

УДК 551.2/3 (551.72)

О СООТНОШЕНИИ БАЗАЛЬТОВОГО И АНДЕЗИТОВОГО ВУЛКАНИЗМА ГЛАЗУНОВСКОЙ СВИТЫ КМА

В.М.Холин, Ю.Н.Стрик

Воронежский государственный университет

Изучение опорных разрезов и сравнение их с эталонными типичных геодинамических обстановок позволило всю совокупность магматических образований глазуновской свиты упорядочить в единый временной формационный ряд, отражающий сложный возрастно-поступательный характер эволюции магматизма.

Изучение структурно-вещественных комплексов с позиций геодинамического анализа (ГА) в пределах КМА вскрыла многочисленные проблемы и противоречия в существующих схемах стратиграфии и магматизма региона. К числу проблемных вопросов относится и вопрос соотношения базальтового и андезитового вулканизма, входящих в состав глазуновской толщи.

Вулканогенные образования, входящие в состав глазуновской толщи развиты в северной части Воронежско-Алексеевской синформы. Существует несколько точек зрения в отношении их возраста, структурно-тектонической обстановки формирования и формационного положения. Е.М.Крестин [1,2,3] относил вулканогенные породы глазуновской свиты к андезит-базальтовой формации раннепротерозойского возраста. В качестве комагматичной интрузивной фации им рассматривался габбро-диорит-гранодиоритовый стойло-николаевский комплекс. Н.М.Чернышов [4,5,6] объединяет вулканогенные породы глазуновской свиты (толщи) с габбро-долеритами смородинского комплекса в состав единой вулcano-плутонической ассоциации раннепротерозойского возраста (трапповая формация этапа стабилизации платформы). И.Н.Быков [7,8] выделяет в составе свиты две вулканические формации нижнепротерозойского возраста: трапповую и более позднюю андезитовую. Комагматичность интрузий смородинского комплекса и вулканитов глазуновской свиты отрицается.

Несмотря на противоречивость и взаимоисключаемость рассматриваемых точек зрения в основу генетических и формационных построений во всех случаях положено изучение одного и того же стратотипического разреза, вскрытого скважинами 2926 и 2916 на Никитовском участке (рис.1).

В строении глазуновской свиты принимают участие две толщи. Нижняя базальтоидная и верхняя андезитовая. Базальтоидная толща исключительно однородна по своему видовому набору пород, сложена только базальтами. Видимая мощность по скважине 2926 составляет 250 метров. Породы участками рассланцованы и имеют устойчивый парагенезис минералов: актинолит+биотит-альбит-кварц± эпидот, что указывает на проявление процессов регионального метаморфизма (фация зеленых сланцев, биотитовая зона). Наряду с наблюдаемыми реликтовыми микролитовой и пойкилитовой микро-

структурами в некоторых интервалах отмечена полная утрата породами первичных структур и образование плагиоклаз-амфиболовых (апобазальтовых амфиболитов) с типичными метаморфическими структурами: фиброгранобластовой, гетерогранобластовой. В скважине 2916 в верхней части разреза отмечены разновидности, содержащие реликтовые вкрапленники плагиоклаза.

Толща андезитов столь же однородна по своему видовому набору: пирокластические, эффузивно-обломочные и субвулканические фациальные разновидности вулканических пород представлены исключительно андезитами порфириовидного облика. Видимая мощность андезитовой толщи 740 метров. В пирокластических разностях встречены единичные обломки базальтов и апобазальтовых амфиболитов по минеральному составу и структуре идентичных породам нижней базальтовой толщи. Кристаллокласты туфов представлены плагиоклазом, не отличающимся по составу от вкрапленников плагиоклаза андезитов.

Базальтовая и андезитовая толщи разделены пачкой конгломерато-брекчий мощностью 53 метра, в строении которой выделяются три трансгрессивных ритма. Обломки представлены базальтами и апобазальтовыми амфиболитами, аналогичные таковым нижней толщи. Цементом является мелкозернистый кварц-полевошпатовый материал.

