

А. С. АВАНЕСЯН, О. А. САРКИСЯН, М. А. АВАНЕСЯН

# ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОЧАГОВЫХ ЗОН СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ АРМЕНИИ (II)

Приводятся результаты изучения геологического строения очаговых зон сильных землетрясений, имевших место в центральной и южной частях территории Республики Армения в доисторические и исторические времена, а также в недалеком прошлом. Выделен ряд закономерностей геологического строения очаговых зон сильных землетрясений Армении.

За время, прошедшее после публикации первого сообщения [1], в научной литературе, а также в результате наших исследований появились новые данные, которые потребовали внести соответствующие коррективы как в геологическую характеристику очаговых зон, так и относительно достоверности того или иного сейсмического события.

*Двинская очаговая зона.* По данным некоторых авторов [2] в указанной очаговой зоне с 851 по 893 г. произошло 4 землетрясения с магнитудой  $5,0 < M < 5,5$ . В последние годы рядом исследователей была произведена переоценка как силы этих землетрясений, так и их количества. В настоящее время принято считать, что в данной очаговой зоне в IX веке произошло два сейсмических события – 863 г. ( $M=6,0$ ) и 893 г. ( $M=6,5$ ) [3, 4].

По своему строению очаговая зона разделяется на две части (рис. 1). ЮЗ часть представляет собой погребенный прогиб (Арташатский прогиб) и попадает в пределы Среднеараксинской межгорной впадины. Прогиб выполнен комплексом верхнеолигоцен-плиоценовых моласс, гипсо-соленосных, песчано-глинистых отложений и четвертичных озерно-речных и аллювиально-пролювиальных образований. Мощность данного комплекса колеблется от 250 до 3500 м, он резко, несогласно перекрывает различные горизонты более древних отложений от нижнего олигоцена до палеозоя включительно. Резкие колебания мощностей чехла обусловлены тем, что ЮЗ часть очаговой зоны, как и вся Среднеараксинская впадина, имеет гетерогенное строение и состоит из ряда (большой частью погребенных) горстов и грабенов. В некоторых из поднятий палеозойское основание выходит на поверхность (Хор-Вирап, Сарипап).

СВ часть характеризуется расчлененным низкогорным рельефом, сложена вулканогенно-осадочными, карбонатными и флишoidными отложениями верхнего мела, палеогена. Они смяты в различные складки субширотного и СВ простираения и прорваны неогеновыми дайками и экструзивными телами трахидацитов, дацитов и андезитов.

В строении Двинской очаговой зоны следует отметить наличие пород офиолитового комплекса, которые в основном погребены и были вскрыты рядом буровых скважин (Чатма-1, Карабахляр (Веди), Арарат-1) на глубинах от 500 до 1000 м. Офиолиты в очаговой зоне обнажаются узкой полосой у п. Веди в ядре Ерахской антиклинальной складки. Здесь они представлены небольшими выходами серпентинитов, различных вулканитов основного состава с линзами яшм, радиоляритов и микритовых известняков. Вдоль выходов серпентинитов трассируется зона субширотного разрыва. Фундаментом пород офиолитового комплекса, вероятно, служат отложения верхнего палеозоя (пермь), местами – докембрийского кристаллического основания.

Характерной особенностью Двинской очаговой зоны является участие в ее строении погребенных (непроявленных) или слабопроявленных на поверхности разломов СЗ и близширотного простираения. К первым относится ЮВ продолжение Ереванского глубинного разлома, ко вторым – восточное продолжение Кагызман-Вединского разлома. В пределах очаговой зоны эти структуры выделяются по геолого-геофизическим данным, на отдельных участках – по фрагментам их выходов на поверхность, по минеральным источникам, а также по полям четвертичных травертинов.

Ереванский и Араксинский (фрагмент Кагызман-Вединского разлома) разломы причисляются к разряду активных структур [5, 6].

Другим активным разломом является поперечный Азат-Севанский левосторонний взбросо-сдвиг СВ простираения, который своим ЮЗ продолжением трассируется в пределах эпицентральной зоны. Вдоль описываемого разлома, по данным GPS наблюдений, выделяется зона высоких градиентов горизонтальных движений со скоростью относительного левостороннего горизонтального смещения 1,7 мм/год [7, 8].

По этим разломам кровля кристаллического фундамента испытывает значительное смещение (рис. 1), предопределив тем самым блоково-ступенчатую структуру очаговой зоны [9].

Эпицентральная область Двинских землетрясений 863, 893 г.г. попадает в пределы структуры (блока), имеющей в плане треугольную форму и образованной Ереванским и Азат-Севанским активными разломами, а также восточным, вероятно, активным фрагментом Кагызман-Вединского разлома. В региональном плане она приурочена к окраине одного из крупных тектонически активных блоков на территории Армении (Вединский блок-антиклинорий).

*Очаговая зона Вайоцзорского (Елпинского) землетрясения 906г. ( $M=6,5$ )* делится на три самостоятельные подзоны (блока): Юго-западную, Центральную и Северо-восточную, различающиеся по характеру геолого-структурных особенностей и комплексу слагающих образований (рис. 2, а).

ЮЗ подзона (блок) представляет собой южное крыло крупной антиклинорийной структуры (Урц-Вайоцзорский антиклинорий), которая

достаточно полого (20–30°) погружается на юг под орогенный комплекс Нахичеванской впадины.

