

КОМИТЕТ СОВЕТА МИНИСТРОВ АРМ. ССР
ПО ВЫСШЕМУ И СРЕДНЕМУ СПЕЦИАЛЬНОМУ
ОБРАЗОВАНИЮ

ЕРЕВАНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

К. А. МКРТЧЯН

БАЗУМСКИЙ ХРЕБЕТ В СИСТЕМЕ
СЕВАНСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ
МАЛОГО КАВКАЗА

(Стратиграфия, интрузивы, тектоника,
металлогения и история развития)

А В Т О Р Е Ф Е Р А Т

диссертации, представленной на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

КОМИТЕТ СОВЕТА МИНИСТРОВ АРМ. ССР
ПО ВЫСШЕМУ И СРЕДНЕМУ СПЕЦИАЛЬНОМУ
ОБРАЗОВАНИЮ

ЕРЕВАНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

К. А. МКРТЧЯН

БАЗУМСКИЙ ХРЕБЕТ В СИСТЕМЕ
СЕВАНСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ
МАЛОГО КАВКАЗА

(Стратиграфия, интрузивы, тектоника,
металлогения и история развития)

А В Т О Р Е Ф Е Р А Т

диссертации, представленной на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Работа представляет систематическое изложение основных вопросов стратиграфии, магматизма, тектоники, металлогении, истории развития Базумского хребта и смежных районов, основанное, главным образом, на новом фактическом материале, собранном автором за 1954—1958 гг. при проведении площадных крупномасштабных съемок на площади свыше 1200 кв км и монографической обработки собранного материала в системе Армянского геологического управления.

При выполнении работ учтены материалы предыдущих исследователей области, содержащие ряд ценных данных, имеющих непосредственное отношение к затрагиваемым вопросам. К таковым относятся работы К. Н. Паффенгольца, В. Н. Котляра, И. В. Барканова, А. Т. Асланяна, А. А. Габриеляна, И. Г. Магакьяна, Ю. А. Арапова, Н. Я. Монахова и др.

К работе приложена „Геологическая карта восточной части Базумского хребта и смежных районов“. Текст оснащен многочисленными иллюстрациями, специальными схемами, колонками, картами и фотоснимками.

Работа объемом 11 печатных листов состоит из пяти глав: первая—„Стратиграфия“, вторая—„Интрузивы“, третья—„Структура“, четвертая „Металлогения“ и пятая—„Палеогеновая история развития“. Список литературы включает 125 названий опубликованных работ.

Глава первая—СТРАТИГРАФИЯ

В стратиграфическом разрезе области принимают участие вулканогенно-осадочные и нормально осадочные отложения нижней, средней и верхней юры, нижнего и верхнего мела, среднего эоцена, верхнего эоцена, континенталь-

ные образования среднего-верхнего олигоцена, верхнего миоцена, плиоцена и антропогена, причем фаунистически хорошо охарактеризованы отложения средней и верхней юры, мела и эоцена. Отложения, относимые к нижней юре, среднему-верхнему олигоцену, верхнему, миоцену, плиоцену и антропогену, выделяются на общих стратиграфических основаниях, в большинстве случаев в той или иной мере подкрепленных фаунистическими в флористическими данными.

Юра представлена тремя отделами. К нижней юре относится вулканогенно-осадочная толща так называемых „нижних порфиритов и их туфобрекчий“, выступающая в ядре Кечал-дагского антиклинория, в левобережья р. Бабаджан и в районе Анкадзорского рудного поля. В последнем районе из подчиненных линз кремнистых известняков найден аммонит плохой сохранности, определенный как *Wähneroceras cf. megastoma Wahn*. Среднеюрские вулканогенно-осадочные отложения развиты в районе Кечал-дагского антиклинория, в бассейнах верхних течений рек Аксибара и Тали-гет, в составе: верхнего яруса с *Ludwigia concavum* и байос-батских отложений, охарактеризованных фауной: *Stephanoceras*, *Parkinsonia*, *Oppelia*, *Nannolytoceras*, *Dinolytoceras*.

Верхнеюрские отложения развиты в районе Соух-булагской синклинали и Иджеванского хребта в составе: келловей, представленного песчано-глинистыми отложениями с *Trigonia clavellata Ag.*, *Tr. cf. elongata Sow.*, *Tr. costata Sow.*, *Aequiptecten cf. subfibrosis d'Orb.*, *Coelosonte excavata Sow.*, *C. sarajmanensis Sibir.* и др., оксфорда, представленного вулканогенно-осадочной толщей с *Sowerbyceras tortisulcatum d'Orb.*, в верхах переходящей в карбонатную свиту лузитан-киммериджа с *Pygmatia pseudobruntrutana Zeuschn.*, *Pseudoperinea jailensis Pcel.*, *P. ppoidea Pcel.*, *Eustoma germani Etall.* и др.

Мел представлен обоими отделами. Нижнемеловые терригенные отложения в составе среднего-верхнего альба развиты в районе Иджеванского и Гогаранского хребтов и

охарактеризованы богатой фауной с *Kossmatella agassizi* Pict., *K. chabaudi* Fal., *Puzosia planulata* Sow. (Гораранский хребет) и *Exogira corpulenta* Atab., *E. djamadjarica* Muzaf., *Turritiles hugardianus* d'Orb., *Puzosia sharpei* Spath., *Hysterocheras* aff. *varicosum* Sow., *Aucellina gryphaeoides* Sow. и др.

Верхнемеловые отложения представлены терригенной свитой верхнего турона-нижнего сантона, охарактеризованной богатой фауной: *Gauthiericeras rennense* Gross., *Plesiopygmat's bicinata* (Bronn.), *Trochactaeon subangustatus* Pcel., *Tr. chioffati* Pcel., *Plagiopytychus sevaniensis* Renng., *Hypuritella incisa* Douv., *Biradiolites angustissimus*, *Praeradiolites sinuatus* и др. и верхнего сенона с *Inoceramus balticus* Bochm., *In. regulatus* d'Orb., *In lobatus* Coldf., *Globotruncana* и др.

Палеоген представлен средним эоценом, верхним эоценом, верхним олигоценом, разграниченными региональными перерывами в осадконакоплении.

Среднеэоценовые отложения имеют наибольшее площадное распространение и, взамен ранее применявшегося двухчленного деления, расчленены на три лито-фациальные комплекса, выделяемые в качестве подсвит: а) нижняя-туфоосадочная; б) средняя-порфирировая и в) верхняя-кератофирировая. Нижняя подсвита сложена разнообразными туфопесчаниками, известковистыми и грауваковыми песчаниками, туфобрекчиями, туффитами, песчанистыми известняками, местами с базальными туфоконгломератами в основании. Охарактеризована она богатой нуммулитовой и др. фауной в составе: *Nunmulites distans* Desh., *N. irregularis* Desh., *N. partshi* de la Harpe, *N. Heeri* de la Harpe, *N. nitidus* de la Harpe, *N. burdigalensis* de la Harpe, *N. Murchisoni* Bronn., *N. atacicus* Leym., *N. globulus* Leym., *N. lucasi* d'Arch. и др., датирующих нижний лютет с некоторыми элементами верхов нижнего эоцена.

Средняя подсвита сложена разнообразными порфиритами среднего и основного состава, часто в значительной степени альбитизированных, с подчиненными им пачками пелитаморфных туфов и туфопесчаников.

Верхняя подсвита сложена кварцевыми и бескварцевыми

ми кератофирами, их туфами и туфобрекчиями, повсеместно орхашенных в розовые и фиолетовые цвета.

Средняя и верхняя подсвиты фаунистически не охарактеризованы и, исходя из стратиграфического их положения и региональных сопоставлений, соответственно относятся к среднему и верхнему лютету.

Верхнеэоценовые отложения имеют широкое площадное распространение. Расчленяются они на три лито-фациальные комплекса, выделяемые в качестве подсвит: а) нижняя подсвита „Котрац“; б) средняя подсвита „Блдан“ и в) верхняя подсвита „Бор-Борт“.