В скважине 2926 отмечается внедрение интрузии габбро-долеритов смородинского комплекса в нижнюю базальтовую толщу и дайки долеритов в верхнюю вулканогенно-обломочную толщу андезитового состава. Контакты с вмещающими породами резкие, отчетливо выражены в эндоконтакте зоны закалки.

Данные по изучению эталонных андезит-базальтовых формаций показали, что в разрезах наиболее часто встречается в значительной степени случайное переслаивание близких по основности типов пород: базальтов, андезито-базальтов, андезитов и их пирокластических разностей, причем мощности отдельных покровов обычно не превышают первого десятка метров. Резкой смены выдержанных по составу пачек пород многосотметровой мощности в пределах одного вулканического комплекса никем не отмечается. А.Ф.Белоусов [9] утверждает, что с позиции концепции породных групп в разрезах должно наблюдается переслаивание про-

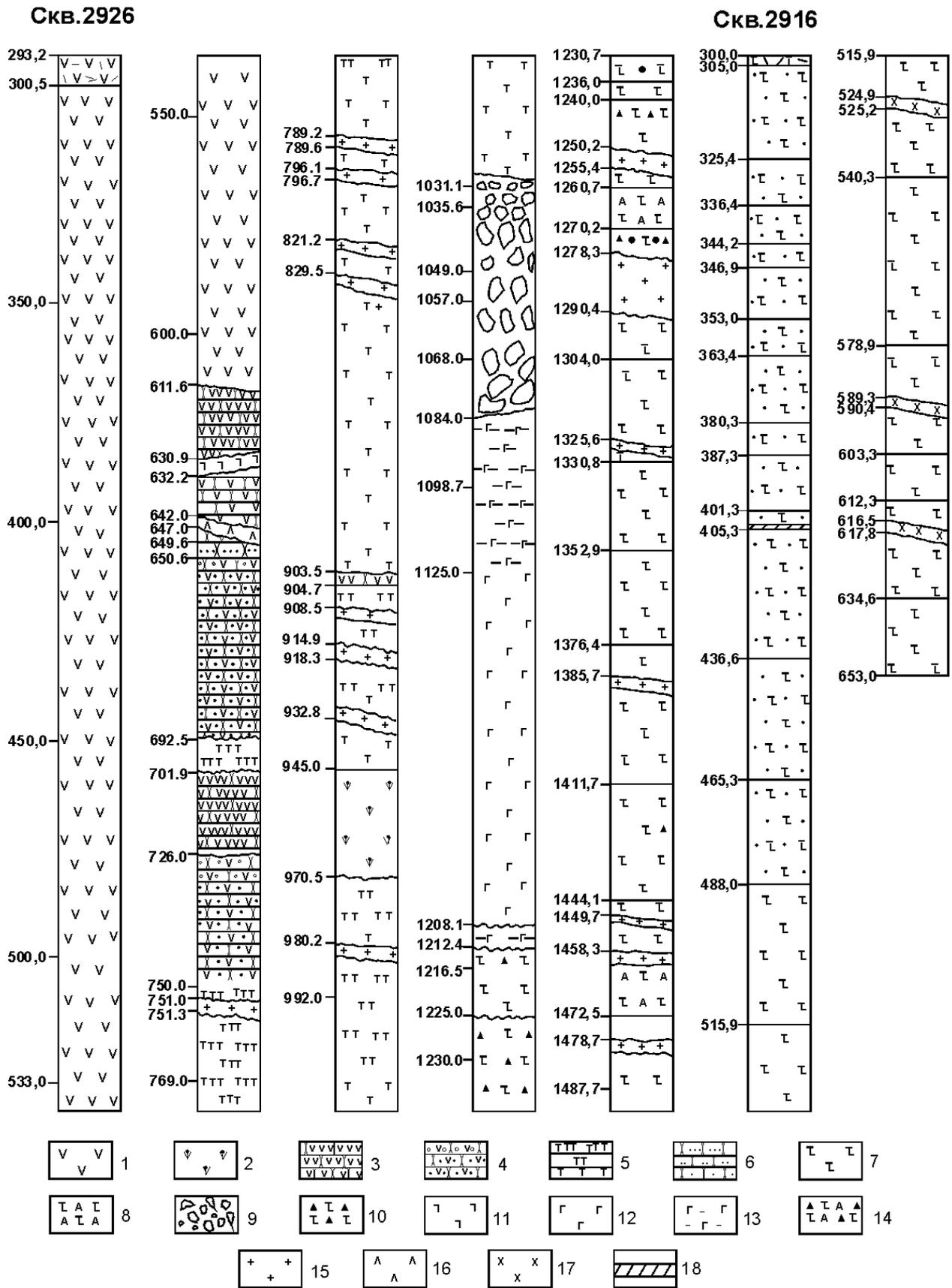


Рис.1. Стратотипический разрез глазуновской свиты: 1 - андезитовый порфирит; 2 - лавобрекчия андезитового состава; 3 - туффиты андезитового состава; 4 - туфоконгломераты, туфогравелиты; 5 - туфы андезитового состава; 6 - песчаники; 7 - метабазальты; 8 - алобазальтовые амфиболиты; 9 - конгломерато-брекчии; 10 - лавобрекчии базальтов; 11- дайки долеритов; 12- габбро-долериты; 13 - зоны закалки габбро-долеритов; 14 - лавобрекчии алобазальтовых амфиболитов; 15 - дайки гранитов; 16 - микродиоритовые порфириты; 17 - дайки диоритов; 18 - метаосадочные породы.