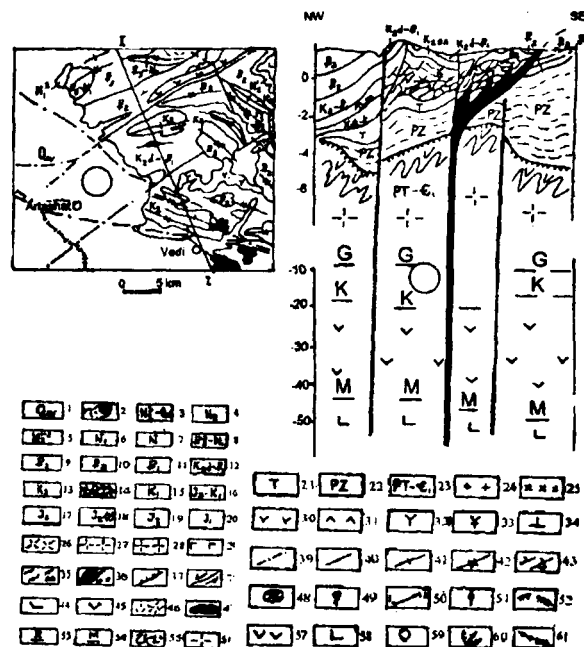


Рис. 1. Схематическая геологическая карта и глубинный геолого-геофизический профиль Двинской очаговой зоны.

Условные обозначения к рисункам 1–5.

1. Современные аллювиальные, делювиальные, пролювиальные отложения.
2. Современные (голоцен) лавы.
3. Плиоцен – плейстоцен: долериты, андезиты, дациты, туфы, туфолавы, озерно-речные, флюогляциальные отложения.
4. Плиоцен: вулканические образования.
5. Нижний, средний плиоцен: вулканогенно-обломочные образования.
6. Миоцен: песчано-глинистые, гипсо-соленосные отложения.
7. Неоген (нерасчлененный): вулканогенно-осадочные отложения.
8. Верхний олигоцен – нижний миоцен: андезиты, андезито-дациты, их туфы, туфобрекчии; молассовые отложения: конгломе-

раты, глины, песчаники, алевролиты. 9. Оligocen: андезиты, их пирокласты. 10. Эоцен: вулканогенно-осадочные образования. 11. Палеоцен: глины, песчаники, алевролиты с олистолистами в олистостромах Хуступ-Гиратахской зоны. 12. Верхний мел (дангий-палеоцен): терригенно-карбонатный флиш. 13. Верхний мел: известняки, мергели, конгломераты, песчаники, олистостромы с олистолистами баремских известняков, сеноман-туронских пород офиолитового комплекса, кристаллических сланцев. 14. Верхний мел (турон-нижний коньяк): тектонический и цветной меланж. 15. Нижний мел: глинистые сланцы, известняки, мергели, песчаники, вулканиты. 16. Верхняя юра – нижний мел: известняки, сланцы, дациты, трахидациты, трахиты. 17. Верхняя юра: вулканогенно-карбонатная формация. 18. Средняя юра (апаранская свита): толеиты, базальты, аспидные сланцы, диабазы, андезитовые порфиры, туфопесчаники. 19. Средняя юра: андезиты, андезито-дациты, кератофиры, кварцевые порфиры, туфы, туфобрекчии, туфопесчаники. 20. Нижняя юра: глинистые сланцы, аркозовые песчаники, конгломераты, углистые сланцы. 21. Триас: известняки, мергели, песчаники, аргилиты с пластами угля. 22. Палеозой (девон-пермь): известняки, кварцевые песчаники, глинистые сланцы, битуминозные известняки. 23. Верхний протерозой–нижний кембрий: гнейсы, филлиты, амфиболиты, кварц-гранат-слюдяные сланцы. 24–34. Интрузивные и субвулканические образования: 24. Граниты, гранито-гнейсы. 25. Диориты, гранодиориты, сиениты. 26. Монциты, нефелиновые сиениты, сиениты. 27. Порфиридные граносиениты, сиенит-порфиры. 28. Порфиридные граниты, гранит-порфиры, плагиограниты. 29. Габбро, габбро-диориты. 30. Базальты. 31. Андезиты. 32. Дацииты. 33. Трахиты, трахидациты. 34. Риолиты. 35. Кристаллические сланцы, амфиболиты. 36. Протрузии гипербазитов, серпентинитов, габбро, офиолитокласты. 37–39. Активные разломы: 37. Надвиhi, взбросы. 38. Сдвиги. 39. Скрытые (погребенные) разломы. 40. Прочие разломы. 41. Оси антиклиналей. 42. Оси синклиналей. 43. Залегание слоев: а) нормальное; б) опрокинутое. 44. Молодые вулканогенные образования. 45. Лавы андезитов. 46. Вулканобломочные образования. 47. Травертины. 48. Молодые вулканические аппараты. 49. Термальные источники. 50. Линии разрезов. 51. Местоположение скважин. 52. Условная граница кристаллического фундамента. 53. Условная граница базальтового слоя. 54. Условная граница верхней мантии. 55. Кристаллический фундамент. 56. Гранитный слой. 57. Базальтовый слой. 58. Верхняя мантия. 59. Эпицентры и гипоцентры землетрясений. 60. Сейсмогенные оползни. 61. Сейсмогенные разрывы.

ЮЗ подзона сложена мощной толщей ( $\approx 4$  км) терригенно-карбонатных отложений среднего-верхнего палеозоя (D-P) и местами триаса. На юге на них резко трансгрессивно и с угловым несогласием налегают молассовые и песчано-глинистые отложения верхнего олигоцена-миоцена и современные образования, заполняющие Нахичеванскую впадину. В пределах последней отмечаются горстообразные поднятия палеозойского основания (Велидагский выступ). Палеозойские отложения смяты в пологие (не более  $30^\circ$ ) брахиформные складки в основном близмеридионального и СВ простирания.

Центральная подзона имеет ширину около 10 км и выделяется своим интенсивно складчатым, чешуйчатым строением. Слагающие эту подзону осадочные отложения палеозоя, верхнего мела и эоцена сильно дислоцированы в крутые, линейные, изоклинальные складки СЗ и близмеридионального простирания. Падение крыльев складок –  $50-70^\circ$ , отмечаются и вертикальные, и опрокинутые залегания. Лишь туфогенные образования верхнего миоцена, несогласно перекрывающие более древние горизонты, дислоцированы очень слабо.

