

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ (ОЧАГОВЫЕ) ЗОНЫ ФАНЕРОЗОЯ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

И.И. Греков, Н.И. Пруцкий, Н.Л. Энна

Федеральное государственное унитарное геологическое предприятие «Кавказгеолсъемка»

357600, Ессентуки, ул. Кисловодская, 203

E-mail: grekov@geolog.kmv.ru

Поступила в редакцию 11 марта 2004 г.

На южной активной окраине Евразии выделены permanently функционирующие тектоно-магматические (очаговые) зоны: Маньчская, Западно-Предкавказская, Предкавказская, Центрально-Кавказская и Большекавказская, размещение которых подчинено структурно-тектоническим неоднородностям складчато-глыбового сооружения Большого Кавказа, Предкавказских краевых прогибов, Скифской эпигерцинской плиты, кряжа Карпинского и юга Восточно-Европейской платформы. Магматическая активность очаговых зон испытывала и испытывает возвратно-поступательное перемещение, обусловленное волнообразным развитием режимов растяжения и сжатия на общем фоне дрейфа Кавказской зоны даунвеллинга в южном направлении.

Ключевые слова: *Северный Кавказ, очаговые зоны.*

THE MAIN PHANEROZOIC TECTONIC AND MAGMATIC ACTIVITY ZONES (SEAT ZONES) OF THE NORTH CAUCASUS

I.I. Grekov, N.I. Prutsky, N.L. Enna

Federal State unitary geological enterprise «Kavkasgeolsyemka»

On the south active margin that of Eurasia are distinguished tectonic and magmatic activity zones (seat zones) that were permanently functioning. They are the next: Manych, Western-Forecaucasian, Forecaucasian, Central Caucasian, Great Caucasian. Their location depends on structural and tectonic heterogeneity of the folded-blocked construction of the Caucasus, North Caucasian fore deeps, southern part of the Eastern European platform. In the magmatic activity of deep seat zones takes place regularity, expressed in a recurrently – forward motion caused by development of dispersion and pressure regimes on the general background of a drifting of the Caucasian zone of a downwelling to the south direction.

Key words: *North Caucasus, tectonic and magmatic activity (seat) zones.*

Проблеме развития магматизма на Северном Кавказе всегда уделялось большое внимание в связи с его полициклическостью. К ней возвращались неоднократно, однако ее рассмотрение ограничивалось или отдельными временными интервалами и конкретными структурно-тектоническими элементами Северо-Кавказского сектора Альпийско-Гималайского складчатого пояса и южной окраины Евразии, или проводилось с достаточно высоким уровнем генерализации. В настоящей статье предпринята попытка проследить развитие магматизма в этом регионе не только снизу вверх по разрезу (во вре-

мени), но и по латерали (в пространстве). Выполнению поставленной задачи способствовало проведенное в последние годы региональное изучение и обобщение материалов в процессе составления нового поколения Государственной геологической карты масштаба 1:200000. Мы осознаем, что предлагаемая статья не свободна от отдельных спорных и недостаточно обоснованных положений, дискуссионности некоторых вопросов, связанных с недостаточностью фактического материала и, прежде всего, полных и надежных данных об условиях залегания и возрасте магматических комплексов.

Объектом наших исследований являются: 1) Северо-Кавказская складчато-глыбовая система в объеме складчато-глыбового сооружения Большого Кавказа и системы Предкавказских краевых прогибов; 2) Северо-Кавказский сегмент Мезийско-Скифско-Туранской молодой (эпигерцинской) платформы, представленной здесь Скифской эпигерцинской плитой, краем Карпинского и зоной Манычских прогибов между ними. Степень наполнения перечисленных тектонических элементов Северного Кавказа продуктами магматизма не одинакова. В общем виде она нарастает с севера на юг, обнаруживая связь с тектонической неоднородностью доюрского фундамента активной окраины Евразии. В структуре земной коры последней различаются, с одной стороны – Скифская и Закавказская эпигерцинские плиты в палеоконтурах и разделяющая их Большешекавказская складчатая зона, с другой – система микроплит-террейнов в составе Скифской плиты и, наконец, эцикарельские кристаллические массивы юга Восточно-Европейской платформы с Донецко-Каспийской складчатой зоной между ними. Микроплиты Скифской плиты имеют различный уровень консолидации. На ее фронте это «жесткие» кристаллические (гранитизированные) массивы Центрально-Кавказский, Восточно-Кавказский и гипотетический [Летавин; 1978] Нижне-Кубанский, а в тылу – более пластичные микроплиты Западно-Предкавказская и Предкавказская [Греков и др., 2001 г.]. Кристаллические массивы и микроплиты ограничены или пронизаны межблоковыми шовными зонами: Манычской, Предкавказской, Западно-Предкавказской, Центрально-Кавказской и Большешекавказской, заложение и современные контуры которых связаны с реннегерцинской коллизией (S_1).

