բաղկացած նստվածքա-հրաբխածին ապարներից և նրանցում ներարկված զանգվածային գրանիտներից: Ծալքերին զուգահեռ ընթացող ակտիվացած խորքային բեկվածքները և նրանց լայնակիորեն հարող խզումները տրոհել են ծալքավոր կառույցները առանձին բեկորների, բայց դեռ չեն հասցրել ձևափոխել Պոնտոս - Փոքր Կովկասի համալիրին հատուկ ծալքավոր մորֆոստրուկտուրաների գլխավոր գծերը՝ բացառությամբ այն հատվածների, որտեղ երիտասարդ լայնակի խզման բացվածքը մեծ խորություններում հատում է երկայնակի խորքային բեկվածքը:

Նշված լեռնային գոտում նորագույն տեկտոնական բարձրացումների տեմպը և չափը գերազանցում է Տավրիդներինը 1,5-2 կմ , որը սակայն չի անդրադառնում ավյալ գոտում սպասվելիք սեյսմիկ ակտիվության վրա: Մեծ ուժգնության երկրաշարժեր և բարձր սեյսմիկ ակտիվություն պետք է սպասել խորքային բեկվածքների և նրանց հարող լայնակի խզումների այն հատվածներում, որտեղ առկա են վերխաղվածքային բրախիժալքերով ձևավորված նեոգեն-անարոպոգենային հարկի շերտախմբեր, ինչպես նաև լեռնալանջերում ցայտուն արտահայտված տարբեր տիպի նեոտեկտոնական ձևափոխումներ, որոնք հանգամանորեն նկարագրված են Մպիտակ-Կիրովական, Ջաջուռ-Գյումրի (Լեհինական) սեյսմոակտիվ օջախներում:

S.P. BALIAN

**MORPHOSTRUCTURAL LOCALIZATION OF SEISMIC
CENTERS IN THE ARMENIAN HIGHLAND**

S u m m a r y

Areas of disasterous earthquakes with center depth of 20-35 km are located only in Tavrid system and have characteristic geotectonic and morphostructural construction.

The strongest earthquakes may take place in the deep cracks where exist shiftings of throws like in Spitak, Kirovakan, Jajur and Gyumry zones.