Нижняя подсвита „Котрац“ сложена разнообразными туфопесчаниками, мелкообломочными тонкослоистыми туфобрекчиями с прослоями и линзами нуммулитовых известняков, межформационными потоками базальтов и санидиновых трахиандезитов с базальными конгломератами в основании. Охарактеризована она нуммулитовой и др. фауной в составе: *Nummulites perforatus* de Montf., *N. incrassatus* de la Harpe, *Chlamys subdiscorsis* d' Arch., *Chl. biaritzensis* d' Arch., *Chl. biaritzensis* d' Arch., var. *subtripartita* d' Arch., *Crassatella fashsi* Słodk., *Cr. ex gr. plumbea* Chemnitz, *Rotalia ex gr. lithothannica* Uhlig, *Globorotalia armenia* Sahakian, *G. crassaeformis*, *Bifirina valvulinaria* и др., которые в совокупности указывают на низы верхнего эоцена.

Средняя подсвита „Блдан“ сложена довольно разнообразными туфобрекчиями среднего состава, биотитовыми и агломератовыми туфобрекчиями, биотитовыми „туфолавами“ (палеоингнимбриты типа арктических „туфолав“) с подчиненными им пачками туфопесчаников и внутрiformационными потоками порфиритов в верхах.

Верхняя подсвита „Бор-Борт“ сложена темно серыми, коричневато-серыми пироксеновыми, плагиоклазовыми порфиритами, часто с кавернами, заполненными цеолитом, санидиновыми трахиандезитами и др. В низах подсвиты выделяется характерная, но локально развитая пачка „Грубообломочная“, сложенная регрессивными туфоконгломератами, косослоистыми туфопесчаниками, глинистыми и уг-

листыми сланцами с растительными остатками (среди них *Aralia firmifolia* N. Vassil.), с двумя горизонтами биотитовых кристаллических туфов (палеотипы туфов ереванского типа).

На основании региональных сопоставлений в самых верхах разреза верхнеэоценовой свиты предполагается наличие нижних горизонтов олигоцена.

Отложения олигоцена имеют ограниченное распространение и представлены озерно-континентального происхождения песчаниками, конгломератами, алевролитами, аргиллитами, глинами, глинистыми, углистыми и горючими сланцами, известными под названием Дилижанской свиты. Охарактеризованы они богатым комплексом ископаемой флоры в составе: *Pinus palaeostrobis* (Ett.) Heer, *Taxodium dubicum* (Sternb.) Heer, *T. disticum miocenium* Heer, *Clyptostrobis europaeus* (Brongn.) Heer, *Cinnamomum cinnamomeum* (Rossm.) Hollick, *C. scheuchzei* Heer, *C. lanceolatum* Ung., *Quercus elaeana* Ung., *Q. chlorophylla* Ung., *Q. drymeja* Ung., *Comptonia diforme* (Sternb.) Berry, *Myrsina dorphora* Ung., *Phragmites oeningensis* A. Br., *Typha latissima* A. Br. и др. указывающих в общем на олигоценовый возраст вмещающих отложений.

По характеру фаций и по стратиграфическому положению Дилижанскую свиту правильнее целиком отнести к верхнему майкопу.

К неогену относятся имеющие весьма незначительное распространение андезитово-базальтовые лавы района г. Кировакан, с подчиненными им пемзово-пепловыми образованиями (мэотис-понт) и долеритовые базальты Лорийского плато и долины р. Дебед вместе с фациально связанными с ними озерно-речными отложениями запрудного происхождения (верхний плиоцен).

Четвертичные отложения представлены аллювиальными, озерно-речными, пролювиальными и др. образованиями с подчиненными им пемзово-пепловыми и туфовыми покровами, имеющими значительное распространение в бассейне верхнего течения р. Агстев, в бассейне р. Гарпи и особен-

но широко представленные в бассейне среднего и верхнего течений р. Памбак. Среди них выделяются маркирующие отложения вьюрмского возраста с двумя покровами кристаллических туфов и охарактеризованные *Elephas primigenius* Blum., *Equus caballus* L. и *Coelodonta antiquitatis* Blum.

Глава вторая—ИНТРУЗИВЫ

В пределах рассматриваемой области интрузивный вулканизм связывается в основном с палеогеновым периодом развития Севанской тектонической зоны. Площадь, занимаемая интрузиями в общем равняется 158 кв. км. Допалеогеновые интрузии представлены небольшими пластовыми залежами кварцевых плагиопорфиров бассейна верхнего течения р. Аксибара.

Палеогеновый интрузивный цикл характеризуется сложными в петрохимическом отношении образованиями от пироксенитов и габбро до порфиroidных гранитов и щелочных и нефелиновых сиенитов при большом многообразии морфологических типов интрузивных тел. В возрастном отношении все палеогеновые интрузии области расчленяются на два комплекса—среднеэоценовый и верхнеэоцен-нижеолигоценовый, в которых далее по возрастному и петрохимическому признакам выделяются отдельные группы по нижеследующей схеме:

1. Среднеэоценовый комплекс—
 - а—пластовые интрузии основного состава
 - б—интрузивные кварцевые порфириты
 - в—габбро и пироксениты
 - г—гранитоиды
2. Верхнеэоцен-нижеолигоценовый комплекс—
 - а—пластовые интрузии габбро-порфиритов
 - б—интрузивные липарито-дациты
 - в—группа щелочных интрузий

Среднеэоценовый комплекс. Пластовые интрузии основного состава известны у восточной периферии Заманской гранодиоритовой интрузии и в привершинной части северного скло-

на г. Кеша-даг. В обоих пунктах интрузии представлены согласными залежами, прорывают вмещающие среднеэоценовые отложения до верхней подсветы кератофиров и сами прорываются гранитоидными интрузиями предверхнеэоценового возраста, чем устанавливается верхний их возрастной предел, совпадающий с концом среднеэоценового цикла осадконакопления.

Первый из выходов представлен амфиболитизированным габбро, а второй—габбро-диоритом.

В Севанской тектонической зоне, на протяжении свыше 100 км, от района Чибухлинского рудного поля до верхьев р. Гетик, в пределах развития среднеэоценовых отложений известны многочисленные выходы довольно однообразных кварцевых порфиритов, которые достигают преобладающего площадного развития в центральной полосе и восточной периферии Базумского хребта. Ранее они описывались как эффузии в разрезах вулканогенной толщи среднего эоцена. Нами доказывается их интрузивный характер.

Среди них различаются разновидности с литоидной, криптокристаллической, микрофельзитовой, фельзитовой, микроаллитовой, микрогранитовой, пилотакситовой, апогидлопитовой основной массой. Перечисленные структуры встречаются обычно в одних и тех же выходах, а некоторые из них—в пределах одного образца. В некоторых образцах кварцевые порфириты дают переходные разновидности, с одной стороны, в породы кератофировой серии (кварцевые кератофиры, кварцевые альбитофиры), с другой стороны (более редко)—они приближаются к породам порфиритового ряда.

Все без исключения выходы кварцевых порфиритов пространственно локализованы. В вертикальном разрезе они подчинены различным горизонтам среднеэоценовой вулканогенной толщи от самого ее основания до верхов средней подсветы, причем из вмещающих и подстилающих отложений некоторых выходов происходят сборы характерной лютетской фауны. Намечается определенная тенденция в

приуроченности выходов кварцевых порфиров к трем горизонтам среднеэоценовых отложений, а именно: к самым низам, к переходным горизонтам от нижней подсвиты к средней подсвите и от последней — к верхней кератофировой подсвите. Горизонты эти, как границы разных фациальных и структурных образований, очевидно, были наиболее податливыми зонами для внедрения силлов кварцевых порфиров. Пластовые залежи кварцевых порфиров, в общем согласные с вмещающими породами, в большом плане диагонально пересекают их, вследствие чего породы всякого бока одной части выхода оказываются в лежащем боку в другой части. Там, где покровные части кварц-порфировых залежей размыты, обнажаются питающие их каналы, представляющие тонкие трубчатые тела, расположенные в небольшом удалении друг от друга (150—300 м), что дает основание единые на поверхности выходы кварцевых порфиров (в особенности крупные площадью 10—20 кв км) рассматривать как сложные лакколитовые тела, образовавшиеся смыканием и сливанием множества мелких тел, так называемых „микролакколитов“ типа траппового лакколита Ландрид-Уэльс.