Вулканизм и интрузивная деятельность в регионе связаны с герцинским, индосинийским, киммерийским и альпийским циклами тектогенеза. Ареалы вулканизма обнаруживают связь с межблоковыми шовными зонами, придавая им тектоно-магматический (очаговый) облик, для которых по тексту сохранены те же названия. Яркая выраженная структурная привязка центров магматизма позволяет рассматривать тектоно-магматические (очаговые) зоны в качестве зон повышенной проницаемости земной коры. Они представлены перманентно функционирующими протяженными линейными или угловато-ломаными зонами разрывных нарушений, способствовавших деструкции земной коры и развитию зон спрединга, рифтогенеза и локального растяжения.

Тектоно-магматические (очаговые) зоны характеризуются длительным сохранением тенденции к проявлению восходящих флюидно-магматических процессов, реализованных в становлении ареалов магматизма различного петрологического состава. В каждом тектоническом цикле магматически активными являются ранние и поздние этапы развития зон, отвечающие в первом случае обстановкам субдукционного и рифтогенного спрединга, во втором – условиям локального коллизионного растяжения инденторного типа. При этом, в общей схеме развития фанерозойского магматизма обособились три мегацикла – герцинско-индосинийский, киммерийский и альпийский. В первом из мегациклов проглядывает отчетливая тенденция к возвратно-поступательной миграции ареалов магматизма в направлении с юга на север, в киммерийский – комбинированная, тогда как в альпийский – с севера на юг (таблица).

Тектоно-магматические (очаговые) зоны в геофизических полях трассируются линейными аномалиями магнитного поля, зонами локальных аномалий гравитационного поля различной глубинности, а также градиентами последнего, подчеркивающими автономное структурно-вещественное наполнение зон, их межблоковый характер и (как минимум) коровое заложение. Недавно полученные материалы геолого-геофизического профилирования обнаружили аномальное строение рассматриваемых зон на уровне консолидированной коры и очевидную их связь с верхней мантией. Так, например, Большешекавказская очаговая зона сопровождается коллизионным утолщением земной коры, повышенной расслоенностью и изменением соотношения мощностей нижней, средней и верхней коры в пользу первой [Греков и др., 2002, 2003, 2004]. Поверхность Мохо здесь не просматривается, что явилось основанием для выделения здесь блока коромантийной смеси [Шемпелев и др., 2001, 2003]. Центрально-Кавказская очаговая зона по линии Приэльбрусского профиля, кроме перечисленного выше, трассируется зоной разуплотнения, корнями уходящей в мантию [Греков и др., 2004], а Предкавказская – зоной потери корреляции на уровне поверхности Мохо [Греков и др., 2004; Шемпелев, 2003].

Герцинско-индосинийский мегацикл представлен двумя временными рядами вулканитов – раннегерцинским и позднегерцинско-индосинийским.

Размещение магматических комплексов Северного Кавказа

Тектоно-магматический цикл	Возраст	Складчато-глыбовое сооружение Большого Кавказа						Мезийско-Скифско-Туранская платформа			
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Альпийский	N ₂ - Q			■	-+■	-+■					
	N ₁ ²						++ +				
	P ₃ - N ₁ ¹										
	P ₂		+								
	K ₂ t - P ₁										
	K ₂ s		■	++							
	K ₁ al										
	K ₁ ap							■			
J ₂ bt - K ₁ br											
Киммерийский	J ₂ b	■			++	-+■	-+■	■			
	J ₂ a ₂		■	-+■	-+■						
	J ₂ t ₂ -a ₁			■							
	J ₁₋₂ p ₂ -t ₁		■								
	J ₁ p			-+■							
	J ₁ s-p ₁	■					■				
J ₁ g-p ₁				■							
Индосинийский	T ₃ - J ₁				+						+
	T ₃ n									■	■
	T ₂ a - T ₃ k									■	
	T ₁ o									■	
Герцинский	P ₁ - T ₁										
	P ₁						+++				
	C ₃ - P ₁										
	C ₂₋₃				+++	-+■	++	+	+	+	
	C ₁				+++		+				
	D ₃				+					■	
	D ₂	■									
O - D ₂				■	■						

Примечание. Наличие вулканитов показано серым полем ячейки, а интрузивных – крестиками. Количество крестиков отражает степень проявления интрузивной деятельности. Территориальная привязка центров магматизма: I – Гагрско-Джавское складчато-глыбовое поднятие (в палеоварианте Закавказская плита). II-III – Альпийские и киммерийские складчатые зоны Западного (II) и Восточного (III) Кавказа (в палеоварианте Большешкавказский спрединговый бассейн). IV-VI – Северный склон Центрального Кавказа, в том числе: IV – краевой шов Скифской плиты и горст-антиклинорий Главного хребта; V – грабен-синклинорий Передового хребта; VI – Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий и Минераловодский выступ. VII-IX – Западное (VII), Центральное (VIII) и Восточное (IX) Предкавказье. X – Кряж Карпинского.

