

П. Г. АЛОЯН

## МОДЕЛЬ АЛЬПИЙСКОЙ ГЕОДИНАМИКИ МАЛОГО КАВКАЗА

В основе новой модели альпийской геодинамики Малого Кавказа лежит представление о гетерогенном строении его доюрского основания. Эрзинджан-Севанская зона рассматривается как зона рифтогенеза, заложившая океанический бассейн Мезотетис. Допускается, что в течение юры-мела на фоне планетарных движений в недрах Транскавказского поперечного поднятия (в узле пересечения с Малокавказским рифтом) зарождается автономный очаговый механизм тектогенеза.

В современной структуре Кавказского сегмента Альпийского складчатого пояса Евразии между Зоной Южного склона Большого Кавказа и Аравийской платформой выделяется Малокавказская геотектоническая область. В свете «тектоники плит» северная граница Малокавказской области рассматривается как северная граница Гондваны и, тем самым, допускается байкальский возраст консолидации ее доюрского основания, а Севанский офиолитовый пояс рассматривается как северная граница Иранской плиты Гондванского континента [8, 11]. Исследования последних лет внесли существенные изменения в наше понятие о структуре Малого Кавказа. Доказано, что доюрский фундамент Малого Кавказа имеет гетерогенное строение, отрицается отнесение Закавказского массива к эпибайкальской платформе в качестве перигондванского краевого поднятия и причленяется к Евразии [1, 4, 5]. Результаты этих исследований дают основание выдвинуть новую рабочую модель альпийской геодинамики Малого Кавказа.

Основным геотектоническим элементом Малокавказской области является Эрзинджан-Севанский пояс, выраженный серией разновозрастных кулисообразно расположенных разломов сбросо-надвигового характера и выдержанным рядом ультраосновных интрузий. Между зоной Южного склона Большого Кавказа и Эрзинджан-Севанским поясом располагается Закавказская зона верхнепалеозойской (раннеальпийской?) консолидации [4], детально описанная в литературе как «Закавказский массив». К югу от Эрзинджан-Севанского пояса нами впервые выделяется мегазона офиолитовых поясов Малого Кавказа — Армянская мегазона. Мегазона имеет линзовидную форму и включает все известные офиолитовые пояса Закавказья: Севанский, Вединский, Запгезурский и Эрзинджанский офиолитовый узел (столб?). На востоке мегазона замыкается восточнее Аракс-Куруинского (Нижнеараксинского) разлома северо-восточного простирания, а с юга разграничена Эрзинджан-Хой-Тебризским разломом. Выходы доюрского основания байкальской консолидации являются обломками или переработанными реликтами раздробленного переднего края Аравийской платформы [1]. Серией субширотных тектонических разломов мегазона делится на блоки-чешуи, образующие резко асимметричную внутреннюю структуру [4]. Между Армянской мегазоной и Аравийской платформой располагается Битлис-Ванское краевое поднятие, простирающееся в широтном направлении между озерами Ван и Урмия. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что породы фундамента краевого поднятия имеют позднепротерозойский возраст и являются аналогом кристаллических пород, подстилающих кембрийские отложения Ирана. Терригенно-карбонатная серия представлена тонкослоистыми мергелями и массивными известняками перми-триаса. В отличие от Аравийской платформы, в пределах Битлис-Ванского поднятия установ-

лены проявления каледонской перекристаллизации и раннегерцинского гранитного магматизма (325-351 млн. лет). Последние, по-видимому, являются отражением тектонических процессов, происходящих в Закавказской зоне, расположенной в палеозое к северу от Аравийской платформы [4, 8]. Повышенная щелочность гранитов по сравнению с подобными массивами Закавказья дает закономерный латеральный ряд [8]. Малокавказский отрезок Транскавказского поперечного поднятия сечет все вышеописанные структуры. Длительность развития и глубина заложения этой мощной структуры просвечиваются за весь фанерозойский период геотектонического развития региона и в северной орографии ограничиваются Битлис-Карским и Арарат-Арагацким разломами субмеридионального простирания, представляя собой мощную (от 100-120 до 180-200 км) полосу вулканических построений—вулканическую гряду [3, 4]. С развитием этой зоны связывается разуплотнение вещества верхней мантии и наблюдаемый мантийный поток гелия, а также размещение молодых магматических очагов в низах коры—верхах мантии [3].