Таблица 1

Средние химические составы пород (мас.%) глазуновской свиты и габбро-долеритов смородинского комплекса

Окислы	1 (n=21)		2 (n=9)		3 (n=18)		4 (n=7)		5 (n=7)	
	x	Sx	x	Sx	x	Sx	x	Sx	x	Sx
SiO ₂	49,11	1,19	50,36	1,78	57,1	0,86	56,88	2,01	49,31	2,11
TiO ₂	0,99	0,13	0,97	0,11	0,87	0,08	0,86	0,15	1,72	0,47
Al ₂ O ₃	16,28	1,67	14,96	1,16	16,77	0,78	18,11	1,07	15,34	1,18
Fe ₂ O ₃	1,37	0,78	3,26	2,15	3,06	0,56	1,93	0,47	3,65	1,2
FeO	11,25	1,15	8,93	1,56	3,57	0,86	3,92	0,87	9,46	1,4
MnO	0,15	0,05	0,13	0,07	0,076	0,02	0,067	0,02	0,15	0,07
MgO	6,33	1,02	6,51	0,07	4,21	0,71	4,81	1,03	5,99	1,72
CaO	10,22	1,21	9,09	1,63	6,29	0,82	4,00	1,3	9,61	1,21
Na ₂ O	2,77	0,53	3,01	0,63	3,39	0,31	5,64	0,32	2,99	0,3
K ₂ O	0,52	0,25	0,52	0,21	2,34	0,37	1,89	0,78	0,64	0,35

Примечания: 1 – метабазалты (скв.2916), 2 – метабазалты (скв.2926), 3 – андезитовые порфиристы (скв.2926), 4 – туфы андезитового состава (скв.2926), 5 – габбро-долериты (скв.2926)

дуктов различных породных групп. По мнению В.И.Чернова [10] поступление магм из разобогаченных источников обуславливает чередование потоков вулкаников различного состава в едином разрезе. Следует отметить, что по химическому составу исследуемые базальты значительно отличаются от типичных базальтов андезитовых формаций [11].