Раннегерцинский тектоно-магматический цикл. Временной ряд магматизма последнего изучен слабее всего в связи с тем, что на обширных площадях равнинного Предкавказья домезозойский фундамент перекрыт осадочным чехлом большой мощности. Наиболее достоверные сведения о нем имеются по обнаженной части кристаллического фундамента Центрально-Кавказского кристаллического массива. Све-

дения о магматизме по Предкавказской части Северо-Кавказского региона опираются на немногочисленные данные бурения и на материалы региональной геофизики (гравика, магнитка). Абстрагируясь от существующих точек зрения на геодинамические условия развития раннегерцинского магматизма [Адамия и др., 1982 и др.] и принимая во внимание последние данные о возрастной датировке вулканитов, мож-

Наиболее молодой (верхнедевонский) магматизм установлен на севере Предкавказской микроплиты и в глубоком тылу Восточно-Европейской платформы. Парагенетически он связан с заложением Донецко-Каспийского трога и Прикаспийской впадины. На площади микроплиты на южном фланге Манычской очаговой зоны распространение получили отдельные прослои кислых эффузивов [Рудянов и др., 2000], тогда как на южном фланге Воронежского кристаллического массива Восточно-Европейской платформы – базальтоиды и туфы основного состава [Лебедько и др., 1970].

Принятый вариант геодинамики ареалов раннегерцинского магматизма позволяет допустить, что миграция его центров протекала на фоне старения раннегерцинской островной дуги при одновременном рифтинге и активизации магматизма в тылу Скифской плиты и на фронте Восточно-Европейской платформы.

Раннегерцинская коллизия субдукционного типа привела [Греков и др., 2002] к аккреции и тектоническому скучиванию континентальных микроплит Палео-Тетиса, шарьированию образований островодужной системы и вулканизов Предкавказья на их края, к внедрению толеитовых гранитоидов натриевого ряда и началу консолидации земной коры Скифской и Закавказской плит. Несмотря на масштабность тектонических процессов и связанных с ними горизонтальных перемещений горных масс, они не привели к существенному искажению описанной латеральной зональности раннегерцинского магматизма.

Позднегерцинский тектоно-магматический цикл. На его раннем этапе (средний-верхний карбон) в обстановке южновергентной активной континентальной окраины андийского типа [Белов и др., 1982; Греков и др., 2001] Центрально-Кавказский кристаллический массив (предположительно и Восточно-Кавказский, и Нижнекубанский) был ареной массового внедрения К-На гранитоидов и рудогенеза (вольфрам) на фронтальном и тыловом палеоподнятиях при одновременном наземном вулканизме на фронте Скифской плиты (Большекавказская очаговая зона) и в разделяющем эти палеоподнятия рифтогенном [Греков и др., 2001] прогибе Передового хребта (Центрально-Кавказская очаговая зона). Интенсивность интрузивного магматизма быстро затухает в северном направлении и уже в тылу активной островной дуги на площади Предкавказской микроплиты интрузии гранитоидов немногочисленны и имеют небольшие размеры.

В связи с функционированием верхнепалеозойской активной островной дуги различаются три фазы рифтинга – средне-верхнекаменноугольная (рис. 1Б) и раннепермская (рис. 1В). В среднем (башкирский и частично московский века) и верхнем (касимовский ярус) карбоне вулканизмом были охвачены обе очаговые зоны. В первом случае – это лавы и туфы известково-щелочных риолитов, дацитов, андезибазальтов, во втором – известково-щелочные андезибазальты и их туфы. На более позднем этапе позднегерцинского тектоно-магматического цикла, в ранней перми, центр магматической активности в полном объеме сконцентрировался в пределах внутридугового рифтогенного прогиба зоны Передового хребта (Центрально-Кавказская очаговая зона). В этот этап сформировался вулканоплутонический бимодальный комплекс, представленный известково-щелочными и субщелочными базальтами, андезибазальтами и гранит-порфирами.

В индосинийский тектоно-магматический цикл седиментогенез и сопряженный с ним вулканизм сместились в тыл Скифской плиты на площадь Западно-Предкавказской и Предкавказской микроплит-террейнов, в область Пра-Каспийского и Пра-Азовского палеобассейнов (рис. 1Г). В Пра-Каспийском палеобассейне продукты вулканизма известны на двух уровнях – оленекском и норийском. Вулканизм ранней фазы, имея контрастный базальт-риолитовый состав [Тихомиров, 2001], связан с обстановкой задугового растяжения, деструкции и рифтогенеза активной окраины субдукционного типа [Никишин и др., 1997] и протекал в подводных условиях в Восточно-Манычском, Каясулинском и Моздокском рифтогенных прогибах на фоне трансгрессивного накопления осадков от красноцветной молассы (рифтогенез) к терригенно-карбонатным толщам эпиконтинентального типа. Позднетриасовый вулканизм сопряжен с реставрацией условий растяжения и рифтогенеза на завершающем этапе индосинийского тектоно-магматического цикла развития Северо-Кавказского региона. От магматизма ранней фазы он отличается наземным характером, высокой эксплозивностью и массовостью [Тихомиров, 2001], а также большим разнообразием петротипов (лавы и туфы дацитов, риодацитов, андезитов и базальтов известково-щелочного ряда). Седиментогенное развитие Пра-Азовского бассейна протекало по сходному сценарию с той лишь разницей, что он скорее был амагматичным. Возраст пред-

полагаемых здесь продуктов вулканизма не имеет достоверного обоснования.