К началу альпийского тектонического цикла между Зоной Южного склона Большого Кавказа и Эрзинджан-Севанским поясом располагалась область верхнепалеозойской, а к югу от него—область эпибайкальской консолидации. Граница между Евразией и Аравией проходила по Эрзинджан-Севанскому поясу, которая рассматривается нами как зона рифтогенеза, заложившая океанический бассейн Мезотетис. Процессы верхнепалеозойского тектогенеза, как уже было отмечено, проявились на Битлис-Ванском поднятии в виде позднегерцинского магматизма, а к северу от Закавказского массива они отсутствуют. В прогибе Зоны Южного склона Большого Кавказа в течение всего палеозоя (с девона) и триаса сохранялся геосинклинальный режим с преобладанием морских терригенных формаций значительной мощности. Палеозойский метаморфизм и магматизм полностью отсутствуют [10]. На этом фоне мегантиклинорий Большого Кавказа представляет собой устойчивое поднятие с начала позднего палеозоя. Образования нижней и частично средней юры имели локальное развитие и на общий геотектонический режим не влияли.

В конце триаса (средний-верхний триас) в условиях растяжения, охватившего всю территорию Альпийского складчатого пояса, начинается преимущественно одностороннее распарывание шовной полосы и расхождение краев разновозрастных гранито-метаморфических плит Евразии и Аравии при одновременном разламывании и горизонтальном перемещении на юг фронтального края Аравийской плиты и формирование резко асимметричного Малокавказского рифта. Рифтогенезу подверглась континентальная кора доюрского основания [9].

В течение мезо-кайнозоя происходит интенсивный дифференцированный зональный процесс прогибания и формирование мощных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и терригенно-карбонатных толщ с волнообразной миграцией бассейна прогибания от оси Малокавказского рифта при средней амплитуде от 6—7 до 10 тыс. м. Юрский прогиб (Сомхето-Карабахская или Вирайюц-Карабахская зона) формируется в условиях островодужного геодинамического режима на фронтальном краю верхнепалеозойской Закавказской зоны, о чем свидетельствуют выходы-останцы доюрского основания верхнепалеозойской консолидации. В мелу-палеогене бассейн прогибания мигрирует к северу (Аджаро-Триалетская зона) и гасится на Дзирульском поднятии. Последнее проявилось себя как краевое поднятие

с образованием субплатформенных карбонатных пород мощностью до 1,5 км [7]. Все сравнительно крупные выходы (сбломки-останцы) доюрского фундамента (Храм, Лок) также проявили себя как срединные массивы. За Дзирульским барьером зона Южного склона Большого Кавказа после кратковременного поднятия в конце триаса — начале юры (возможно, запоздалое проявление верхнепалеозойского тектогенеза Закавказской зоны), с синеюра вновь вовлекается в прогибание с образованием мощных геосинклинальных формаций и инверсией геотектонического режима в конце байоса-бата. Флишевая формация имеет возраст верхняя юра—палеоген [10]. Интересно отметить, что мощность мезо-кайнозойских отложений составляет 10—14 км, а мощность средне-верхнепалеозойских и триасовых отложений не превышает 3,5—4 км [2]. Следовательно, прогиб Южного склона Большого Кавказа в течение фанерозоя прошел все стадии геосинклинального развития и относится к структурам унаследованного развития [10]. Вышеприведенные данные свидетельствуют о том, что к северу от Эрзинджан-Севанского пояса признаков крупных горизонтальных перемещений в альпийском периоде не устанавливается.