Анализ эталонных трапповых формаций показывает, что базальтовые ассоциации чехла древних платформ сопровождаются главным образом терригенными породами, имеющими признаки наземного отложения. Для траппов выявляется, прежде всего, общая меланократовая тенденция базальтоидов. Распределение базальтоидов по меланократовости, как правило, оказывается квазиоднородным. Лейкократовый уклон не характерен для платформенных базальтовых ассоциаций [9]. К сравнительно редким исключениям относится хакачанская свита на севере Сибирской платформы. Образование свиты характеризуется сильной изменчивостью литологического состава, как по разрезу, так и по простиранию. Для нее характерно проявление эксплозивной деятельности, сопровождающейся наиболее высокой кремнекислотностью продуктов эффузивного магматизма (андезито-базальты, SiO₂-51,8%). Представляет собой слабодифференцированную серию базальтовой магмы и принадлежит к базитовой формации [12]. Следует отметить, что региональный метаморфизм, даже в докембрийских траппах, приводит к изменениям дозеленосланцевой ступени, если породы не подверглись глубокому захоронению и складчатости [9].

Анализ эталонных андезитовых формаций показывает, что андезитовая формация наибольшего объема достигает среди коллизионных вулкаников [13]. Для нее характерны крупные полигенные стратовулканы, формирующиеся в наземных условиях. Наиболее распространенные фации – пирокластические; лавы и субвулканические тела обычно присутствуют в подчиненных количествах. Фации склонов вулканов и удаленные фации отчетливо стратифицированы. Мощности пачек варьируют от 100 до

1000 м. Породам андезитовой формации свойственны эвпорфировые структуры (количество вкрапленников от 10-15 до 30-40%) с единым общим набором порфировых выделений: плагиоклаз, моноклинный и ромбический пироксен, амфибол.

Факт резкой смены в разрезе однородных по своему внутреннему строению пачек различного состава значительной мощности, аналогичной глазуновской толще, объединяемых в одну формацию, совершенно не типичен.

Как отмечалось выше андезито-базальты в трапповых формациях, являются продуктами кристаллизационной дифференциации из базальтовой магмы. Базальты и андезиты глазуновской свиты значительно отличаются друг от друга по минеральному и химическому составу (табл.1). Метаэффузивы основного состава имеют ильменит-пирротинную ассоциацию. В них отсутствуют характерные для андезитовых порфиритов магнетит, гематит, титаномagnetит, ильменогематит, халькозин и борнит.

Изучение петрохимических особенностей вулканических образований глазуновской толщи с помощью факторного анализа свидетельствует о наличии двух индивидуальных петрохимических групп с не перекрывающимися составами во всех трех факторных плоскостях (рис. 2). Первый фактор (F₁, 60% общей дисперсии) CaO, MgO, FeO, TiO₂ антогонистичны SiO₂, K₂O, Al₂O₃, Na₂O. Второй фактор (F₂, 15% общей дисперсии) CaO, FeO, обратно скоррелированы с группой оксидов Na₂O, TiO₂, Fe₂O₃. Таким образом, петрохимическая изменчивость пород по первому и второму факторам отражает процесс кристаллизационной дифференциации при меняющемся режиме щелочей, что имеет место в производных контрастных магматических сериях: толеитовой и известково-щелочной, если они рассматриваются в одной совокупности. Третий фактор (F₃, 12% общей дисперсии) TiO₂, K₂O, CaO, Al₂O₃ противопоставляются Na₂O и MgO. Однако сила их связей не достигает установленного уровня значимости.