Отдельного рассмотрения заслуживают интрузивные образования западного фланга Маньчской шовной зоны и краевого шва Скифской плиты, возраст которых определяется не точнее как поздний триас–ранняя юра. В связи с активизацией Маньчской очаговой зоны получил развитие пестрый трахиандезитовый магматический комплекс, представленный силлами, штоками и дайками трахибазальтов, долеритов, андезибазальтов, андезитов, андезидацитов, диоритов и кварцевых диоритов (190–210 Ма, К-Аг, [Колтыгина и др., 2000]; 188–160 Ма, К-Аг, [Неваленный, 2000]), на северном плече Большекавказской очаговой зоны внедрились диорит-гранодиориты Цейского массива (196 Ма, U-Pb [Письменный и др., 2002]).

В киммерийский тектоно-магматический мегацикл вулканизм целиком переместился на южную окраину Евразии. Накопление вулканитов связано с двумя фазами спрединга и подчиняется латеральной зональности с отчетливой

тенденцией возвратно-поступательного перемещения центров вулканизма сначала к оси Большекавказского лейас-ааленского спредингового бассейна, а после его закрытия – на его фланги и в тыл обрамляющих жестких массивов (рис. 2).

В раннем лейасе (рис. 2А), в связи с раскрытием Большекавказского бассейна, дальнейшее развитие получили Центрально-Кавказская и Большекавказская очаговые зоны. Первая из них ознаменовалась становлением в тылу Скифской плиты вулcano-плутонического дацит-андезитового комплекса вдоль входящего в состав Центрально-Кавказской очаговой зоны Среднего разлома (Северный вулканический пояс по [Ломизе, 1980]). Основу комплекса составляют туфы и лавы андезитов, риодацитов, базальтов, трахибазальтов, трахириолитов, трахитов со штоками, небольшими телами и дайками дацитов, андезитов, гранит-, диорит- и дацит-порфи́ров. В более южных районах на плечах Большекавказского спредингового бассейна в обстановке прибортового растяжения практически одновременно произошло накопление осадочно-

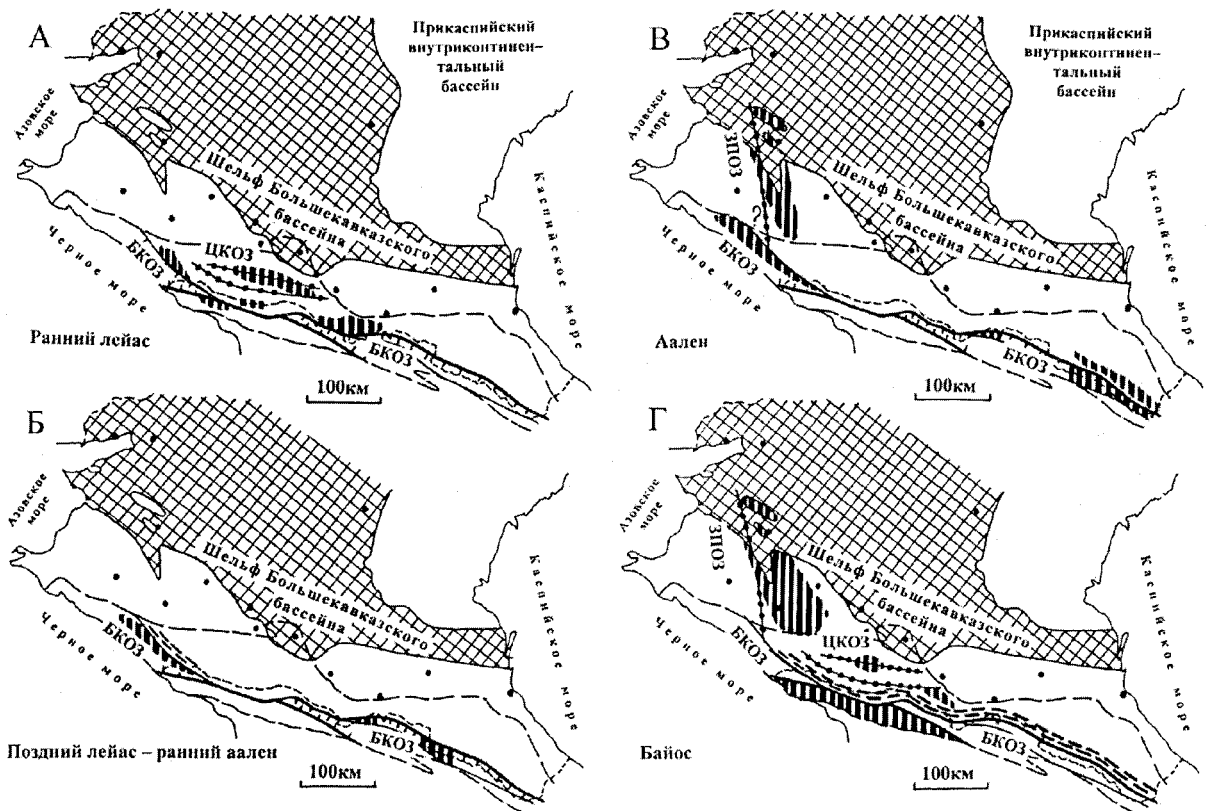


Рис. 2. Схема развития тектоно-магматических (очаговых) зон Северного Кавказа в киммерийский тектонический цикл.