Фронтальный край Аравийской платформы (Присеванская или Севано-Ширакская зона) с формированием рифта вовлекается в прогибание с некоторым отставанием (за исключением Капанского сектора), по-видимому, вызванным трудной податливостью к дроблению и переработке докембрийского фундамента. После замыкания рифта откатанная волна прогибания в палеогене и неогене поэтапно мигрирует на юг (Армянская и Приараксинская зоны) и гасится на Битлис-Ванском поднятии. Наиболее крупным выходом фундамента является Арзаканский массив, испытавший геоантиклинальный режим развития в течение всего фанерозоя (автохтон). Характерной чертой Армянской мегазоны является формирование офиолитовых комплексов. Обнаружение ксенолитов метаморфических пород в габброидах убедительно свидетельствует о том, что основные породы офиолитовой ассоциации рифтовой зоны внедрились в гранито-метаморфическую оболочку, т. е. в кору континентального типа. Возраст габброидов этими же исследованиями датируется как среднеюрский [9].

Развитие офиолитовых ассоциаций (с конца поздней юры-неокома до альба-верхнего сенона) к югу от Эрзинджан-Севанского пояса, возможно, вызвано тем, что к северу от этого пояса происходила волнообразная миграция бассейна прогибания, а к югу же происходило поэтапное разламывание фронтального края Аравийской плиты при преимущественно одностороннем распарывании шовной полосы и возникновении мантийных разломов в процессе рифтогенеза. Мы допускаем, что в течение юры-мела на фоне планетарных движений на пересечении Транскавказского поперечного поднятия с Малокавказским рифтом зарождается автономный механизм тектогенеза (мантийный диапир?), способствовавший формированию офиолитового комплекса и приведший к интенсивному проявлению вулканоплутонических и геотектонических процессов [3, 4].

В конце мела-палеоцена в условиях коллизии плит и активизации автономного тектогенеза имели место замыкание рифта с формированием крупных тектонических разломов, чешуйчатых структур и изменение соотношения структурно-формационных зон, т. е. развитие процессов, приведших к значительному искажению первичных (материнских) геотектонических структур [9]. Имеются геологические, биогеографические и палеомагнитные данные, свидетельствующие о том, что мезозойский рифт закрылся в раннем сеноне, а максимальная ши-

рина рифта по юрскому меридиану не превышала 500—600 км [6]. Система субпараллельных разломов (чешуйчатых надвигов, взбросов и сбросов) наиболее отчетливо прослеживается к востоку от Транскавказского поднятия и зажата между Агстев-Разданским и Аракс-Куринским разломами северо-восточного простирания. Развитие этих структур к югу от Эрзинджан-Севанского пояса обусловлено тем, что в условиях коллизии плоскостями перемещения служили глубинные (мантийные) палеоразломы, формировавшиеся в условиях растяжения и разламывания фундамента. При этом северный мегаблок (Закавказская зона) проявил себя как монолитный и относительно жесткий штамп.

На позднеорогеном этапе резко активизируется Транскавказское поднятие, что выражается в интенсивном проявлении молодого вулканизма, контрастности современных движений, а также высокой сейсмической активности региона. Эти процессы как бы «разорвали» целостность структуры Малого Кавказа и под плащом молодого вулканизма скрыли древние структуры и их реликты.

Таким образом, в основе предлагаемой рабочей модели Малого Кавказа лежат представления о гетерогенном строении его доюрского основания и резко асимметричный характер проявления альпийской геодинамики в пределах активных микроплит. Эрзинджан-Севанский пояс рассматривается как зона рифтогенеза, заложившая океанический бассейн Мезотетис (средний-верхний триас—ранний сенон). К северу от зоны рифтогенеза в мезо-кайнозойе на фронтальном краю Евразии происходит интенсивный дифференцированный зональный процесс с волнообразной миграцией бассейна прогибания, а к югу же происходит поэтапное разламывание докембрийского фронтального края Аравийской плиты при преимущественно одностороннем распарывании шовной полосы и возникновении мантийных разломов, что в последующем и определяет геодинамическую позицию офиолитовых поясов Малого Кавказа. Допускается, что в течение юры-мела на фоне планетарных геодинамических процессов на пересечении Транскавказского поперечного поднятия с Малокавказским рифтом зарождается автономный механизм тектогенеза (мантийный диапир), приведший к интенсивному проявлению вулкано-плутонических и геотектонических процессов. После замыкания рифта в палеогене и неогене волна прогибания (откатанная волна) мигрирует на юг и гасится на Битлис-Ванском поднятии.