Слагающие Центральную подзону (блок) образования секутся серией субпараллельных и ветвящихся крутых ( $80-90^\circ$ ) взбросов, взбросо-надвигов, сбросов и сбросо-сдвигов, объединяемых в зону Ереван-Орду-бадского глубинного разлома. К юго-востоку от с. Елпин плоскости разломов простираются преимущественно в СЗ-ЮВ направлении ( $330-150^\circ$ ), а к западу – они веерообразно расходятся, и часть из них приобретает близширотные и З-СЗ ( $285-290^\circ$ ) направления.

Разломы морфологически хорошо выражены в рельефе и сопровождаются почти всеми характерными признаками (уступы, приразломные складки, зоны обожженности, выходы родников, оползни и пр.). Из этих разломов на СВ подзону следует выделить краевой Гарни-Елпинский активный разлом, который на данном отрезке представляет собой правый сбросо-сдвиг со средней скоростью горизонтального смещения 2 мм/год и вертикальной скоростью 0,2 мм/год за время позднеплейстоцен-голоцен [10]. Падение разлома крутое ( $80-90^\circ$ ). В пределах этой структуры в районе сс. Елпин и Арени выделяются сейсмогенные разрывы и другие сеймотектонические образования [5, 10]. По данным бурения, в рассмотренной подзоне в конгломератах верхнего мела (коньяка) обнаружены обломки габбро, диабазов, яшм, радиоляритов (офиолитокласты), свидетельствующие о близости офиолитового шва [11], возможно, в погребенном положении. По существу, Центральная подзона скорее всего представляет собой краевую часть крупной, в основном погребенной шовной зоны.

СВ подзона (блок) имеет относительно простое синклинное строение (Ехегнадзорский синклинорий). В осевой части этой структуры развиты вулканогенные образования (пемзовые пески, туфы, туфобрекчии, трахиандезиты, трахилипариты и пр.) верхнего миоцена-нижнего плиоцена. Они с угловым несогласием залегают на разных горизонтах олигоцена эоцена и верхнего мела. В поле развития миоцен-плиоценовых вулканитов отмечаются многочисленные экстррузивные тела

трахиандезитов, трахиандезит-дацитов, санидиновых трахиандезитов. Отложения эоцена и верхнего мела представлены вулканогенно-осадочными, терригенно-известняковыми фациями и обнажаются на крыльях структуры. Основанием служат терригенно-карбонатные и углисто-глинистые отложения палеозоя-триаса. Отличительной особенностью СВ подзоны является поперечная асимметричность ее внутренней структуры и рас-

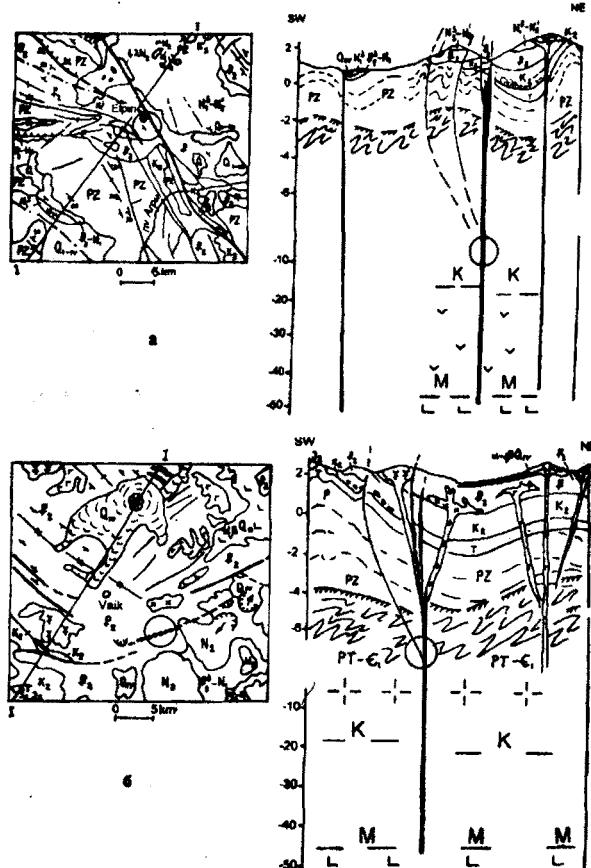


Рис. 2. Схематические геологические карты и глубинные геолого-геофизические профили очаговых зон Вайоцзорских землетрясений ( $M=6,5$ ) 906 г. (а) и 735 г. (б).

эпицентр тяготеет к ЮВ части подзоны.

Очаговая зона Вайоцзорского (Мозского) землетрясения 735 г. ( $M=6,5$ ) приурочена в целом к синклинорной структуре (Ехегнадзорский синклинорий) и характеризуется развитием на поверхности в основном молодых палеоген-неогеновых вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований (рис. 2, б). Примечательным для очаговой зоны является также значительное количество верхнеэоцен-миоценовых интрузий, экстррузий, силл и даек основного, средне-кислого и щелочного составов. На северо-северо-востоке очаговой зоны распространены лавовые потоки андезито-базальтов среднечетвертичного возраста. В 12 км к северу

пределения фаций и формаций. На юге падение слоев пологое ( $10-20^\circ$ ), на севере они дислоцированы более интенсивно ( $30-40^\circ$ ). Кристаллический фундамент в осевой части подзоны находится в наиболее опущенном положении – 3 км, а в краевых частях, в особенности северной, резко приподнят (рис. 2, а).

Макросейсмический эпицентр землетрясения 906 г. находится в пределах Центральной подзоны рассматриваемой очаговой зоны. По некоторым исследователям [5, 10], он расположен между сс. Елпин и Арени – краевыми точками участка максимального развития сейсмогенных дислокаций. По другим авторам [4], которые учитывали наибольшие макросейсмические воздействия на исторические памятники и сооружения,

от п. Вайк расположен центр одного из классических вулканических аппаратов Армении – Вайоцсар. Этот вулкан выделяется своей активной вулканической деятельностью в голоцене.