Условные обозначения смотри на рис. 3.

вулканогенных толщ преимущественно риолитового состава. На южной окраине Скифской плиты на западном фланге бассейна – это туфы, туффиты, дайки и силлы риолитов, на центральном – лавы и туфы андезитов, андезидацитов, а на восточном – лавы и туфы дацитов, андезидацитов, андезитов. На южном плече той же очаговой зоны, на Закавказской плите, одновозрастные вулканиды имеют сходный состав и представлены туфами и лавами риодацитов.

В позднем лейасе–раннем аалене вулканическая активность практически целиком сконцентрировалась в Большекавказской спрединговой долине (очаговой зоне). В позднем плинсбахе–тоаре в осевой части западного сектора рифтогенного бассейна произошло излияние толситовых базальтоидов повышенной щелочности осадочно-вулканогенной ассоциации свиты р. Туровой (базальты и их туфы). В пределах восточного сектора того же бассейна в плинсбахе накопилась толща базальтоидов с телами габбро, габбродиабазов, пикритов габбро–габбро-диабазового комплекса, а в позднем тоаре–раннем аалене – туфов кислого и основного составов. Практически синхронно (тоар и тоар–аален) на северном плече рассматриваемой спрединговой зоны на фронте Скифской плиты (Западный Кавказ) развитие получили продукты вулканизма кислого состава (туфы, туфобрекчии и лавы риолитов, андезитов) и процессы базификации прибортовой зоны спредингового бассейна (дайки диабазов, габбро, габбро-диабазов, габбродиоритов) (рис. 2Б).

В ааленское время в осевой наиболее глубоководной части Большекавказского бассейна произошли значительные по масштабам излияния толситовых базальтов (базальты, спилиты, их туфобрекчии и туфы, субвулканические тела габбро, габбро-диабазов), сопровождающиеся медноколчеданным рудогенезом. С этим же этапом рифтогенеза связана активизация в тылу Скифской плиты Западно-Предкавказской очаговой зоны, где установлена мощная толща лав и туфов риодацитового состава (рис. 2В).

В байосе, вместе с закрытием Большекавказского спредингового бассейна, центры вулканизма переместились на юг на площадь Закавказской плиты и на север в пределы Скифской плиты (рис. 2Г). Закавказская плита приобрела черты южновергентной островной дуги, функционирование которой сопровождалось массовым излиянием и выбросами туфов порфиритов известково-щелочного ряда, базифика-

цией (дайки диабазов) и рудноминеральным насыщением (свинец и цинк) Большекавказской шовной зоны, и дальнейшим смещением центров вулканизма вглубь Скифской плиты. В области Центрально-Кавказской очаговой зоны сформировались локальные хуламский и джалпакский вулканоплутонические комплексы с субщелочным трахириолит-базальтовым (базальты, трахиты, дайки и силлы диабазов, трахидацитов, трахириодацитов, трахириолитов, трахитов, тешенитов) и риолит-трахидацитовым (дайки, силлы, штоки трахитов, риолитов, трахириолитов, трахиандезитов) профилем магматизма. В зоне влияния Западно-Предкавказской очаговой зоны продолжился начавшийся в аалене риодацитовый вулканизм (лавы и туфы).

В альпийский тектоно-магматический мегацикл масштабы магматической активности резко сократились. Для этого цикла характерна устойчивая тенденция возвратно-поступательной миграции центров вулканизма не с юга на север, а с севера на юг (рис. 3). В его рамках обособились два временных ряда – меловой и неоген-четвертичный.

В раннем (апт) и позднем (сеноман) мелу в обстановке задугового растяжения магматизм проявился сначала в глубоком тылу Скифской плиты в пределах Предкавказской очаговой зоны (апте), затем переместился в пределы западного сектора Большекавказской очаговой зоны (сеноман). Накопление продуктов аптского базальтоидного вулканизма [Корнев, 1965] протекало в эпплатформенном бассейне с терригенно-карбонатным осадконакоплением. Здесь центры излияния лав расположились в зоне влияния Армавирской трехлучевой системы. Сеноманский ареал вулканизма и интрузивного магматизма (базальты и их туфы, тела габбро-диабазов, базальтов, диабазов, эссекситов, тешенитов) разместился в западном секторе осевой части Большекавказского бассейна с флишевым осадконакоплением. Этому этапу магматизма, очевидно, принадлежат интрузии диабазов, габбро-сенитов, сенито-диоритов, сенитов восточного сегмента Большого Кавказа (91+/-12 Ма, 112+/-12 Ма, К-Аг, [Срабонян и др, 1995]).