В последующих исследованиях будет охарактеризована природа автономного механизма тектогенеза активных плит

Армянский научно-исследовательский и  
проектный институт цветной металлургии

Поступила 6.VII.1994

г. Ереван

Պ. Գ. ԱՐՅԱՆ

ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ԱՂՊԻԱԿԱՆ ԳԵՈԴԻՆԱՄԻԿԱՅԻ ՄՈԴԵԼԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Փոքր Կովկասի ալպիական գեոդինամիկայի նոր մոդելի հիմքում ընկած են Ալպիական ծալքավոր գոտու Փոքր Կովկասյան շրջանի միջալպիական հիմքի հետերոգեն կառուցվածքի պատկերացումները: Ենթադրվում է, որ էրզինջան-Սևանյան գոտու երկայնքով, ուֆտատաջացման սկզբնապա-

հին, հյուսիսում տեղաբաշխված է եղել վերինպալեոզոյան կոնսուլիդացիայի Անդրկովկասյան զոնան, իսկ հարավում՝ մինչքեմբրյան կոնսուլիդացիայի Հայկական մեգազոնան, այսինքն, բացառվում է Անդրկովկասյան զոնայի պատկանելիությունը հետբայկալյան պլատֆորմային որպես պերիզոնզվանյան եզրային բարձրացում:

Ռիֆտային դոտու բացվածքի առաջացումը տեղի է ունեցել միջին-վերին տրիասում Եվրազիայի և Արաբիայի տարբեր հասակի գրանիտա-մետամորֆային սալերի կցման կարի բացման և նրանց ծայրամասերի հեռացման հետևանքով: Ընդ որում տեղի է ունեցել միակողմանի բացում, որն արտահայտվել է Արաբական սալի ճակատային եզրի ինտենսիվ կոտրումամբ և դեպի հարավ հորիզոնական տեղաշարժմամբ, իսկ հյուսիսում կատարվել է էվգեոսինկլինալային ճկվածքի ալիբաձև միգրացիա: Յուրայի-կավճի ընթացքում, պլանետար շարժումների ֆոնի վրա, Փոքր կովկասյան մարզում ծնունդ է առնում տեկտոգենեզի ավտոնոմ մեխանիզմ (մանտիային դիապիր), որի հետևանքով տեղի են ունեցել հրաբխա-պլուտոնիկ, մագմատիկ և գեոտեկտոնական գործընթացներ:

Կավճի վերջում-պալեոգենում, տեղի է ունենում ուրիշ փակումը (վաղ սենոն) և խոշոր տեկտոնական խզումների, թեփուկային ստրուկտուրաների ձևավորում և ստրուկտուրա-ֆորմացիոն գոտիների հարաբերակցության փոփոխություն, այսինքն, զարգանում են պրոցեսներ, որոնց հետևանքով էական փոփոխություններ են կրում առաջնային գեոտեկտոնական ստրուկտուրաները, ընդ որում հյուսիսային մեգաբլոկը (Անդրկովկասյան զոնա) հանդես է եկել որպես հարաբերական կոշտ պատնեշ:

Ուշ օրոգեն փուլում կտրուկ ակտիվանում է Տրանսկովկասյան բարձրացումը, որը արտահայտվում է երիտասարդ հրաբխականության արտավիժմամբ և ժամանակակից շարժումների կոնտրաստով:

P. ALOYAN

## THE MINOR CAUCASUS ALPINE GEODYNAMIC'S MODEL

### Abstract

The new Minor Caucasus Alpine geodynamic's model is based on the concept of heterogeneous structure of its pre-Jurassic foundation. The Erzin-djian—Sevan zone is considered to be the reeftogenesis zone, which was the cause of Mezo-Tetis ocean basin founding.