В характере распределения фаций палеогена отмечается заметная смена с востока на запад вулканогенных образований вулканогенно-осадочными и даже типично морскими осадочными отложениями. Палеоген (эоцен) трансгрессивно залегает на различных горизонтах верхнего мела, триаса и палеозоя. Они обнажаются в южном крыле структуры, в ее переходной части к Вайоцзорскому антиклинорию, и представлены терригенными, карбонатными, карбонатно-терригенными и глинистыми толщами. В конгломератах верхнего мела (коньяка), по данным бурения, найдены офиолитокласты [11], свидетельствующие о близости офиолитового шва. Выделяемые на крайнем юго-западе маломощные отложения средней юры развиты очень ограниченно, трансгрессивно залегают на породах триаса представленными морскими песчано-глинистыми фациями и, скорее всего, относятся к другой структурно-формационной зоне. Кристаллический фундамент эопалеозоя в пределах очаговой зоны находится на глубине 5–6 км.

Отличительной чертой разрывной тектоники Вайоцзорской очаговой зоны является резкое изменение ориентировки разломов. На З–ЮЗ площади они имеют З–СЗ простирание, а на Ю–ЮВ – субширотное. В системе этих разрывных нарушений выделяются активные, в том числе сейсмогенные структуры. Из них следует выделить Хачик-Мартиросский разлом. Он расположен в 10 км к югу от города Вайк (рис. 2, б), простирается в субширотном направлении и представляет собой крутой ( $75\text{--}80^\circ$ ) сброс с падением плоскости на юг. К востоку этот разлом, вероятно, сочленяется с зоной Таштунского (Дебаклинского) активного разлома – в районе с. Артаван и Сисианского перевала, где широко развиты крупные палеосейсмодислокации. По мнению Р. Арутюняна [12], землетрясение 735 г. сопровождалось извержением вулкана Вайоцсар. Макросейсмический эпицентр землетрясения 735 г., скорее всего, приурочен к описанным сеймотектоническим структурам.

*Хонарасарская очаговая зона.* В ЮВ части бассейна оз. Севан, на отрогах Варденисского хребта выделяется зона, которая в доисторическом и историческом прошлом проявила интенсивную сейсмическую и вулканическую активность. Рассматриваемая зона охвачена детальными палеосейсмическими и палеовулканическими исследованиями Э. Филипа, А.С. Караханяна и др. [13, 14]. Она приурочена к молодому разлому, который впервые был откартирован Э.Х. Харазяном (отчет 1980 г.), а позже как тектонически активная структура под названием Хонарасарский разлом выделен А.С. Караханяном и др. [15]. Разлом сечет средне-четвертичный вулкан Хонарасар с правосторонним смещением на  $750\pm 50$  (м), а на 6,5 км южнее – вулкан Тсурсар со смещением 350–400 м (рис. 3).

Хонарасарская очаговая зона приурочена к молодой депрессии тектонического происхождения, наложенной на структуру известного регионального Ишханасарского разлома. Структуру очаговой зоны бронируют новейшие неоген-четвертичные вулканические образования, продукты

вулканов Варденисского хребта и многочисленных паразитических конусов его СЗ склона (рис. 3, а). Примечательным в строении очаговой зоны является развитие потоков очень молодых позднеплейстоцен-голоценовых лав.

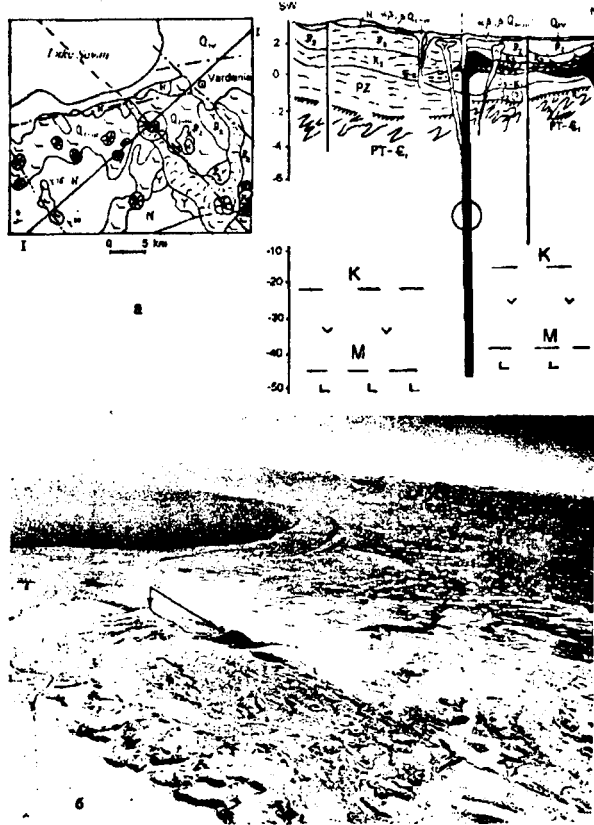


Рис. 3. а) Схематическая геологическая карта и глубинный геолого-геофизический профиль Хонарасарской очаговой зоны; б) Хонарасарский (Ишханасарский) активный разлом фото с вертолета). Виден смещенный конус вулкана Хонарасар.

Излияние этих потоков произошло из кратера вулкана Порак, который приурочен к узлу сочленения двух крупных региональных структур – Ишханасарского (Хонарасарского) активного разлома СЗ простирания и поперечного Тертерского разлома СВ простирания. Вдоль юго-восточного побережья оз. Севан под четвертичными лавовыми потоками и современными озерно-речными образованиями залегают озерные песчано-глинистые отложения неогена. В эрозионных окнах обнажаются вулканогенно-осадочные отложения эоцена, известняки, песчаники и конгломераты верхнего мела (сантон-маастрихт). Дочетвертичные образования прорваны экзрузиями андезит-дацитов и дацитов позднеплиоценового возраста и небольшими телами гранодиоритов позднего эоцена.