Альпийская коллизия типа континент-континент между Аравийской плитой и Евразийским континентом привела к образованию Большекавказского горного сооружения, в состав которого были вовлечены краевые части Скифской и Закавказской эпигерцинских плит. На этапе «мягкой» коллизии в эоцене (40–50 Ма)

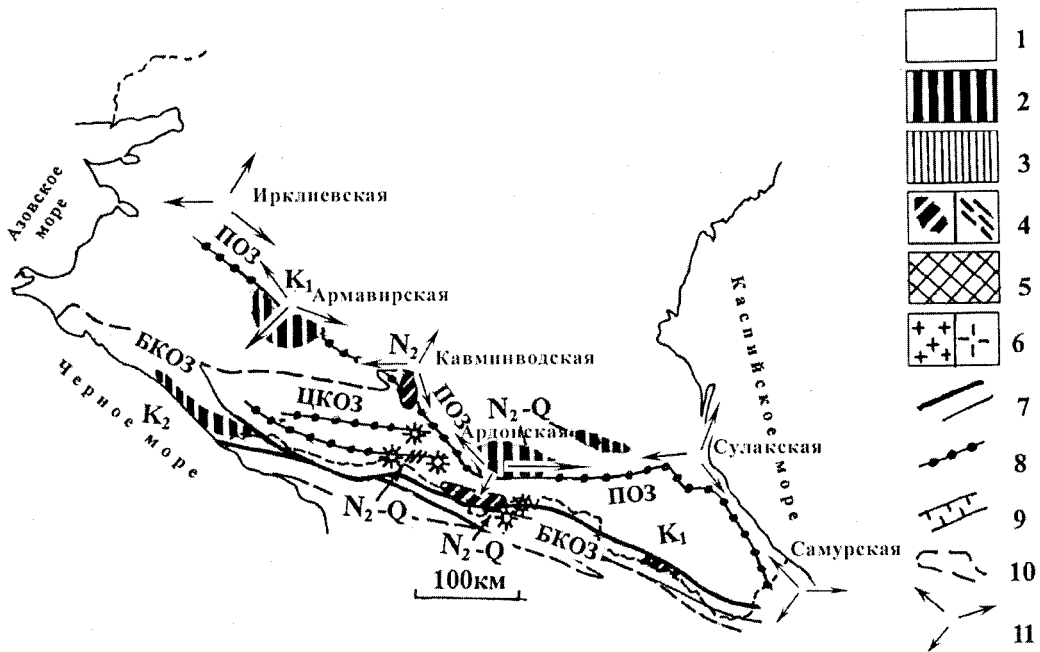


Рис. 3. Схема развития очаговых зон Северного Кавказа в альпийский тектонический цикл.

1 – Области развития отложений данного возраста. 2-3 – Ареалы развития вулканитов: 2 – в естественных обнажениях или вскрытые скважинами, 3 – предполагаемые по геофизическим данным. 4 – Площади развития интрузий (кроме герцинских) (а) и зоны развития киммерийских даек (б). 5 – Области отсутствия отложений данного возраста (не отлагались или размывы). 6 – Кристаллические массивы, изученные в естественных обнажениях и по скважинам (а), или предполагаемые по геофизическим данным (б). 7 – Краевые швы (а) и прочие границы (б). 8 – Межблоковые шовные зоны. 9 – Предполагаемые зоны рифтогенеза. 10 – Контур Большекавказского горного сооружения. 11 – Трехлучевые системы (названия на рис. 3). Кристаллические массивы: ЦК – Центрально-Кавказский, ВК – Восточно-Кавказский, НК – Нижне-Кубанский, ЗК – Закавказский, РМ – Ростовский. Микроплиты: ПК – Предкавказская, ЗПК – Западно-Предкавказская. Впадины: ПКВ – Прикаспийская. Межблоковые шовные зоны: МШЗ – Манычская, ПШЗ – Предкавказская, ЗПШЗ – Западно-Предкавказская, ЦКШЗ – Центрально-Кавказская, БКШЗ – Больше-Кавказская. Очаговые зоны: МОЗ – Манычская, ПОЗ – Предкавказская, ЗПОЗ – Западно-Предкавказская, ЦКОЗ – Центрально-Кавказская, БКОЗ – Больше-Кавказская.

на западном фланге Большекавказской очаговой зоны сформировался гипабиссальный диабзагаббродиоритовый комплекс, представленный дайками умеренно щелочных габброидов (габбродиориты, габбродиобазы). Собственно коллизионным магматизмом охвачен центральный сегмент Большого Кавказа в пределах Транскавказского поперечного поднятия при сохранении тенденции постепенного перемещения центров магматизма на юг. На раннем этапе «жесткой» коллизии (средний миоцен) в Предкавказской очаговой зоне в эпицентре Кавминводской трехлучевой системы [Греков и др., 2002] произошло рассеянное внедрение малых интрузий сиенит-граносиенит-щелочной гранит-лейкогранит гомодромного ряда, с которыми связано интрузивно-купольное и рудноминеральное (уран) оформление Минераловодского вулкани-