It is assuming that during the Jurassic-Cretaceous Epoch on the background of a planetary movement in the bowels of the Transcaucasian transversal rising (in the point of the intercection with the Minor Caucasus reeft) the autonomous tectogenezis mechanism is conceived.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Агамалян В. А. Стратиграфия докембрия Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1983, т. 36, № 4, с. 26—39.
2. Адамия Ш. А. Докюрские образования Кавказа. Тбилиси: Мецниереба. 1968, 294 с.

3. Алоян П. Г. Структурное положение Транскавказского поперечного поднятия в системе Малого Кавказа. Ереван: Научн. Тр. Арминпроцветмет. 1991, с. 34—39.
4. Алоян П. Г. Основные геотектонические элементы Малого Кавказа. Ереван: Научн. Тр. Арминпроцветмет. 1991, с. 26—33.
5. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. Возрастное расчленение вулканических и интрузивных образований Армянской ССР.—В кн. Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. М.: Наука, 1978, с. 34—46.
6. Баженов М. Л., Буртман В. С., Цыганова А. И. К реконструкции мезозойского Тетиса на Кавказе.—Геотектоника. 1991, № 1, с. 48—58.
7. Башелеишвили Л. В. Тектоника полосы сочленения Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Грузинской глыбы.—Геотектоника. 1989, № 4, с. 77—86.
8. Белов А. А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981, 211 с.
9. Лутц Б. Г., Книппер А. Л., Добржинская Л. Ф., Пополитов Э. И. Ксенолиты метаморфических пород в габброндах офиолитового комплекса Малого Кавказа.—Геотектоника. 1980, № 6, с. 49—61.
10. Сомин М. Л., Белов А. А. К истории тектонического развития Зоны Южного склона Большого Кавказа.—Геотектоника, 1967, № 1, с. 77—82.
11. Хаин В. Е., Рудаков С. Г. О современном положении первичной северной границы Гондваны в Европе и Передней Азии.—Геотектоника. 1991, № 4, с. 24—38.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1995, XLVIII, № 1, с. 8—13.

Ш. О. АМИРЯН, М. С. АЗИЗБЕКЯН, А. З. АЛТУНЯН

## ФАЦИАЛЬНО-ВОЗРАСТНЫЕ ГРУППЫ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРФИРОВ АЛАВЕРДСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

На основании геологического положения, морфохарактера вновь обнаруженных тел, наличия в их эндоконтактах ксенолитов вмещающих пород выделяются три фациально-возрастные группы субвулканических порфиров: среднеюрские кварцевые дацитовые порфиры, риодациты, плагиориолиты, верхнеюрско-нижнемеловые кварцевые андезиты, риолитовые порфиры и среднеэоценовые риолитовые порфиры, кварцевые андезиты. Они иногда имеют эффузивные аналоги, которые подвергнуты гидротермальным изменениям и содержат халькопиритовую, сфалерит-галенитовую минерализацию.

В геологическом разрезе как Алавердского, так и Кохбского рудных районов среди трех основных формационно-возрастных комплексов (нижне-среднеюрского, верхнеюрско-нижнемелового и эоценового возрастов) встречаются кварцевые дацитовые порфиры (кварцевые плагиопорфиры, кварцевые андезиты, риолитовые порфиры), которые в разное время и с разной детальностью описаны многими поколениями геологов.

Однако вопросы их четкой фациальной расчлененности, условий залегания и возраста до настоящего времени не получили своего полного и окончательного решения. Интенсивное гидротермальное изменение, затушевывавшее первичное строение и залегание, а также наличие тектонических подвижек по контактам их с вмещающими и перекрывающими образованиями в значительной степени затруднили решение указанных вопросов. Поэтому целью настоящей статьи является обоснование существующих точек зрения о фациально-возрастном расчленении субвулканических кварцевых дацитовых порфиров Алавердского антиклинория новыми данными. В частности, приводится четкое фациально-возрастное расчленение субвулканических порфиров, закартированы и описаны новые выходы верхнеюрско-нижнемеловых кварцевых андезитов и риолитовых порфиров, что поможет выяснению ряда вопросов геологического развития и металлогении исследованной области.