Для более точного определения времени внедрения кварцевых порфиров мы располагаем следующими данными: а) повсеместно они подчинены среднеэоценовым отложениям вплоть до верхней кератофировой подсвиты; б) дислоцированы совместно с вмещающими породами; в) сами прорываются предверхнеэоценовыми гранитоидными интрузиями; г) гальки их совместно с гальками вмещающих пород и гранитоидных интрузий встречаются в базальных и регрессивных конгломератах верхнеэоценовых отложений. Эти данные позволяют с достаточной точностью приурочить внедрение их к концу среднеэоценового цикла осадконакопления.

К собственно интрузивному циклу среднеэоценового комплекса относятся Лермонтовская и Марципангетская интрузия габбро-пироксенитов и дайковое тело габброидитов. В строении габбро-пироксенитовых интрузий прини-

мают участие различные как по минералогическому составу, так и по структуре породы: крупнозернистые, мелкозернистые, порфирировидные, шаровые и полосчатые разновидности собственно габбро, ^{ак}олиновых габбро, габбро-пироксенитов и пироксенитов.

Возрастное положение габбровых интрузий определяется прорыванием ими кварц-порфирировых залежей; по отношению же к предверхнеэоценовым гранитоидным интрузиям они являются несколько более ранними образованиями.

В среднеэоценовом комплексе гранитоидные интрузии являются наиболее распространенными. По возрастному и петрохимическому признакам они расчленяются на две группы, являющиеся, очевидно, отдельными фазами единого в общем интрузивного цикла. К первой фазе относится преобладающее большинство известных интрузий области (Геджалинская, Сисибердская, Заманская, Хндзорутская, Головинская и др.), ко второй фазе — граниты привершинной части г. Цова-кар в пределах Геджалинской интрузии, района ст. Памбак в пределах Сисибердской интрузии и урочища „Аслан-хараба“ в пределах Заманской интрузии. Ко второй фазе, по-видимому, относятся самостоятельные крупные граносиенитовые интрузивы Гилютского и Фиолетовского массивов.

Наиболее распространенные породы первой фазы гранитоидных интрузий являются: собственно гранодиориты, кварцевые диориты и монцониты, менее развиты диориты, которые в краевых фациях иногда переходят в габбродиориты. Все указанные разновидности представляют фации единых интрузий и совершенно постепенно переходят друг в друга. Вторая фаза гранитоидных интрузий представлена порфирировидными гранитами и граносиенитами.

Все отмеченные интрузии прорывают среднеэоценовые отложения вплоть до верхней кератофировой подсветы, прорывают они также пластовые интрузии габбро-диоритов, кварц-порфирировые залежи и штокообразные интрузии габбро-пироксенитов. Их гальки совместно с гальками вмещающих пород в изобилии встречаются в базальных и рег-

рессивных конгломератах верхнеэоценовых отложений, что позволяет отнести их и самому концу среднеэоценового цикла развития области.

Верхнеэоцен-нижнеолигоценовый комплекс. Пластовые интрузии указанного комплекса представлены небольшим выходом габбро-порфиритов в правобережьи верхнего течения р. Чанахчи—на южных склонах г. Бор-Борт и крупной покровной залежью аналогичных пород в верховьях р. Сарнагбюр. Структура их порфирировая, голокристаллически порфирировая.

Ряд небольших пластовых габбро-порфиритовых тел отмечен в правобережном бассейне р. Агардин. Все они подчинены верхнеэоценовым отложениям от их основания до верхней подсытки „Бор-Борт“. Сами же габбро-порфириты прорываются интрузивными липарито-дацитами.

В составе верхнеэоцен-нижнеолигоценового интрузивного комплекса в структурном и количественном отношении особое место занимают так называемые „субвулканические“ липарито-дациты, ранее описываемые как эффузии. В пределах рассматриваемой области нами выделено свыше 30 отдельных тел суммарной площадью 25 кв км. В петрохимическом отношении они относятся к липарито-дацитовому ряду и повсеместно характеризуются фиолетовыми раскрасками, ярко выраженными текстурами течения (флюидальность, полосчатость и др.). Среди них различаются разности и порфирировой, афировой и стекловатой структурами. Структурно-текстурные особенности, морфология отдельных липарито-дацитовых тел, всегда обнаруживающих признаки вдавливания, весьма приближают их к экстрюзиям, по существу же все они являются интрузивными образованиями. В пределах рассматриваемой территории выделяются следующие основные морфологические их типы: 1) структурные дайки: крупные дайковые тела мощностью 150—200 и более метров, прослеживающиеся на несколько километров по простиранию и внедрившиеся по перемятым зонам региональных разрывных нарушений; 2) лекколитовые тела с изометричными или дайкообразно удлинненными,

вертикальными или крутопадающими жерловинами; 3) куполы, нэккообразные тела диаметром от нескольких десятков до 150—200 м, иногда сложенные эруптивной брекчией; 4) малые дайковые тела мощностью до 10—15 м и прослеживающиеся по простиранию на 100—150 м.

Наиболее четко выраженной особенностью пространственной локализации липарито-дацитов является их приуроченность к полю развития верхнеэоценовых отложений и приспособление наиболее крупных из них к более древним структурам, в частности к региональным разрывным нарушениям. Для более точного определения времени внедрения липарито-дацитов мы располагаем следующими данными: а) одновременность всех их выходов не вызывает сомнений, принимая во внимание однотипность петрографического их состава, структурно-текстурных особенностей, стратиграфического и структурного положения; а) преобладающее большинство выходов подчинено вулканогенным отложениям трансгрессивного верхнего эоцена, прорывая различные ее горизонты вплоть до верхней подсветы „Бор-Борт“; в) в отличие от среднеэоценовых „субвулканических“ кварцевых порфиритов, при внедрении липарито-дацитов уже существовали определенные палеогеновые структурные элементы, к которым они приурочиваются; г) липарито-дацитами прорываются пластовые интрузии габбро-порфиритов; д) сами липарито-дациты прорываются предверхнемайкопскими интрузиями щелочного комплекса. Эти данные позволяют с достаточной точностью приурочить их по времени внедрения к концу верхнеэоценового этапа осадконакопления.

Палеогеновый период интрузивного вулканизма завершается внедрением интрузий щелочной группы. К ней относятся известные в литературе Бундукская интрузия щелочных сиенитов, Ача-джурская группа сиенит-порфириров, лакколитовое тело из бассейна р. Агарцин, Гарнасарская интрузия арменитов и ряд других небольших интрузий.

Для интрузий щелочной группы также характерна приуроченность к полю развития верхнеэоценовых отложений

и приспособление к уже существующим палеогеновым структурам, как к разрывным нарушениям (Бундукское и Цахкасарское дайковые тела), так и к складчатым структурам (Гарнасарская и др. интрузии).

Для определения времени внедрения интрузий щелочной группы имеются следующие данные: а) все они прорывают отложения трансгрессивного верхнего эоцена вплоть до верхней ее подсвиты „Бор-Борт“; б) ими прорываются также „субвулканические“ липарито-дациты; в) гальки пород щелочных интрузий встречаются в конгломератах Дилижанской свиты. На основании этих данных возраст их определяется как послеверхнеэоценовый и доверхне-олигоценовый, т. е. внедрение их приурочивается к концу верхнеэоценового цикла магматической деятельности.