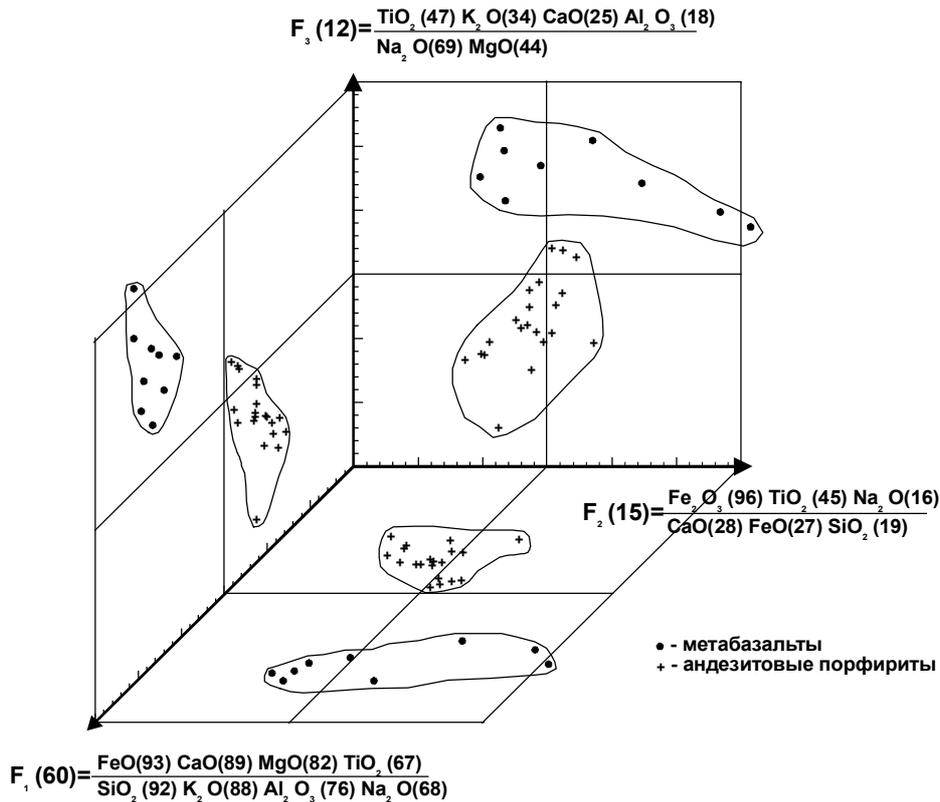


Рис.2. Факторная диаграмма пород глазуновской свиты.

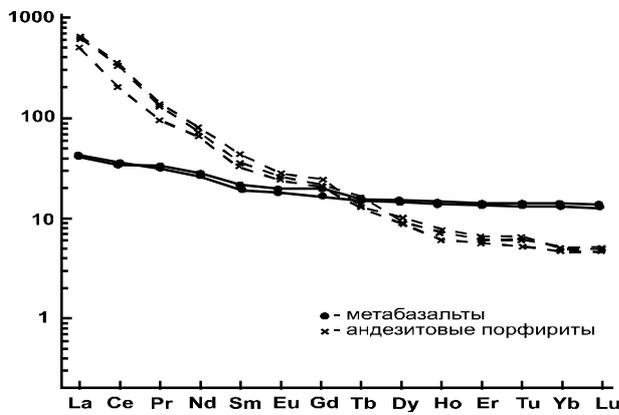


Рис.3. Диаграмма нормированного распределения РЗЭ в вулканогенных породах глазуновской свиты.

Исходя из контрастности петрохимических объединений, следует признать, что сериальные различия предопределены глубинными факторами, а не дифференциацией исходного расплава, единого для этих комплексов. То есть в составе глазуновской свиты целесообразно выделять два самостоятельных комплекса: толеит-базальтовый и известково-щелочной.

Анализ распределения редкоземельных элементов (рис.3, табл.2) показывает тождество отношений Eu/Eu^* в андезитах (26,70) и базальтах (21,04) (отсутствие на графике Eu-минимума в андезитах). Такое положение позволяет предполагать происхождение андезитов из основных расплавов

при фракционировании амфибола, что противоречит наблюдаемому вкрапленником в базальтах. Реально наблюдаемому вкрапленником в базальтах является плагиоклаз. При фракционной кристаллизации со значительной ролью фракционирования плагиоклаза должен наблюдаться дефицит европия в андезитах по отношению к базальтам. Из выше сказанного можно сделать вывод, что андезиты не являются остаточными дифференциатами базальтовой магмы.

Таким образом, в разрезе глазуновской свиты выделяются две толщи вулканогенных пород различного состава, резко обособленные пространственно, каждая из которых характеризуется однородным (в отношении видового набора слагающих их пород) строением. Учитывая ритмичное строение и значительную мощность конгломерато-брекчий в разрезе скважины 2926, можно предполагать, что величина перерыва вулканической деятельности была значительной, то есть в строении разреза выделяются две разновозрастные пачки базальтового и андезитового состава, отвечающие самостоятельным этапам магматической деятельности.