Более глубинное строение очаговой зоны воссоздано по данным бурения, геофизики и анализа геологического строения ближайшего обрамления [16–19], на основании которых в пределах очаговой зоны выделяются две подзоны (блоки), характеризующиеся различием геологического разреза, глубинного строения и историей тектонического развития. В СВ части очаговой зоны основанием для вышеописанных отложений служат вулканогенно-кремнистые образования низов верхнего мела (сеноман-турон), прорванные протрузиями серпентинитов, серпентинизированных гипербазитов, габбро и др., объединенных в офиолитовый комплекс. Породы офиолитового комплекса в основном тектонически, местами стратиграфически налегают на вулканогенно-карбонатные толщи верхней юры – нижнего мела и, возможно, на вулканиды средней юры. Основанием служат кристаллические сланцы верхнего

протерозоя – нижнего кембрия, многочисленные экзотические блоки и глыбы (олистолиты) которых встречаются в меланжированных образованиях офиолитового комплекса и олистостромовых горизонтах верхнего мела (коньяк-сантон) [16, 17]. Кровля фундамента воздымается в СВ направлении. В ЮЗ части верхний мел, представленный карбонатными и вулканогенно-терригенными отложениями, несогласно налегает на карбонатно-терригенные и глинистые толщи палеозоя и, вероятно, триаса. Кровля кристаллического фундамента находится на глубинах 4–5 км. Границей этих двух разнопостроенных блоков (подзон) служит Ишхана-сарский региональный глубинный разлом, его отражением на поверхности является Хонарасарский активный разлом – один из крупных активных разломов Армении, который представляет собой правый сдвиг со средней скоростью горизонтального смещения  $0,53 \pm 0,04$  (мм/год) за период 1,4 млн. лет [13]. Параллельно этому разлому в СЗ направлении протягиваются еще две крупные разрывные структуры: одна – на северо-востоке в 7–7,5 км, другая – на юго-западе в 16–17 км.

Другой активной структурой очаговой области представляется Варденис–Сотский разлом близширотного (В–СВ) простирания. Он является фрагментом крупной поперечной структуры Малого Кавказа, известной как Мровдаг–Зодский разлом [20]. В пределах очаговой зоны он в целом погребен под новейшими отложениями. Хорошо трассируется по данным дешифрования аэрокосмических снимков и геофизики. О его активности свидетельствует расположенная параллельно его трассе цепочка среднечетвертичных вулканов (рис. 3, а), а также высокая проницаемость земной коры, проявившаяся в аномально высоких изоконцентрациях гелия вдоль зоны разлома [6].

О сейсмогенном характере Хонарасарской зоны убедительно свидетельствуют результаты палеосейсмических исследований [13], согласно которым магнитуа сильного доисторического землетрясения оценивается в  $M \geq 7,2$ . Что касается времени сейсмического события, то в этом вопросе достаточной определенности нет. Согласно определениям по радиоуглероду органического материала из палеосейсмодислокации, время разрывообразования предполагается 5660 лет до Р.Х. По археологическим данным, время события видится в интервале 500–1000 лет до Р.Х. [13]. Существуют исторические сведения, что в 782–773 г. до Р.Х. в этом регионе произошло извержение вулкана Порак (Бам) [12–14]. Согласно Э.Филипу и др. [13], оно было вызвано сильным тектоническим землетрясением, что не принимается Р.А. Арутюняном [12], который считает, что в историческом свидетельстве речь идет только об извержении вулкана. Глубина очага, согласно карте распределения гипоцентров землетрясений территории Армении и сопредельных районов, оценивается около 10 км [6].

*Цхукская очаговая зона* располагается на ЮВ Армении в пределах Сюникского вулканического нагорья. На поверхности очаговой зоны почти повсеместно распространены новейшие плиоцен-четвертичные вулканы. В эрозионных окнах обнажаются вулканогенно-осадочные образования миоцен-плиоцена и эоцена. Причем породы эти местами



подвержены гидротермальному изменению. На юго-юго-западе под четвертичными лавами обнажаются озерные отложения верхнеплиоценового возраста (диатомиты и диатомовые песчаники) и вулканогенно-осадочные образования олигоцена (рис. 4). Последние прорваны небольшими штоками диорит-гранодиоритов. Эти интрузивные породы вскрыты также буровыми скважинами под новейшими лавами.

Очаговая зона на территории Армении выделяется излиянием

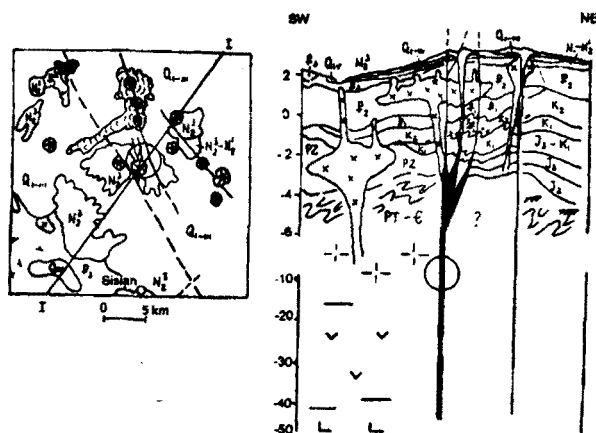


Рис. 4. Схематическая геологическая карта и глубинный геолого-геофизический профиль Цхукской очаговой зоны.

наиболее поздних голоценовых лав. В районе г. Цхук, западнее и северо-западнее от ее вершины выделяются несколько голоценовых вулканов. Излияние лавовых потоков из этих вулканов происходило 7000–5000 лет тому назад. Датировка конца излияния  $4720 \pm 140$  (лет) [21]. Не исключено, что очаг этот окончательно не затух. В очаговой зоне отмечаются термальные источники, выделяется интенсивная геотермальная аномалия,

связанная с магматическим очагом, расположенным на небольшой глубине. О более глубинном строении Цхукской очаговой зоны можно судить лишь по сопоставлению ее с ближайшим обрамлением. В этом отношении она представляется близкой к строению Воротанской и Хонарасарской очаговых зон.