Детальное стратиграфическое расчленение палеогеновых отложений и интрузивных магматических комплексов с определением точного места последних в структуре области позволяет в первом приближении определить глубины формирования отдельных интрузивных тел методом полноты геологических разрезов с учетом фактических мощностей вмещающих (свит. Допускаемые ошибки при этом обычно не превышают 10—15% полученных значений, а в некоторых случаях ими практически можно пренебречь. Эти значения для наиболее интересных интрузивных тел следующие: среднеэоценовый комплекс—Кеждагская пластовая габбро-диоритовая интрузия—600—700 м; группа кварц-порфириновых залежей, приуроченных к основанию среднеэоценовых отложений от 2000 до 2500 м; кварц-порфириновые залежи, приуроченные к переходным горизонтам нижней и средней подсвит среднего эоцена—1500—1600 м; кварц-порфириновые залежи, приуроченные к переходным горизонтам средней и верхней подсвит среднего эоцена—700—800 м. Если допустить несколько более раннее внедрение среднеэоценовых пластовых интрузий, чем самый конец цикла осадконакопления, то минимальные глубины их формирования окажутся значительно меньшими по сравнению с вышеприведенными цифрами.

Лермонтовская и Марципангетская габбро-пироксени-

товые интрузии прорывают среднеэоценовые отложения до нижней половины средней подсвиты и являются несколько более ранними образованиями по сравнению с гранитоидными интрузиями, гальки которых встречаются в базальных конгломератах верхнего эоцена. Максимальная глубина их формирования таким образом равняется 1200—1300 м. Глубины формирования гранитоидных интрузий тем же способом определяются: для Заманской интрузии—1500—2000 м, Сисибердской интрузии—1200—1500 м, Бын-дзорской части Геджалинской интрузии—1600—1700 м, юго-восточной половины Геджалинской интрузии—700 м, для малых выходов бассейна р. Жангарлу и южнее г. Айритапа—700—800 м.

Очень точные данные получаются для большинства верхнеэоценовых липарито-дацитовых тел и интрузий щелочного комплекса, кровельные части которых сохранены от размыва. Так, для Дзорагетской группы липарито-дацитов—1200—1300 м, Сарнагбюрской группы—1000—1200 м, Анкадзорского лакколита—800—900 м, Гамзачиманской и Блданской группы куполовидных пел—1200 м, для восточной расширенной части Бундукской интрузии—300—400 м, малых выходов сиенит-порфиров бассейна среднего течения р. Блдан—1300—1400 м, Гарнасарской интрузии арменитов—600—700 м и т. д.

Анализ цифровых данных глубин формирования различных интрузий области в данном случае нас интересует не с точки зрения вывода о проникновении их до самых верхних горизонтов осадочного чехла или в некоторых случаях почти до дневной поверхности, что само по себе заслуживает большого внимания, а с точки зрения полной сопоставимости глубин формирования так называемых „субвулканических“ и „абиссальных“ интрузий, с вытекающими отсюда выводами об условиях формирования их структурных особенностей. Главнейшие из этих выводов сводятся к нижеизложенному: 1) на структурные особенности интрузивных пород глубина формирования в приведенных случаях почти никакого влияния не оказывает, так что можно говорить об отсутствии однозначной связи между степенью кристаллизации и глубиной формирования интрузий в классичес-

ком понимании этого вопроса. Этот вывод очевиден при сопоставлении близких по химизму, морфологии и размерам интрузий, таких, как например, лакколлитовых тел Гарнасарской интрузии арменитов и Дзорагетских липарито-дацитов. Глубина формирования Большого Дзорагетского лакколлита, в породах которого преобладает аморфное вулканическое стекло, определяется 1200—1300 м, а для щелочных сиенитов Гарнасарской интрузии—600—700 м; 2) наиболее ярко выраженной эмпирической закономерностью является повсеместное развитие порфировой структуры пластовых залежей и других морфологических типов (структурные дайки, лакколлиты, куполы и др.) интрузий, связанных с концом циклов прогибаний и осадконакоплений (условия растяженного состояния коры), обычно объединяемых в группу „субвулканических“ образований и полнокристаллических, собственно интрузивных структур в телах, внедрившихся в период поднятий и усиленного формирования тектонических структур (условия сжатия коры). В этой связи термины „абиссальный“ и „субвулканический“ теряют свое прямое значение и отражают лишь структурные и морфологические особенности интрузий вне связи их с глубиной формирования; 3) изменения структурных особенностей (степени кристаллизации) пород в пределах одного интрузивного тела крайне слабо выражены для „субвулканических“ образований и более или менее ярко для „абиссальных“ интрузий, и в особенности для интрузий щелочного комплекса; 4) степень кристаллизации интрузивных пород в отдельных случаях и в известной степени может объясняться различной их насыщенностью летучими компонентами, морфологией тел, герметичностью окружающей среды и т. д., однако ни один из этих факторов не может быть принят в качестве главного.

Глава третья—СТРУКТУРА

Сравнительное описание складчатой структуры и разрывных нарушений области приводится, исходя из принципа возрастного их разграничения. В основу последнего

берется время зарождения основных элементов палеогеновых структур.

Допалеогеновые структуры области представлены рядом антиклинальных и синклиналиных складок Алавердской зоны и сильно консолидированной структурой Гогаранской системы. Складчатые структуры Алавердской тектонической зоны представлены Кечал-дагской и Иджеванской антиклинальными складками, разделяющей их Соухбулагской синклиналиной складкой и трапецеидальной синклиналию Иджеванского хребта. Антиклинальные складки сложены нижне- и среднеюрскими вулканогенно-осадочными образованиями, синклиналиные складки заполнены верхнеюрскими и меловыми отложениями. В пределах рассматриваемой части Алавердской зоны простирание складок близширотное, с дальнейшим заворотом в северо-восточные румбы. Широтное направление наиболее четко выражено в структуре Иджеванского хребта.

Допалеогеновый возраст складок устанавливается резким их срезанием (почти перпендикулярно к простиранию) близмеридиональной палеогеновой глубокой флексурой западных периферий Иджеванского хребта.

Гогаранская система пространственно ограничивается с юга региональным Чибухлинским так называемым „Главным“ надвигом, с северо-востока-Пушкинским взбросовым нарушением, а с севера перекрывается вулканогенной толщей мэотис-понта, бронирующей древние структуры. Слагающ и систему досреднеальбские образования характеризуются сильно сжатой внутренней дислоцированностью, опрокидыванием, гофрировкой, многочисленными внутренними разрывными нарушениями и метаморфизованностью. В современном виде Гогаранская система представляет характерный пример структур типа „клина“ шириною 8—10 км, зажатога между „Главным“ надвигом под углом 35° падающего на север и Пушкинским взбросовым нарушением, падающим под углом 80° на юго-запад. Таким образом, восточная половина Гогаранской системы на глубинах, дос-

тупных для построения разрезов, оказывается лишенной основания.

Возраст консолидации структуры Гогаранской системы определяется резким структурным несогласием между средне-верхнеальбскими и более древними толщами, которые в последующих дислокациях участвуют уже в виде жесткой массы. Кроме того, Гогаранская система в целом совместно с „Главным“ надвигом резко срезается Пушкинским взбросовым нарушением.

Палеогеновые структуры слагают преобладающую часть рассматриваемой территории и в морфо-структурном отношении расчленяются на четыре крупные единицы: Базумский антиклинорий, Лорийский синклинорий, Дилижанский синклинорий и Бабаджанская моноклиналиная зона. Нижняя возрастная граница указанных структур определяется косым срезанием мезозойских складок Алавердской тектонической зоны и Гогаранской системы. Верхний возрастной предел их определяется ингрессивным залеганием верхнемайкопской сланценосной свиты на уже сформировавшиеся складки средне- и верхнеэоценовых отложений.

В палеогеновой структуре области весьма важную роль играют региональные разрывные нарушения, в основном сдвиго-надвигового и сдвиго-взбросового характеров преобладающего северо-западного простираания.

Базумский антиклинорий представляет сложно построенную, веерообразную структуру шириною около 20 км, с рядом антиклинальных и синклинальных складок второго и третьего порядков и крупных разрывных нарушений на крыльях. Слагающие антиклинорий отложения кроме того разбиты переплетающейся густой сетью малых тектонических нарушений и трещин, превращающих структуру в зону сплошной милонитизации.