В скважине 2926 отмечается внедрение интрузии габбро-долеритов в нижнюю базальтовую толщу и дайки долеритов в верхнюю вулканогенно-обломочную толщу андезитового состава (см. рис.1). Контакты с вмещающими породами резкие, отчетливо выражены в экзоконтакте зоны закалки. Сам факт внедрения габбро-долеритов и долеритов в разновозрастные толщи, указывает на их более молодой возраст (по крайней мере, относительно

Таблица 2

Содержание РЗЭ в породах глазуновской свиты (г/т)

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Te	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1	44	90	11	41	6,4	1,9	5,2	0,68	3,0	0,46	1,3	0,15	1,2	0,17
2	49	99	12	44	6,9	1,9	5,5	0,75	2,9	0,48	1,3	0,19	1,1	0,16
3	49	100	12	45	7,0	2,1	6,0	0,63	3,1	0,53	1,6	0,21	1,1	0,14
4	13	27	3,6	15	3,6	1,3	4,8	0,72	4,6	0,92	2,8	0,39	2,6	0,41
5	13	28	3,7	16	4,3	1,3	5,1	0,81	5,0	0,98	3,1	0,44	2,8	0,43

Примечания: 1 – андезитовый порфирит скв.2926 гл.450,0-528,5 м, 2 – андезитовый порфирит скв.2926 гл.396,0-409,0 м, 3 – андезитовый порфирит скв.2926 гл.351,0-370,0 м, 4 – метабазацит скв.2926 гл.1217,0-1230,0 м, 5 – метабазацит скв.2926 гл.1402,0-1414,0 м.

базальтовой толщи). Кроме того, важным показателем разницы во времени образования интрузивных и вулканических пород является степень их вторичных изменений. Габбро-долериты не имеют явных признаков вторичных изменений. В породах сохраняется не измененный оливин (гортонолит), моноклинный пироксен (пижонит и салит), плагиоклаз (лабродор №57-75). В дайке долеритов (интервал 630,9-632,2 м) отмечается вулканическое стекло, представленное буровой слабо двупреломляющей массой (вследствие слабой раскристаллизации), выполняющей замкнутые промежутки между зернами плагиоклаза. Поскольку вулканогенные породы, относящиеся к глазуновской свите, подверглись воздействию процессов регионального метаморфизма, а габбро-долериты смородинского комплекса не несут никаких признаков подобных изменений, то последние являются существенно более молодыми (в геологическом смысле) образованиями.

Приведенные выше фактические данные позволяют всю совокупность магматических образований глазуновской свиты упорядочить в единый временной формационный ряд, отражающий сложный возрастно-поступательный характер эволюции магматизма.

Начальный член формационного ряда представлен толеитбазальтовой ассоциацией. В ассоциацию нами включаются вулканогенные породы основного состава Никитовского (скв. 2926, 2916), отнесенные к глазуновской свите, Исаковского (скв. 2919, 2920) и южной части Тим-Ястребовской структуры (скв. 2189, 2190, 2198, 2199), принадлежащие тимской свите оскольской серии.

Одновременность образования входящих в ассоциацию геологических тел основывается на следующих косвенных данных.

1. Все породы ассоциации характеризуются одинаковой степенью региональных метаморфических преобразований (фашия зеленых сланцев, биотитовая зона).

2. Породы различных участков имеют значительное сходство во внешнем облике, петрографическом и минеральном составе, структурно-текстурных характеристиках.

3. Все образования ассоциации относятся к одному петрохимическому типу – толеитовым базальтам, крайне слабо дифференцированным.