А. Караханян и др. [21] относят Цхукскую очаговую зону к структурам типа сдвигово-раздвиговых впадин (pull-apart basin), сформировавшуюся на участке кулисного подставления Хонарасарского (Ишханасарского) и Хуступ-Гиратахского региональных активных разломов. Характерной чертой строения этой структуры является развитие близмеридиональных ступенчатых грабенов, образованных серией отчетливо выраженных в рельефе молодых разрывов: сбросов, сбросо-сдвигов, взбросо-сдвигов. В общей структуре выделяется цепочка небольших классических вулканических аппаратов, расположенных также в близмеридиональном направлении и, возможно, принадлежащих к ряду наиболее молодых вулканов на территории Армении. Вулканические аппараты подобного типа весьма характерны для зон растяжения с вулканизмом трещинного типа (Джавахетский хребет, северная часть Гегамского нагорья, южный склон М. Арарата и др.). Интересно, что рассматриваемая структура располагается на продолжении Зангезурской близмеридиональной зоны растяжения, в южной части которой выделяется Мегри–Нор-Аревикский неотектонический грабен. Среди

разрывов Цхукской очаговой зоны выделяется группа явно сейсмогенной природы. Их наличие и характер взаимоотношений с вмещающей средой свидетельствуют о неоднократных сильных землетрясениях, произошедших в указанной зоне в доисторическое время. Согласно палеосейсмическим исследованиям, время сейсмических событий оценивается 4–5 тысячелетиями до Р.Х. и I тысячелетием до Р.Х., а сила –  $M \geq 7,0$  [21].

**Воротанская (Татевская) очаговая зона.** К Воротанской (Татевской) очаговой зоне приписывался целый ряд сильных исторических землетрясений: 1308 ( $M=6,1$ ), 1406 ( $M=6,5$ ), 1622 ( $M=3,8$ ), 1881 ( $M=4,6$ ) и др. годов [2]. В последнее время появились публикации [22], в которых убедительно доказывается, что землетрясение 1308 г. ошибочно приписывается к данному очагу, а событие 1622 г. представляется обвалом. Таким образом, наиболее документально обосновано, что к рассматриваемой очаговой зоне приуроченно землетрясение 1406 г. ( $M=6,5$ ), эпицентр которого, вероятнее всего, располагался в районе монастыря Воротанаванк. Глубина очага оценивается в 13–15 км.

Очаговая зона расположена в среднем течении р. Воротан на стыке трех крупных тектонических единиц Армении. На севере располагается Сюникское вулканическое плато – молодая орогенная неотектоническая структура, наложенная на более древние тектонические единицы ранне- и позднеальпийского формирования: Кафанский и Зангезурский блоки. Сюникское плато сложено преимущественно плиоценовыми

вулканогенно-осадочными отложениями и четвертичными вулканитами (лавами, шлаками, пепловыми песками). Кафанский блок расположен в восточной части рассматриваемой площади и характеризуется распространением юрско-нижнемеловых, вулканогенных, вулканогенно-карбонатных и карбонатно-терригенных формаций, прорванных интрузивами габбро-гранодиорит-плагиогранитового состава. Кровля кристаллического фундамента в районе очагов находится

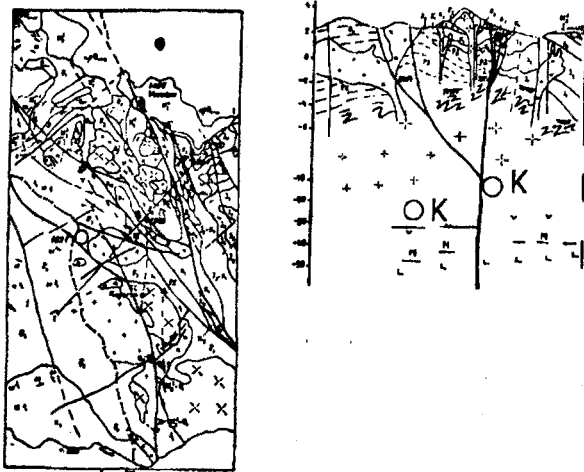


Рис. 5. Схематическая геологическая карта и глубинный геолого-геофизический профиль очаговых зон Воротанского 1406 г. ( $M=6,5$ ), Зангезурского 1931 г. ( $M=6,3$ ) и Каджаранского 1968 г. ( $M=4,9$ ) землетрясений.

на глубине 3,5–4 км и ступенчато погружается в восточном направлении (рис. 5). Зангезурский блок расположен на западе площади и имеет другое строение и историю развития. На мощной толще ( $\approx 4$  км) палеозойских карбонатно-терригенных отложений залегают маломощные горизонты вулканогенно-обломочных образований нижнего и верхнего мела,

которые в свою очередь перекрываются мощным комплексом (2,5–3,0 км) вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований палеогена. Одной из отличительных черт Зангезурского блока является широкое распространение магматических образований. Слагающие этот блок осадочные и вулканогенные породы прорваны многочисленными интрузиями и дайками основного, средне-кислого, щелочного и субщелочного составов. Пликативная структура Кафанского и Зангезурского блоков в целом простая и представляет собой сочетание пологих (более 20–30°) брахиформных складок (антиклиналей и синклиналей), местами осложненных разрывами СЗ и СВ направлений.

На фоне этого выделяется пограничная зона между этими двумя тектоническими единицами. Она представляет собой узкую (≈5 км) сильно дислоцированную, раздробленную полосу с системой параллельных и субпараллельных разрывов СЗ (340–350°) простирания и линейных, крутых, часто опрокинутых складок. В структуре разрывов и складок в целом наблюдается СВ вергентность. Отличительной чертой этой зоны является также специфический фациально-формационный характер образований, участвующих в ее строении. Здесь выделяются меловые и палеоценовые олистромовые толщи, офиолиты. Таким образом, по характеру строения и фациально-формационным особенностям слагающих образований пограничную полосу между Кафанским и Зангезурским блоками можно отнести к структурам типа шовных зон.

Одним из наиболее протяженных, ярко выраженных разломных нарушений этой зоны является Хуступ-Гиратахский активный разлом. Он уверенно протягивается в СЗ направлении от р. Аракс до с. Воротан и далее, в пределах Сюникского плато трассируется по выходам минеральных и термальных источников, гидротермально измененных молодых лав и линейному расположению вулканических конусов. Длина Хуступ-Гиратахского разлома более 125 км. Он представляет собой взброс с приподнятым западным крылом. Падение плоскости сместителя – 70–80° на запад. По данным GPS наблюдений, скорость относительного правостороннего горизонтального смещения составляет 2,17 мм/год [7].