ческого района. На более поздних этапах альпийской коллизии (плиоцен-плейстоцен) центры магматизма сместились в сторону высокогорной части Большекавказского сооружения. Приоритетным был наземный вулканизм на Ардонском отрезке Предкавказской и Большекавказской очаговых зон, а также на плечах Центрально-Кавказской. В пределах Предкавказской очаговой зоны вулканизм ограничился выбросами пирокластического материала и его накоплением в Терско-Каспийском краевом прогибе. В пределах Центрально-Кавказской очаговой зоны в Эльбрусском и Верхне-Чегемском вулкано-тектонических центрах сформированы вулканические постройки (липариты-дациты-андезидациты-андезибазальты с антидромной тенденцией), а в пределах Тырныузского – массив Эльджуртинских гранитов, штоки лейкок-

ратовых гранитов и липаритов, а также одноименное месторождение (вольфрам, молибден). С Большекавказской очаговой зоной парагенетически связаны эффузивные центры Казбекской вулканической области со слабо выраженной гомодромно-антидромной тенденцией (андезиты–андезидациты–дациты–андезиты–андезиобазальты) [Милановский и др., 1973], а также комплекс малых интрузий гранит-гранодиоритового магматического комплекса. Вулканизм «жесткой» альпийской коллизии в настоящее время [Ершов и др., 2001] связывается с отрывом литосферных корней центрального сегмента Большого Кавказа и быстрым подъемом горячего вещества к низам коры.

Очаги магматизма мигрируют не только в меридиональном, но и в широтном направлении. Наиболее отчетливо эта особенность проявилась в Предкавказской и Центрально-Кавказской очаговых зонах. В первой очаговой зоне ареалы вулканизма контролируются Предкавказской шовной зоной, имеющей ломаную конфигурацию, способствующую возникновению по оси шовной зоны трехлучевых систем [Греков и др., 2002]. Ареалы магматизма тяготеют к эпицентрам последних и испытывают омоложение в направлении с северо-запада на юго-восток. В зоне влияния западной из трехлучевых систем (Ирклиевской) и на площади Западно-Предкавказской очаговой зоны приоритет принадлежит ниже-среднеюрской вулканогенной формации [Чаицкий, 1971, 1976], представленной магматитами кислого ряда и редко – среднего-основного. В области более восточной Армавирской трехлучевой системы преобладают вулканы нижнемеловой базальтовой формации, в составе которой встречаются субщелочные разности [Корнев, 1965; Чаицкий, 1976]. Для Кавминводской трехлучевой системы характерно внедрение в среднем миоцене [Милановский и др., 1973] магматитов сиенит–граносиенит–щелочной гранит–лейкогранитового ряда с ксенолитами габброидов и щелочных базальтоидов, производных базанитовой или очень богатой слюдами лампроитовой магмы [Поль и др., 1993]. Развитие расположенной восточнее Ардонской трехлучевой системы сопровождалось формированием в неоген-четвертичный этап тектогенеза интрузий гранит-диоритового комплекса, излиянием лав горы Казбек и формированием толщи туфов и конгломерато-брекчий андезитового и андезидацитового состава (свита рухс-дзуар). Субширотная Цен-

трально-Кавказская очаговая зона протяженностью до 200-300 км располагается в теле Центрально-Кавказского кристаллического массива. В ней крайнюю западную позицию занимает ареал средне-верхнекаменноугольного риолитового вулканизма и комплекса малых интрузий. Восточнее, в той же очаговой зоне, располагается вулканоплутонический бимодальный комплекс нижней перми. Далее на восток на плечах Центрально-Кавказской очаговой зоны развитие получили риолит-трахидацитовый и трахириолит-базальтовый комплексы байоса. Примерно в этой же части зоны разместились центры магматизма плейстоценового известково-щелочного комплекса. Скорость широтной миграции центров магматизма в первой из очаговых зон составляла в среднем 0,1-0,15 см/год, при этом она постепенно возрастала во времени, тогда как в Центрально-Кавказской достигала максимума 0,12 см/год в период со среднего карбона до нижней перми и не превышала 0,06 см/год на отрезке времени до нижней-средней юры и 0,03 см/год – до плиоцена включительно.

Предложенная модель пространственно-временной и тектоно-динамической связи магматизма и межблоковых шовных зон Северо-Кавказского региона не свободна от некоторых допущений. К числу последних, например, относится принятый нами аален-байосский возраст магматитов Западно-Предкавказской очаговой зоны, тогда как временной разброс существующих представлений [Чаицкий, 1971, 1976; Летавин, 1978; Ростовцев и др., 1992] укладывается в интервал от триаса до байоса.

Список литературы

- Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З., Печерский Д.М. Геодинамика Кавказа (опыт палинстратических реконструкций) // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 13-21.
- Белов А.А., Моссаковский А.А., Соколов С.Д. и др. Позднепалеозойско-раннемезозойское развитие Средиземноморско-Центрально-Азиатской ветви Тетиса (палинстратические реконструкции) // Проблемы геодинамики Большого Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 21-30.
- Белов А.А., Омельченко В.Л. Офиолитовый аллохтон Передового хребта // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 69-80.
- Греков И.И., Пруцкий Н.И. Проблемы тектоники и металлогении Северного Кавказа // Геология и минерально-сырьевая база Северного Кавказа. Ессентуки: 2000. С. 208-226.