4. В разрезах Исаковского участка (скв. 2920) и юга Тим-Ястребовской структуры (скв. 2190) сре-

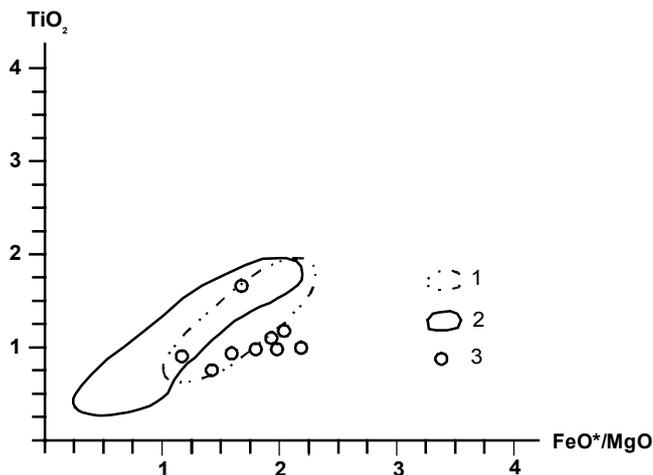


Рис.4. Положение фигуративных точек составов базальтов глазуновской свиты на диаграмме TiO_2-FeO^*/MgO . Поля базальтов из разных регионов: 1- Красное море; 2 - Атлантический океан, район Фамоус; 3 - фигуративные точки составов метабазацитов глазуновской толщи.

ди вулканических пород отмечены прослои метаосадочных пород: сланцев, металевролитов, карбонатных пород (ассоциация хемогенно-карбонатно-терригенных фаций).

Степень метаморфизма вулканитов основного состава позволяет предположить, что они являются доскладчатыми образованиями, так как зеленосланцевая (актинолитовая) ступень метаморфизма, характеризующаяся региональной альбитизацией полевых шпатов свойственна подавляющему большинству докембрийских базальтовых ассоциаций, вовлеченных в глубокие погружения и складчатость [9]. Структурное положение толеитовых базальтов, присутствие в отдельных скважинах метаосадочных пород: сланцев, металевролитов, карбонатных пород, и их петрохимическое сходство с толеитами Тим-Ястребовской структуры позволяет их отнести к поздней стадии рифтогенеза Орловско-Алексеевской рифтогенной структуры [14]. Диаграмма TiO_2-FeO^*/MgO (рис.4) позволяет достаточно уверенно диагностировать базальты рифтогенного генезиса, которые часто попадают в поле базальтов COX [15]. Сравнение характера поведения редкоземельных элементов в толеитах изучаемых участков с эталонами различных геодинамических обстановок показывает, что наиболее близкими к ним являются толеиты континентальных рифтов [16].

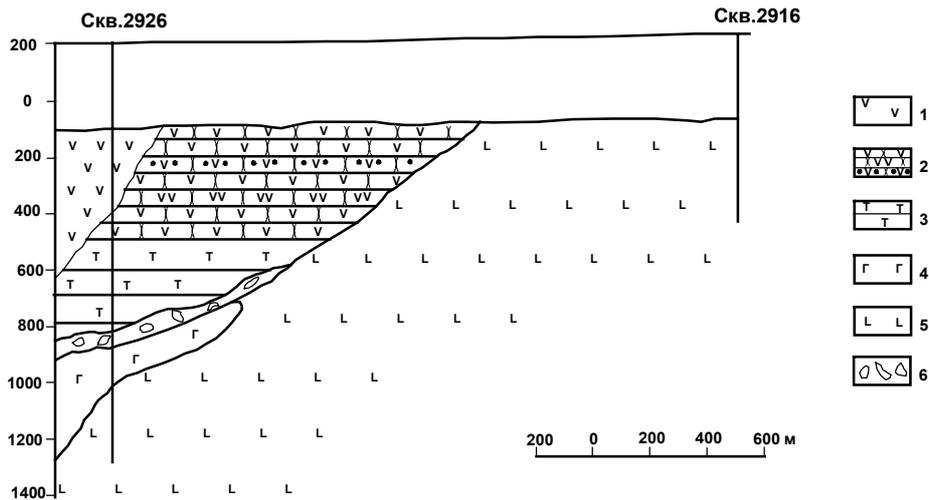


Рис.5. Схематический геологический разрез глазуновской свиты: 1 – андезитовый порфирит; 2 – туффиты андезитового состава; 3 – туфы андезитового состава; 4 – габбро-долериты; 5 – метабазальты, апобазальтовые амфиболиты; 6 – конгломерато-брекчии.