Эта особенность, по-видимому, является отражением глубинного строения области на поверхности, в частности Севанского глубинного разлома. Складчатые структуры антиклинория асимметричны, причем в складках северо-вос-

точного крыла соответственно более крутые падения имеют северо-восточные крылья антиклиналей, а на юго-западном крыле — более крутые падения имеют югозападные крылья антиклиналей. В строении антиклинория принимают участие, в основном, вулканогенные отложения эоцена. Местами на участках горстовых поднятий и вздыманий шарниров крупных антиклинорий из-под среднеэоценовых отложений выступают верхнемеловые и нижнеюрские отложения. В строении складчатых структур антиклинория, кроме того, принимают участие пластовые залежи „субвулканических“ кварцевых порфиритов и габбродиоритов. В его пределах размещены также все крупные выходы гранитоидных и габбропироксенитовых интрузий. Из складчатых структур Базумского антиклинория наиболее четко выделяются Агстевская, Геджалинская, Халабская, Шагарбанская и Анкадзорская антиклинальные складки и соответственно разделяющие их Шекгелская, Геджалинская и Шагарбанская синклинальные складки. Все они, за исключением Агстевской антиклинали, в юго-восточном направлении выволаживаются и сливаются в общую крутую периклиналь. Последняя отмечается последовательными погружениями выделенных свит в указанном направлении, а также Гамзачиманским близмеридиональным нарушением и крутым заворотом юго-восточного продолжения Шагали-Эларского надвига.

Базумский антиклинорий посредством Пушкинского и Шагали Эларского разломов граничит с северо-востока с Лорийским синклинорием. Простираение синклинория на всем его протяжении строго северо-западное при ширине 12—15 км. В юго-восточном направлении прослеживается до района сочленения Базумского и Иджеванского хребтов, где в связи с резким вздыманием структур триклинально замыкается. Лорийский синклинорий также является сложно построенной структурой с рядом антиклинальных и синклинальных складок второго и третьего порядков. В его строении принимают участие в основном вулканогенно-осадочные морские и континентальные отложения верхнего эоцена, из-под которых местами выступают среднеэоценовые отло-

жения. В его пределах размещены многочисленные выходы верхнеэоценовых интрузивных липарито-дацитов, а к юго-восточной его периферии приурочены выходы пластовых залежей габбро-порфиритов и интрузии щелочных сиенитов. Границы синклинория отбиваются четко: с юго-запада и северо-востока крупными разрывными нарушениями с внедрившимися по ним липарито-дацитами типа структурных даек.

Складчатые структуры синклинория представлены двумя группами складок, причем первая из них развивается резко дискордантно по отношению к простиранию синклинория, так же как и по отношению структур Базумского антиклинория. Представлена она тремя антиклинальными и соответственно разделяющими их синклинальными складками восток-северо-восточного простирания, в плане дугообразно вогнутых к северо-западу. Прослеживаемая длина складок—6—8 км.

Вторая группа складок Лорийского синклинория (группа постумных складок) представлена двумя антиклиналями и дополняющими их двумя синклинальными прямолинейными складками северо-западного простирания, развитыми в юго-восточной части синклинория.

В широкой полосе между указанными группами складок развита типичная инконгруэнтная складчатость, представленная зачаточными коробчатыми, сундучными и брахискладками, соединяющимися между собой участками с почти горизонтальным залеганием слоев.

Дилижанский синклинорий по существу является юго-восточным продолжением Лорийского синклинория, располагаясь по отношению к нему кулисообразно. Простирание Дилижанского синклинория широтное, приспособленное к аналогичному простиранию допалеогеновых структур Иджеванского хребта. Своим западным концом синклинорий упирается в юго-восточную оконечность Базумского антиклинория. По сравнению с остальными структурами области строение его довольно простое. Характеризуется оно слабым развитием инконгруэнтных складок и узкими рифто-

выми опусканиями. В его пределах развиты средне- и верхнеэоценовые вулканогенно-осадочные отложения, сланцевосная Дилижанская свита, а также многочисленные выходы интрузивных липарито-дацитов и группа щелочных интрузий бассейна р. Блдан. Для установления возраста формирования палеогеновой складчатой структуры области большое значение имеет структурное положение Дилижанской свиты, залегающей ингрессивно на уже сформировавшихся структурах, сложенных верхнеэоценовыми отложениями. Внутренняя складчатость пластических отложений свиты в виде мелких изоклинальных, часто опрокинутых складок и гофрировки объясняется их гравитационным скольжением и усилиями, возникших при горстовоглыбовых подвижках более древних структур по разрывным нарушениям.

Палеогеновые структуры области с северо-востока граничат с мезозойской структурой посредством полосы преимущественно моноклинального залегания слоев, выделяемой в Бабажанскую моноклинальную зону. В ее строении принимают участие исключительно туфоосадочные отложения нижней подсвиты среднего эоцена. В правобережном бассейне р. Бабаджан ширины зоны 8—10 км с доминирующим падением слоев в юго-западные румбы под углами 15—25°. В верховьях правых истоков р. Бабаджан простираение слоев круто меняется к близмеридиональному с запад-юго-западным, на некоторых участках даже запад-северо-западным падением. В близмеридиональном направлении зона моноклинальных падений прослеживается вдоль западных периферий Иджеванского хребта до истоков р. Агарцин, где она резко заворачивает на восток и вдоль южных склонов Иджеванского хребта прослеживается в районе с. Куйбышев. В общем флексурное изгибание зоны на участке южного склона Иджеванского хребта переходит в глубокую крутую флексуру, местами сопровождаемую разрывными нарушениями. В северном направлении она сочленяется с Иджеванской трапецеидальной складкой, образуя резко асимметричную антиклиналь с подвернутым южным крылом. В присводовой части ее располагается дайкообразная инт-

рузия габбро-диоритов. Разрезы отложений, слагающих крылья структуры различны: так, полный разрез верхнемеловых отложений северного крыла полностью отсутствует на южном крыле и наоборот, мощный разрез палеогеновых отложений южного крыла отсутствует на северном крыле, что позволяет по типу отнести ее к „шовным антиклиналям“. Примечательно также развитие второй группы дискордантных близмеридиональных складок (три антиклинальные и разделяющие их синклиналильные складки) на южном флексурном крыле Иджеванской шовной антиклинали, с простираниями осей, перпендикулярными к общему широтному направлению основных структур.

Разрывные нарушения являются важнейшей особенностью структуры области. Крупные из них прослеживаются по простиранию до 40—50 км с доминирующим северозападным направлением и имеют характер сдвига-надвигов и сдвига-взбросов. К таковым относятся: Чибухлинский „Главный“ надвиг по южной периферии Гогаранской системы с падением на север под углами 30—35°, Пушкинское взбросовое и Шагали-Эларское надвиговое нарушения, разграничивающие Базумский антиклинорий от Лорийского синклинория и имеющие падения соответственно на юго-запад $220^\circ < 80^\circ$ и юго-запад $230^\circ < 35-40^\circ$, Туманянское нарушение в стыке Лорийского синклинория и Бабаджанской моноклинальной зоны, Маймех-Тандзутское взбросовое нарушение, система северо-западных разрывных нарушений в бассейне р. р. Черной и Желтой, Гамзачиманские и Дилижанские близширотные парные нарушения, Гамзачиманское меридиональное и др. нарушения. Амплитуда стратиграфического смещения наиболее крупных из них достигает 3—4 км.

Сдвиговый характер большинства указанных нарушений подтверждается косой ориентировкой борозд скольжения по отношению к плоскостям сместителей. Характер и масштабы смещений в горизонтальной плоскости остаются все еще неизученными. Вполне допустимо, что кулисообразное расположение крупных структурных единиц (антиклинориев, синклинориев и др.) находится в прямой связи со сдвига-

нием крупных блоков. Пространственное размещение региональных разрывных нарушений показывает поразительно закономерную их связь с крупными морфоструктурными элементами области, в частности приуроченность их к стыкам и краевым частям структурно-фациальных депрессионных зон, где при деформации изгиба срезывающие силы являются максимальными.