Зангезурская очаговая зона располагается в западной части Зангезурского блока на границе с Ереван-Ордубадской структурно-формационной зоной (рис. 5). Особенностью геологии очаговой зоны является участие в его строении интрузивов Мегринского гранитоидного плутона. Последний отличается многофазностью формирования и представлен различными фациями интрузивных пород средне-кислого и субщелочного составов. Интрузивные тела и дайки прорывают вулканогенные образования эоцена, и время их формирования относится к позднему олигоцену – раннему миоцену. Геологические условия Зангезурского землетрясения 1931 г. ( $M=6,3$ ), которое имело разрушительные последствия в южной Армении и Нахичевани, впервые были изучены и описаны Г.П. Горшковым [23]. Данные об этом землетрясении есть также в более поздних работах других исследователей [24], которые главным образом опираются на материалы Г.П. Горшкова.

Максимальная интенсивность землетрясения в 9 баллов отмечена

вдоль высокогорной части Зангезурского хребта и в западной части Сисианского района, а на очень большой территории (около 100 кв.км) она составила 8 баллов. В результате землетрясения в плейстосейстовой области на поверхности земли образовалось много остаточных (сейсмогенных) деформаций – трещин, обвалов, оползней и т.п. Макросейсмический очаг землетрясения 1931 г. выделяется вдоль З–СЗ обрамления Мегринского плутона в контактовой зоне с вулканитами эоцена. Здесь же проходит региональный Таштунский (Дебаклинский) активный разлом. Последний представляет собой сброс с падением плоскости на В–СВ под углом 65–70°. Он уверенно протягивается от р. Аракс на СЗ до г. Каджаран, где разделяется на две ветви. Одна с азимутом 340–350° прослеживается на 15–17 км в бассейн р. Гехи и, вероятно, затухает после сочленения с Гехинским активным разломом; другая, основная ветвь, сворачивает на СЗ (300–310°) и через 35–40 км соединяется с Ордубадским разломом. Длина основной ветви Таштунского разлома более 100 км. В районе эпицентральной зоны с Таштунским разломом стыкуются несколько поперечных молодых разрывов СВ и близширотного простирания. Они хорошо проявлены в рельефе, секут молодые террасы и склоновые образования, левым сдвигом явно смещают древние геологические контуры, а местами, предположительно, и современные элементы рельефа.

Очаг землетрясения 1931 г. считается одним из наиболее глубоководнофокусных на территории Армении (20–22 км, при среднем 10–15 км). Возможно, это объясняется специфическим глубинным строением очаговой зоны с активной ролью магматизма и тем, что возникновение очага, вероятно, произошло в глубоководных корневых частях Мегринского плутона. В 1968 г. в рассматриваемой очаговой зоне произошло землетрясение с  $M=4,9$  ( $I=7-8$ ), вызвавшее разрушения в г. Каджаране и селах Гехинского ущелья, которое проявилось двумя толчками 9 июня и 1 сентября. Это землетрясение хорошо изучено, результаты приводятся в работах П.Г. Алояна, Н.К. Карапетян, Г.П. Симоняна и целого ряда др. исследователей [24]. Отметим, что афтершоковая зона этого события имеет близширотное простирание и, вероятно, приурочена к зоне оперяющих структур Таштунского и Шишкерт–Гехинского разломов.

**Заключение.** В геологическом строении очаговых зон сильных землетрясений Армении принимают участие почти все стратиграфические и магматические комплексы от верхнего протерозоя–нижнего кембрия до голоцена включительно с выпадением отдельных членов разреза в зависимости от истории геологического разреза данного участка. Каждая очаговая зона имеет свои особенности геологического строения, при этом выделяются общие закономерности, присущие для большинства очаговых зон Армении.

Все очаговые зоны сильных землетрясений представляют собой граничные структуры активных блоков земной коры. В большинстве случаев эти структуры (Спитакская, Хонарасарская, Гарнийская, Элпинская, Воротанская) имеют типичные для шовных зон геологическое

строение. В геолого-структурном плане это узкие (10–15 км), ограниченные разломами глубокого заложения (20 км и более) протяженные зоны, формирование которых произошло во время основных этапов тектонического развития региона.

В современной структуре эти зоны представлены системой субпараллельных долгоживущих, в том числе активных, современных разломов. Наглядно выделяется их интенсивно складчатое, чешуйчатое строение, характерное для зон регионального сжатия и выразившееся в развитии узких, линейных, часто наклоненных и опрокинутых складок, осложненных рядом мелких параллельных надвигов. Для них характерны распространение пород офиолитового комплекса, олистостромовых горизонтов и толщ, а также линейная (согласно общей структуре) вытянутость интрузивных тел.

Очаги остальных землетрясений (735, 893, 1827, 1926, 1931 г.г.) приурочены к зонам глубинных разломов, либо погребенных (скрытых), либо проявленных на поверхности земли лишь отдельными фрагментами разрывов, принадлежащими этой зоне.

Закономерностью в строении очаговых зон является резкое изменение положения кровли кристаллического фундамента, а также других условных границ земной коры между гранитным, базальтовым слоями и верхней мантией. Высокоамплитудные смещения отмеченных границ (4–8 км) происходят по зонам глубинных разломов и наблюдаются в строении 10 из 12 очаговых зон.

В строении большинства очаговых зон примечательными являются сочленение и пересечение разноориентированных активных разломов, ограничивающих активные блоки земной коры и образующих структуры типа сейсмогенных узлов.

В ряде очаговых зон (Спитакская, Гарнийская, Вайоцзорская, Хонарасарская, Цхукская, Зангезурская) зафиксированы выходы очагов на поверхность в виде различных сейсмогенных дислокаций (разрывов, оползней, провалов, трещин и т.п.), пространственно и генетически связанных с активными разломами.