- Греков И.И., Пруцкий Н.И.* Проблемы геодинамики и металлогении Центрального Кавказа в позднегерцинский-триасовый этап развития Северного Кавказа // Проблемы геологии и геоэкологии Южнороссийского региона. Новочеркасск, НАБЛА, 2001. С. 4-16.
- Греков И.И., Пруцкий Н.И.* Трехлучевые системы Северного Кавказа и их металлогеническое значение // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии Юга России и Кавказа. Т. 1. Новочеркасск: ЮРГТУ, 2002. С. 234-237.
- Греков И.И., Корсаков С.Г., Компаниец М.А.* Геолого-геофизическая модель Западного Кавказа и Предкавказья по профилю Туапсе-Армавир (Северный Кавказ) // Тектоника и геофизика литосферы. Т. I. М.: GEOS, 2002. С. 142-146.
- Греков И.И., Литовко Г.В., Расцветаев Л.М.* Глубинное строение Большекавказской коллизионной зоны на примере Восточного Кавказа // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Т. I. М.: GEOS, 2003. С. 167-172.
- Греков И.И., Компаниец М.А., Литовко Г.В. и др.* Геолого-геофизическая модель Эльбрусской вулканической области (Центральный Кавказ) // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Т. I. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. С. 124-127.
- Ершов А.В., Никишин А.М., Брунэ М.-Ф. и др.* Позднекайнозойская геодинамика Кавказского региона: данные численного моделирования и сейсмо-томографии // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Т. I. М.: GEOS, 2001. С. 230-235.
- Колтыгина В.И.* Интрузивные образования // Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Лист L-(37), (38).
- Корнев Г.П.* Армавирский вулканический комплекс // Фауна, стратиграфия и литология мезозойских отложений Краснодарского края. Л.: Недра, 1965. С. 382-410.
- Лебедько Г.И., Карпов П.А., Трофимов С.Ф.* Магматизм и явления метаморфизма // Геология СССР. Т. XLVI. М.: Недра, 1970. С. 492-514.
- Летавин В.И.* Тафрогенный комплекс молодой платформы юга СССР. М.: Наука, 1978. 148 с.
- Ломизе М.Г., Суханов А.А.* Кавказская окраина Тетиса в начале альпийского этапа // Тектоника Средиземнооморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 72-179.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 280 с.
- Неваленный Ю.В.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Серия Донецкая. Лист L-37-V (Шахты). СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 184 с.
- Никишин А.М., Болотов С.Н. и др.* Мезозойско-кайнозойская история и геодинамика Кавказско-Черноморского региона // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 1997. № 3. С. 6-15.
- Письменный А.Н., Терещенко В.В., Перфильев В.А. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Серия Кавказская. Лист К-38-VIII, XIV (Советское). СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. 191 с.
- Поль И., Хесс Ю, Гурбанов А.Г. и др.* Происхождение и петрогенезис миоценовых трахириолитов (А-тип) из северной части Большого Кавказа // Магматизм рифтов и складчатых поясов. М.: Наука, 1993. С. 108-124.
- Ростовцев К.О., Агаев В.Б., Азарян Н.Р. и др.* Юра Кавказа. СПб.: Недра, 1992. 183 с.
- Рудянов И.Ф., Печенюк В.Ф., Файнер Ю.Б. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Серия Скифская. Лист L-38-XIX (Светлоград). СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 103 с.
- Смирнова М.Н.* О внутреннем строении догерцинского основания Терско-Каспийского прогиба // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1974. № 3. С. 10-18.
- Сомин М.Л.* Доюрское основание Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа. М.: Недра, 1971. 246 с.
- Срабонян М.Х., Снежко В.А., Доля А.Н., Потапенко Ю.Я.* Магматические комплексы Северного Кавказа и проблемы их систематики // Основные проблемы геологического изучения недр Северного Кавказа. Ессентуки: 1995. С. 43-63.
- Тихомиров П.Л., Шало-Пра Ф., Назаревич Б.П.* Триасовый вулканизм Восточного Предкавказья. Эволюция и геодинамическая интерпретация // 7-я международная конференция по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна. М.: Научный Мир, 2001. С. 279-280.
- Хаин Е.В.* Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. М.: Наука, 1984. (Труды ГИН АН СССР: Вып. 382). С. 96.
- Чацкий В.П.* Вулканогенные формации верхнего палеозоя и мезозоя Западного Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геол.. 1976. № 1. С. 4-24.
- Чацкий В.П.* Пирокластические породы верхнего байоса Северного склона Западного Кавказа и Западного Предкавказья. Изв. АН СССР. Сер. геол.. 1971. № 5. С. 69-73.
- Шемпелев А.Г., Фельдман И.С., Кухмазов С.У.* Геолого-геофизическая модель по профилю Туапсе-Армавир // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. М.: GEOS, 2001. С. 316-320.
- Шемпелев А.Г.* Неудавшиеся вулканы Пятигорья // Вулканизм и геодинамика. II Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканизму. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 331-334.
- Шемпелев А.Г., Швец А.И., Золотов Е.Е., Фельдман И.С.* Геолого-геофизический разрез вдоль Кубанского профиля // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Т. II. М.: GEOS, 2003. С. 301-305.

Рецензент академик РАН О.А. Богатиков