Заложение системы северо-западных, близширотных и близмеридиональных разрывных нарушений приходится на конец среднеэоценового цикла развития, что доказывается следующими данными: 1. Все нарушения указанной системы срезывают складчатые структуры, сложенные среднеэоценовыми отложениями с подчиненными им залежами „субвулканических“ кварцевых порфиритов. При этом не наблюдается пространственной и, тем более, генетической связи между последними и линиями разрывных нарушений, а также не отмечается контроля нарушениями фаций или мощностей среднеэоценовых отложений, чем определяется нижний возрастной предел заложения разбираемой системы нарушений. 2. Весь цикл верхнеэоценового осадконакопления с самого его начала строго контролировался уже существовавшими разрывными нарушениями как северо-западного, так и близмеридионального простирания. Кроме того, по некоторым из указанных нарушений внедрились верхнеэоценовые липарито-дациты типа структурных даек, Бундукская и Цахкасарская дайковые интрузии щелочных сиенитов и сиенито-диорит порфиритов, чем определяется верхний возрастной предел заложения нарушений. После своего зарождения разрывные нарушения с той или иной активностью продолжали жить во все последующее время, что доказывается срезыванием ими верхнеэоценовых отложений, интрузивных липарито-дацитов, верхнемайкопских отложений, вулканогенно-обломочных отложений мэотиса-понта (район Джаджурского перевала) и антропогенных аллювиальных отложений.

Возраст Чибухлинского „Главного“ надвига, срезываемого Пушкинским нарушением, и глубинной структуры южного склона Иджеванского хребта определяется как бо-

более древний. Существование второго из них намечается во всяком случае после верхней юры.

Глава четвертая—МЕТАЛЛОГЕНИЯ

На фоне новых представлений по стратиграфии, магматизму и структуре Базумского хребта и смежных районов в несколько ином новом свете представляются вопросы металлогенического районирования области и вопросы контроля оруденения различными факторами.

Металлогеническое районирование в отличие от прежних схем, где главным признаком выделения рудных районов считалась формация руд, производится исходя из комплекса факторов, определяющих в совокупности индивидуальность выделяемых единиц. Это будет: а) пространственная приуроченность отдельных известных месторождений и проявлений к более или менее единым площадям; б) приуроченность их к определенным, в известном смысле самостоятельным структурам (в основном тяготение к региольным разрывным нарушениям); в) пространственная (возможно генетическая) приуроченность к району развития определенных ингузивных комплексов и г) единство особенностей формации руд.

Преобладающее большинство известных в пределах рассматриваемой территории месторождений и рудопроявлений группируются в следующие рудные поля: I—Чибухлинское, II—Анкадзорское, III—Тандзутское, IV—Дилижанское и V—Бабаджанское.

Принимая во внимание некоторую общность структуры и формаций руд, Тандзутское и Дилижанское рудные поля можно объединить в одно Тандзут-Дилижанское поле.

Все перечисленные рудные поля характеризуются общностью основных параметров, что отражает принадлежность их к единой тектонической зоне и позволяет совместно с другими, сходными по тем же признакам рудными полями, включить в состав единого металлогенического пояса Севанской тектонической зоны. Отмечая известную общность

рудных формаций, в частности преобладающий колчеданный тип оруденения рассматриваемой территории и Алаверди-Шамшадинского рудного пояса, мы исходим из существования принципиальных отличительных черт между ними, заключающихся в принадлежности их к совершенно различным тектоническим единицам, в связи с чем различны рудоконтролирующие структуры как по морфологии, так и по возрасту, совершенно различен также возраст рудогенерации.

В работе далее приводится характеристика выделенных рудных полей.

Анализом пространственного размещения рудных полей и отдельных месторождений и рудопроявлений области выявляется ряд закономерностей эмпирического характера, которые позволяют уточнить некоторые стороны их генезиса.

Первой примечательной особенностью их является приуроченность преобладающего большинства рудных месторождений эндогенного происхождения к полю развития среднеэоценовых образований, чем доказывается послесреднеэоценовый возраст оруденения. Нахождение галек гидротермально измененных и оруденелых пород среднеэоценовых образований в базальных и регрессивных конгломератах трансгрессивного верхнего жоцена указывает на предверхнеэоценовое время рудоотложения по большинству месторождений. С другой стороны приуроченность ряда небольших рудопроявлений к верхнеэоценовым образованиям говорит о наличии второго самостоятельного этапа рудоотложения в палеогене. С этой точки зрения можно говорить о стратифицированности оруденения, приурочивающегося к концу среднеэоценового и верхнеэоценового этапов тектонического развития области.

При анализе размещения рудопроявлений в вертикальном разрезе устанавливается убывание масштабов и концентраций оруденения, в связи с чем не лишено основания предположение о возможной регенерации ранее образовавшихся колчеданных руд (при таком допущении юрских)

под воздействием молодых фаз интрузий и переотложения этих руд в отложениях более высоких горизонтов вулканогенных толщ среднего, а затем и верхнего эоцена.

Второй особенностью пространственной локализации рудных полей является их приуроченность к палеогеновой системе региональных разрывных нарушений. Последние, как правило, сопровождаются системой локальных малоамплитудных нарушений, часто являющихся носителями оруденения. Несколько подчиненную, но определенную роль в локализации оруденения в пределах отдельных месторождений играют также складчатые структуры, в частности локальные антиклинальные складки.

В строении большинства месторождений и рудных полей в том или ином объеме принимают участие интрузивные залежи кварцевых порфиритов. При этом серно-колчеданное оруденение и интенсивная пиритизация, как правило, заключены в кварцевых порфиритах, а основная масса медно-колчеданного оруденения приурочивается к подстилающим их туфопорфиритовым образованиям. В указанных закономерностях мы склонны видеть контроль оруденения литологическим фактором.

Четвертой характерной особенностью пространственной локализации рудных полей является приуроченность их к экзоконтактовому ореолу крупных гранитоидных интрузий послесреднеэоценового-доверхнеэоценового возраста, причем, как правило, рудные поля располагаются в клинообразных блоках между сходящимися плоскостями разрывных нарушений и контактов интрузий.

При рассмотрении вопроса генетической связи колчеданного оруденения с той или иной группой интрузивных образований, отмечается наличие парагенной сульфидной минерализации (в особенности пирита), несомненно связанной как с кварцевыми порфиритами и гранитоидными интрузиями среднего эоцена, так и с липарито-дацитами и щелочными интрузиями верхнего эоцена. Для основной группы колчеданных месторождений установлением доверхнеэоценового возраста рудоотложения исключается возможность связи их с

верхнеэоценовыми липарито-дацитами и щелочными интрузиями. Таким же образом исключается возможность связи их со среднеэоценовыми интрузивными кварцевыми порфиритами, основанием чему служат следующие данные: 1. Кварц-порфиритовые залежи представляют сложные пластовые тела, дислоцированные согласно со вмещающими отложениями. Внедрение их предшествовало заложению системы палеогеновых разрывных нарушений, что доказывается отсутствием какой-либо закономерности в пространственном их размещении по отношению к разрывным нарушениям, срезанием последними кварц-порфиритовых залежей. В этом отношении иначе выглядят верхнеэоценовые „субвулканические“ и собственно интрузивные образования, значительная часть которых внедрилась по разрывным нарушениям в виде крупных структурных даек.

2. Палеогеновые разрывные нарушения и складчатые структуры (в строении которых принимают участие кварц-порфириновые залежи) по времени образования являются дорудными (вмещают и контролируют оруденение).

Локальная связь колчеданного оруденения с гранитоидными интрузиями наряду с примерной одновозрастностью гранитоидных интрузий и главной фазы рудоотложения, а также наличие типично скарных месторождений, ассоциирующихся с колчеданными, позволяют предполагать общность рудосносных очагов и гранитоидных интрузий.

По тому же принципу можно вводить о генетической связи колчеданных рудопроявлений верхнего эоцена с интрузиями щелочного комплекса.

Глава пятая—ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ

В этой главе несколько отклоняясь от общепринятых схем изложения истории развития с подробным анализом фаций, мощностей, трансгрессий, регрессий, вулканизма и т. д. мы кратко останавливаемся лишь на тех основных моментах (далеко неполных), которые вытекают из фактического материала в основном по рассматриваемой территории и характеризуют историю развития Севанской тектонической зоны.