В геодинамическом отношении большинство очаговых зон сильных землетрясений Армении представляет собой структуры сжатия и сдвига, и лишь часть из них (Цхукская и, возможно, Вайоцзорская, 735 г.) является структурами растяжения. Подтверждением этому служит приуроченность последних к центрам активного голоценового вулканизма.

*Кафедра методики поисков и разведки  
месторождений полезных ископаемых,  
кафедра исторической и региональной геологии*

*Поступила 23.05.2003*

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аванесян А.С., Саркисян О.А. – Ученые записки ЕГУ, 1999, № 2, с. 105–114.
2. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977.
3. Guidoboni E., Traina G. – *Analisi di Geophisica*, 1995, v. XXXVIII, № 1.

4. Pirousian S.A., Balassanian S. Yu., Avanesyan A.S. et al. Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus. 1997, Kluwer Acad. Publishers. NATO ASI Series 2, Environment, v. 28, p. 313–332.
5. Karakhanyan A.S. Proc., Scientific meeting on the seismic protection, Mitigation of fluids in the subsoil and seismic events, compared experiences. 1993, Venice, July 12–13, p. 88–99.
6. Balassanian S.Yu., Nazaretyan S.N., Avanesyan A.S. et al. Proc. Fifth International Conference on Seismic Zonation. 1995, Oct. 17–19, Nice, France III, p. 2203–2210.
7. McClusky S., Balassanian S., Barka A. et al. – Journal of Geophysical Research, 2000, v. 105, № B3, p. 5695–5719.
8. Balassanian S.Yu., Avanesyan A.S., Arzumanyan V. et al. OECD-NEA Workshop Proceedings. EC. JRC/ISPRA, 2001, March, Italy, p. 26–27.
9. Арутюнян А.Р. – Изв. АН Арм. ССР, Науки о земле, 1976, № 3, с. 41–49.
10. Караханян А.С. Активные разломы и сильные землетрясения Анатолийско-МалоКавказского орогена. Автореф. дис. на соискание уч. ст. докт. геол. наук. М., 1995.
11. Сатян М.А. Офиолитовые трогии мезотетиса. Ер.: Изд-во АН Арм. ССР, 1984.
12. Հարությունյան Ռ.Ա. – ՀՀ ԳԱԱ տեղեկագիր: Գիտություններ Երկրի մասին, 2001, №1, էջ 3–11.
13. Philip H., Avagyan A., Karakhanyan A. et al. – Tectonophysics, 2001, v. 343, p. 205–232.
14. Karakhanian A., Djrbashian R., Philip H. et al. – Journal of Volcanology and Geothermal Research., 2002, v. 113, p. 319–344.
15. Караханян А.С., Харазян Э.Х., Аветисян С.А. – Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1989, № 4, p. 37–46.
16. Аванесян А.С. – Там же, 1976, № 4, с. 21–30.
17. Аванесян А.С. – Там же, 1979, № 4, с. 43–48.
18. Егоркина Г.В., Соколова И.А., Егорова Л.М. – Советская геология, 1976, № 3, с. 127–133.
19. Егоркина Г.В., Соколова И.А., Егорова Л.М. – Разведочная геофизика, 1976, № 72, с. 127–133.
20. Шихалибейли Э.Х. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Баку: Изд-во АН Азерб. ССР, 1966, т. 2.
21. Karakhanyan A.S., Trifonov V.G., Azizbekyan H.G. et al. – Terra Nova, 1997, № 9, p. 131–134.
22. Haroutunian R., Karakhanian A. et al. Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus. 1997, Kluwer Acad. Publishers. NATO ASI Series 2, Environment, v. 28, p. 375–382.
23. Горшков Г.П. – Тр. Сейсмологического ин-та АН СССР, 1934, № 34.
24. Результаты комплексного изучения Зангезурского землетрясения 1968г. Сб. статей. Ер.: Изд-во АН Арм. ССР, 1973.

Ա. Ս. ԱՎԱՆԵՍՅԱՆ, Հ. Հ. ՍԱՐԳՍՅԱՆ, Մ. Ա. ԱՎԱՆԵՍՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՈՒԺԵՂ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԵՐԻ ՕՋԱԽԱՅԻՆ ՁՈՆԱՆԵՐԻ  
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԸ (II)

#### Ամփոփում

Հոդվածում բերվում են ՀՀ տարածքի կենտրոնական և հարավային մասում նախապատմական, պատմական ժամանակաշրջանում, ինչպես նաև ոչ հեռավոր անցյալում տեղի ունեցած ուժեղ երկրաշարժերի օջախային գոտիների երկրաբանական կառուցվածքի ուսումնասիրության արդյունքները:

Առաջին հաղորդումից [1] հետո անցած ժամանակաշրջանում գիտական գրականությունում, ինչպես նաև հեղինակների սեփական հետազոտումների արդյունքում երևան են եկել նոր տվյալներ, որոնք պահանջում են ճշգրտումներ մտցնել ինչպես օջախային զոնաների երկրաբանական կառուցվածքի, այնպես էլ այս կամ այն սեյսմիկ իրադարձության հավաստիության վերաբերյալ:

Բացահայտված են Հայաստանի ուժեղ երկրաշարժերի օջախային գոտիների երկրաբանական կառուցվածքի մի շարք օրինաչափություններ:

A. S. AVANESSIAN, H. H. SARGSIAN, M. A. AVANESYAN

## GEOLOGICAL STRUCTURES OF STRONG EARTHQUAKES' SOURCE ZONES OF ARMENIA (II)

### Summary

Results of the study of the source area of strong earthquakes are brought, which occurred in central and southern parts of the Republic of Armenia in prehistoric and historic times, as well as recently.

Some time after the publication of the first report in scientific literature, as well as in the results of own researches new data appeared, which demand making corrections in the geological characteristics of the source areas, as well as make amendments in regard to the authenticity of this or that seismic event.

A series of regularities of geological structure of source areas of strong earthquakes in Armenia are singled out.