Средний член ряда – андезитовая ассоциация (верхняя часть глазуновской толщи) по своей морфологии, внутреннему строению имеет значительное сходство с эталонными формациями коллизионных обстановок (рис.5). Анализ распределения редкоземельных элементов также свидетельствует, что андезиты глазуновской свиты являются типичными андезитами орогенных обстановок ($Va/La=31$). С этим же этапом связано образование диорит-гранодиоритового стойло-николаевского комплекса. Следует отметить, что в последней схеме корреляции стратиграфии и магматизма (1999 г.) из стойло-николаевского комплекса исключена первая (габбро-роидная) фаза и переведена в золотухинский комплекс, который является комагматом верхнетимских вулканитов основного состава.

Завершается формационный ряд трапповой формацией смородинского комплекса, знаменующий становление платформенного режима в регионе КМА.

ЛИТЕРАТУРА

1. Крестин Е.М. Вулканизм нижнего протерозоя Курско-Воронежского кристаллического массива // Вулканизм докембрия (материалы Второго Всесоюзного палеовулканического симпозиума).- Петрозаводск, 1976.- С.111-118.
2. Крестин Е.М. Вулканогенные формации и ассоциирующие оруденение докембрия Курско-Воронежского кристаллического массива // Глобальные палеовулканические реконструкции. – Новосибирск, 1979. –С.66-71.
3. Ножкин А.Д., Крестин Е.М. Радиоактивные элементы в породах раннего докембрия (на примере КМА). -М., 1984. -127 с.
4. Чернышов Н.М., Чесноков В.С. Траппы Курской магнитной аномалии. – Воронеж, 1983. -276 с.
5. Чернышов Н.М., Бочаров В.Л. Химические составы ультраосновных и основных интрузивных пород докембрия Воронежского кристаллического массива: Справочник. - Воронеж, 1972. -240 с.
6. Чернышов Н.М., Бочаров В.Л. Вулкано-плутоническая ассоциация основных пород позднего докембрия КМА // Вопросы петрологии и рудоносности основного магматизма Воронежского кристаллического массива. – Воронеж, 1974. -С. 26-31.
7. Быков И.Н., Коробкина Т.П. Рудные минералы вулканитов трапповой и андезитовой формаций раннего протерозоя северной части КМА // Деп. в ВИНТИ №2224-83. – Воронеж, 1983. -17с.
8. Быков И.Н., Стрик Ю.Н. Некоторые аспекты петрогенеза раннепротерозойской андезитовой серии северной части Воронежского кристаллического массива // Тез. докл. VII симп. по геохимии магматических пород. – М., 1981. -С.16.
9. Белоусов А.Ф., Кривенко А.П., Полякова З.Г. Вулканические формации. –М., 1982. -280 с.
10. Чернов В.И. О принципах и методах формационного анализа вулканических серий // Изв. вузов. Геол. и разведка. -1983. -№11. -С.127-138.
11. Мишин Л.Ф. Породные группы и серии краевых вулканических поясов. –М., 1982. -123 с.
12. Петрология и перспективы рудоносности траппов севера Сибирской платформы. –М, 1978. -216 с.
13. Петрологическое изучение магматических ассоциаций коллизионных обстановок. Серия методических руководств по геодинамическому анализу при геологическом картировании. –М., 1995. -215 с.
14. Холин В.М., Лебедев И.П., Стрик Ю.Н. О геодинамике формирования и развития Тим-Ястребовской структуры КМА // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геологическая. -1998. -№5. -С.51-58.
15. Изучение офиолитовых комплексов при геологическом картировании. Серия методических руководств по геодинамическому анализу при геологическом картировании. –М., 1994. -254 с.
16. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. –М., 1976. -267с.