Палеогеновая структура зоны развивалась и оформилась

в пределах типичной интрагеосинклинали, возникшей в начале палеогена и прошедшей полный цикл геосинклинального развития в палеогене.¹

Вывод о заложении Севанской интрагеосинклинали в нижнем палеогене подкрепляется нижеследующими данными: 1) характером и исключительной однообразностью фаций сенона Севанской и сопредельных зон, представленных повсеместно мергелистыми известняками и мергелями; 2) соответствием или совершенно несуществующими различиями мощностей верхнемеловых и в особенности верхнесенонских отложений в Севанской зоне и в сопредельных тектонических зонах; 3) полным отсутствием продуктов вулканической деятельности в отложениях верхнего сенона, косвенно указывающее на спокойные условия тектонического развития области; 4) резким появлением и исключительно широким развитием вулканизма в кластической, эффузивной, „субвулканической“ и интрузивной фациях и накоплением огромной мощности вулканогенных толщ эоцена (суммарно 4—5 км), характеризующихся большими градиентами мощностей по отношению к соседним тектоническим зонам. Образно выражаясь — верхнесенонский этап развития является полнейшим штилем в геотектонических условиях области, перед ураганным ее развитием в палеогене. Приведенные данные находятся в полном согласии с данными по Аджаро-Триалетской складчатой системе, являющейся структурным аналогом Севанской зоны.

Палеогеновый период развития Севанской тектонической зоны характеризуется тремя крупными этапами (среднеэоценовым, верхнеэоценовым и верхнемайкопским), разделенными друг от друга структурными несогласиями и отмеченные региональными перерывами в осадконакоплении.

Среднеэоценовый цикл развития по направленности

¹ Во избежание недоразумений отметим, что говоря о заложении геосинклинали, разумеется, мы не имеем в виду заложения вообще геосинклинального режима развития области, а того элементарного прогиба, в пределах которого оформилась палеогеновая структура Севанской зоны.

геотектонических условий разделяется на два этапа: геосинклинальный этап развития—период преимущественных прогибаний (отмеченный региональной трансгрессией), осадконакоплений, эффузивного вулканизма и интрузивной деятельности геосинклинального („субвулканического“) характера и геоантиклинальный этап развития—период преимущественных поднятий (полное обращение прогиба), возникновения „Серединного хребта“ в осевой полосе и „Боковых прогибов“ по краям геосинклинали, развития линейной складчатости, заложения региональных разрывных нарушений, интрузивной деятельности геоантиклинального характера (габбро-пироксенитовая и гранитоидная формации), рудогенерации (преобладающее большинство рудных проявлений и месторождений) и размыва.

Верхнеэоценовый цикл развития по направленности геотектонических условий также разделяется на два этапа: геосинклинальный этап развития—период преимущественных дифференциальных прогибаний „Боковых прогибов“ (отмеченный региональной трансгрессией), поднятия „Серединного хребта“, осадконакопления, эффузивного вулканизма и интрузивной деятельности геосинклинального („субвулканического“) характера в пределах „Боковых прогибов“ и геоантиклинальный этап развития—период преимущественных поднятий (неполное обращение „Боковых прогибов“), дальнейшее развитие линейной складчатости, разрывных нарушений, образование доскордантных складок, интрузивной деятельности геоантиклинального характера (формация щелочных сиенитов), рудогенерации и размыва.

В верхнемайкопское время происходит общее опускание не вполне пенепленизированной суши с образованием ряда локальных прогибов и рифтовых опусканий, в пределах которых развивается лагунно-озерный режим осадконакопления (Дилижанская сланценосная свита). Залегание этих отложений резко ингрессивное, а развиваемая в их пределах последующая мелкая дисгармоничная складчатость имеет, по-видимому, гравитационное происхождение. Прогибы эти в основном развиваются в преднадвиговых зонах и последую-

ших обращений уже не претерпевают. Верхнемайкопский этап характеризуется также почти полным замиранием вулканической деятельности, чем знаменуется замыкание Севанской интрагеосинклинали и превращение ее в зону завершенной складчатости.

Внеогеновое и антропогенное время в пределах Севанской тектонической зоны образуются локальные, большей частью наложенные прогибы, с ингрессивным залегающим отложениями, которые в последующем подвергаются лишь волновым, флексурным и разрывным дислокациям.

Анализ существующих геологических карт и тектонических схем Малого Кавказа в свете полученных новых данных и построений позволяет наметить ряд особенностей палеогеновой структуры западной части Севанской тектонической зоны (фиг. 1).

Контуры Севанской тектонической зоны определяются наличием более древних (допалеогеновых) консолидированных структур, при заложении и последующем развитии интрагеосинклинали сыгравших роль жестких ограничений. Это Алавердская зона на северо-востоке и Ахтинская зона на юго-западе, в пределах которых местами выступает эопалеозойский метаморфический фундамент.

Одной из наиболее характерных черт внутренней структуры зоны является ее дивергенция в северо-западном направлении на самостоятельные Ширакскую и Лорийскую ветви по обе стороны сильно консолидированной структуры Гогаранской системы. Последняя при заложении и последующем развитии Севанской интрагеосинклинали играла роль срединного массива. Основным продолжением зоны в западном направлении является Ширакская ветвь, которая за пределами государственной границы прослеживается к северу от г. Карс.

После среднеэоценового цикла развития в центральной полосе интрагеосинклинали, отвечающей наиболее прогнутой ее части, образуется геоантиклинальное поднятие („Срединный хребет“), а по краям последнего-неглубоко прогнутые депрессии („Боковые прогибы“). „Срединный хребет“

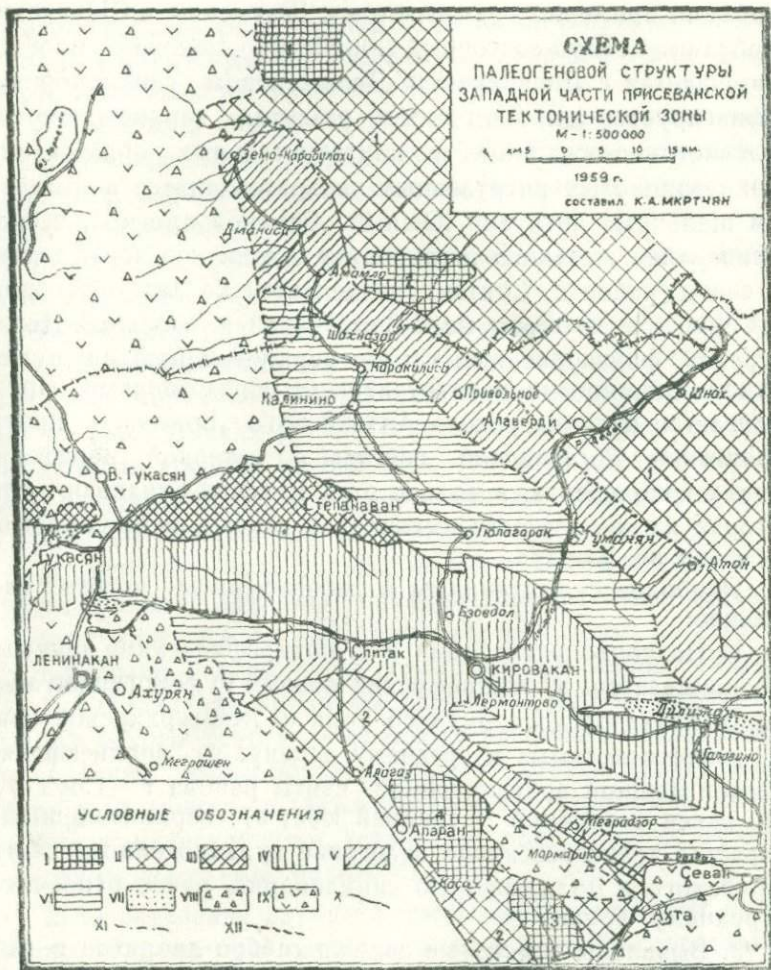


Рис. 1. I—Выступы метаморфического субстрата: 1. Храмский. 2. Локский. 3. Урзаканский. 4. Машимехский. II—Консолидированные структуры жестких ограничений Севанской интрагеосинклинали: 1. Улавердской зоны. 2. Ухтинской зоны. III—Консолидированные структуры Гогаранского срединного массива. IV—Инграгеоантиклиналь («Срединный хребет») возникшая в конце среднего эоцена. V—Полосы развития преимущественно моноклиналей вдоль периферии Севанской зоны VI—Верхнеэоценовые структуры, возникшие в период частичного обращения «Боковых прогибов». VII—Локальные прогибы районов развития верхнеюрских отложений VIII—Вулканогенно-эбломочная толща мзотис-пота, развитая в пределах джаджурского Бокового прогиба. IX—Верхнеэоцен-витропогеновые покровные образования, бронирующие и более древние структуры. X—Активные границы структур. XI—Пассивные границы структур.

в объеме примерно совмещается с Базумским и Ширакским хребтами. Северо-восточный-Лорийский „Боковой прогиб“ совмещается с Лорийским и Дилижанским синклинориями и фиксируется широким полем развития верхнеэоценовых вулканогенно-осадочных и континентальных образований, верхнеэоценовых интрузивных липарито-дацитов и комплексом щелочных интрузий. Южный „Боковой прогиб“, в силу вклинивания жесткого ограничения Ахтинской зоны далеко на север (район с. Спитак), разделяется на два обособленных прогиба: юговосточный-Памбакский и западный-Джаджурский, фиксированных также верхнеэоценовыми вулканогенно-осадочными и интрузивными образованиями. Предполагается наличие узкого Амасийского „Бокового прогиба“ южнее Гогаранской системы по северной периферии Ширакского хребта, в полосе с. с. Гукасян-Бандеван-Илли, которая из-за скудности имеющихся данных на прилагаемой схеме не выделяется.

Наиболее существенным в реферируемой работе следующее:

1. Палеонтологическими и стратиграфическими данными обосновывается: а) нижнеюрский возраст туфопорфировой толщи Анкадзорского рудного поля и Жангарлинской свиты, ранее относимых к среднему эоцену; б) верхнеюрский возраст мощной вулканогенной свиты района г. Соух-булаг, ранее относимой к средней юре; в) верхнеэоценовый возраст и трансгрессивное залегание вулканогенной свиты Лорийского и Дилижанского синклинорий, ранее относимой к среднему эоцену.

2. Выявлены пластовые залежи габбро-диоритов и габбро-порфиритов и установлена приуроченность их к концу как среднеэоценового, так и верхнеэоценового циклов прогибаний и осадконакоплений.

3. Выделены свыше двадцати обособленных залежей кварцевых порфиритов, доказан их интрузивный характер и приуроченность к концу среднеэоценового цикла прогибаний и осадконакоплений, выяснен морфологический тип залежей.

4. Выделены свыше тридцати отдельных тел липарито-

дацитов, доказан их интрузивный характер и приуроченность к концу верхнеэоценового цикла прогибаний и осадконакоплений, выяснены их морфологические типы.

5. Выявлены крупная Гарнасарская интрузия щелочных сиенитов— „арменитов (и ряд других интрузий щелочного комплекса, определен их послеверхнеэоценовый и предверхнеолигоценый возраст.

6. Выяснены возрастные взаимоотношения всех интрузивных комплексов области.

7. Выделен ряд крупных структурных элементов области (Шагали Эларский надвиг, Гамзачиманские близширотные и близмеридиональные нарушения, Гогаранский срединный массив, Анкадзорский тектонический клин, шовная антиклиналь южного склона Иджеванского хребта, системы дискордантных складок и др.), уточнены характер и место в структуре области других структурных единиц.

8. Выделены пять рудных полей и два основных этапа рудоотложения, доказана принадлежность их к единому рудному поясу Севанской тектонической зоны.

Главными результатами своих работ автор считает:

1. Составление крупномасштабной, „Геологической карты Базумского хребта и смежных районов“, отражающей приведенные выше новые данные по стратиграфии, магматизму и тектонике, а также расчленение структуры Севанской тектонической зоны, детализирующее предшествующие тектонические схемы Малого Кавказа.

2. Определение глубин формирования отдельных интрузивных тел, что приводит к выводу о полной сопоставимости глубин формирования так называемых „субвулканических“ и „абиссальных“ интрузий и отсутствие зависимости между структурными особенностями интрузивных пород и глубиной их становления в классическом понимании этого вопроса (в некоторых случаях зависимость „обратно пропорциональная“). Наиболее отчетливой эмпирической закономерностью является повсеместное развитие „эффузивной“ структуры пластовых залежей и др. морфологических типов (структурные дайки, лакколиты, куполы и др.) интрузий,

связанных с концом циклов прогибаний и осадконакопления (объединяемых в группу „субвулканических“), и полнокристаллических, внедрившихся в периоды выворачиваний и поднятий геосинклинальных прогибов.

В этой связи термины „абиссальный“ и „субвулканический“ теряют свое прямое значение. Правильно употребление терминов „абиссальный“ и „гиаабиссальный“ применительно к отдельным интрузиям одной возрастной генерации и формации; различающихся структурно текстурными особенностями в связи с различием глубин формирования.

3. Определение основных вех истории развития Севанской интрагеосинклинали во времени и оформления ее палеогеновой структуры, приложенной к работе в виде таблицы.

Указанная схема, не претендуя на полноту и будучи далекой от универсальности, все же содержит элементы, присущие другим сходным структурам-интрагеосинклиналям эвгеосинклинальных областей, таких как Аджаро-Триалетская складчатая система и Антикавказский оротектонический пояс (Сомхето-Карабахская зона) на Малом Кавказе, почему может иметь общее значение.

Основные положения реферируемой работы изложены в следующих опубликованных работах автора:

1. Некоторые замечания о генезисе туфов арктического типа (АрмССР). Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1954.

2. К характеристике послевюрмских тектонических движений в бассейне р. Памбак Вопросы геологии и гидрогеологии АрмССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1956.

3. О новейших тектонических движениях в Северной Армении. Тр. IV геоморф. конф. по изучен. Кавказа и Закавказья. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1957.

4. О Памбакском комплексе ископаемых млекопитающих в Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XI, № 4, 1958.

5. К вопросу о молодой структуре и районировании новейших тектонических движений в Северной Армении. Изв. АН Арм.ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XII, № 2, 1959.

6. К структуре Анкадзор Сисимаданского рудного поля. Тр. УГ и ОН при СМ АрмССР, №2, 1959

7. Соавтор Адамян А. И. Гарнасарская интрузия щелочных сиенитов в восточной части Халабского хребта (АрмССР). Тр. УГ и ОН при СМ АрмССР, № 2, 1959.

8. Соавтор Вегуни А. Т. О верхнеэоценовой трансгрессии в Армении. Тр. УГ и ОН при СМ АрмССР, №2, 1959

9. Новые данные о верхнеэоценовом возрасте трансгрессивной свиты Лорийского синклинория и смежных районов (АрмССР), ДАН АрмССР, Т. XXXI, №1, 1960

10. Некоторые особенности локализации колчеданного оруденения Базумского хребта и смежных районов (АрмССР), Тр. УГ и ОН при СМ Арм. ССР, №3, 1960 (находится в печати)

11. О глубине формирования палеогеновых интрузий Базумского хребта и смежных районов (АрмССР). Тр. УГ и ОН при СМ АрмССР, № 3, 1960 (находится в печати).

12. Некоторые особенности структуры западной половины Севанской мегасинклинальной зоны. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук. 1960 (находится в печати).

13. Некоторые особенности развития геосинклинального интрузивного магматизма на примере Севанской тектонической зоны Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол. 1960 (находится в печати).

14. Соавтор Адамян А. И. О кварцевых порфири-тах Базумского хребта и смежных районов (АрмССР). Тр. УГ и ОН при СМ Арм. ССР, №3, 1960 (находится в печати).

ВФ 09038

Типография Армуч

302

БЕСПЛАТНО