

УДК 551.242.11:551.263

*Н. СЕИТОВ<sup>1</sup>, Г.А. АХМЕДЖАНОВ<sup>2</sup>, Н. ШАРИПОВА<sup>3</sup>, О.А. РОДЬКИН<sup>4</sup>*

## СВИТЫ И СЕРИИ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН ПАЛЕОЗОЯ В ФОРМАЦИОННОМ АНАЛИЗЕ

Палеозойлық офиолитті белдемдер ауқымында тұтас геологиялық формациялар рөлін атқаратын свиталар мен сериялар жоқ екендігі, бұлар сапалы формациялық талдау жүргізуге жарамды дербес жергілікті стратиграфиялық бірліктер ретінде қате дараланып жүргендігі айтылған. Бұл тұжырымның шындыққа сәйкестігі арнаулы формациялық зерттеулер нәтижесімен дәлелденген.

Показана ошибочность выделения в пределах палеозойских офиолитовых зон свит и серий в качестве самостоятельных местных стратиграфических единиц, отвечающих цельным геологическим формациям и пригодных поэтому для проведения качественного формационного анализа. Правдивость указанного заключения доказана результатами специфических формационных исследований.

The paper contain the inaccuracy of allocation of the retinues and series within the limits of paleozoic ophiolitic zones as original local stratigraphic units, witch are adequate to integral geological formations and therefore suitable for carrying out qualitative formation analysis. The truthfulness of the shown conclusion is proved by results of specific formation researches.

Общеизвестно, что основные положения «Учения о геосинклиналях», являющегося по существу теоретической основой фиксистской ориентации геотектоники, были разработаны в основном усилиями ученых бывшего Союза на базе изучения складчатых структур этой обширной страны, в первую очередь структур на территории Казахстана, оказавшейся прекрасным полигоном для региональных геологических исследований по причине ее отличной обнаженности, где на эрозионный срез выведено многообразие палеозойских, а то и докембрийских образований. Тем не менее, как свидетельствуют многочисленные публикации последних десятилетий, определяющее большинство геологов стран СНГ, являющихся правопреемниками бывшего Союза, переориентировало свои взгляды в русло новой парадигмы в геологии, представленной мобилистским направлением в геотектонике в лице прогрессивной геотектонической концепции «Тектоники литосферных плит (ТЛП)». Однако, к глубокому сожалению, в большинстве случаев указанная переориентация взглядов на генетическую и геодинамическую природу формирования складчатых структур континентов согласно положениям концепции ТЛП оказывается сугубо

формальной, что без особого труда улавливается из содержания указанных выше публикаций русскоязычных коллег-геологов. В таких публикациях в настоящее время преимущественно используется мобилистская терминология, результаты исследований также преподносятся вроде бы с позиции ТЛП, тогда как конкретные действия таких исследователей и, самое главное, их образ мышления во многих случаях продолжают оставаться в соответствии с положениями фиксистской ориентации геотектоники. Лучшим доказательством правомерности указанного утверждения является оперирование большинством тектонистов стран СНГ привычными со времен господства геосинклинальной концепции местными стратиграфическими подразделениями типа многочисленных свит и серий при проведении региональных исследований сложнодислоцированных структур континентов, получивших название «палеозойские офиолитовые зоны», об океанической природе формирования которых сегодня мало кто сомневается благодаря знаменитой статье А.В.Пейве [1] и его последователей.

Хорошо известно, что понятия «свита» и «серия» издавна используются в геологических исследованиях как местные стратиграфические

<sup>1-4</sup> 050013. Казахстан. Алматы, ул. Сатпаева, 22. Казахский национальный технический университет им. К.И. Сатпаева.

единицы. Считается, что они представлены цельной толщей различных слоев горных пород, занимающих определенный уровень в стратиграфической колонке, и характеризуют, поэтому, определенный же этап развития исследуемой структуры. Иными словами, отдельные серии и свиты, или же их совокупности всегда параллелизовались обычно с какой-либо конкретной геологической формацией, сохранившей свою целостность и позволяющей, поэтому, воссоздать геодинамическое (геотектоническое) условие своего первоначального формирования благодаря своим же формационным признакам. Такое понимание геологической сущности свит и серий равносильно признанию их фиксированного положения в пространстве, когда субгоризонтально распластавшиеся в момент своего первоначального формирования на дне бассейна осадконакопления слои горных пород впоследствии были подвергнуты всего лишь интенсивной складчатости (офиолитовым зонам исключительно характерно изоклиналиная складчатость), но они никак не претерпели, якобы, впоследствии какие-либо субгоризонтальные срывы, приведшие к «перемещиванию» фрагментов различных по своей тектонической природе геологических формаций.

В то же время, однозначное признание сегодня океанической природы формирования офиолитовых зон вроде бы не должно было позволить исследователям допустить саму возможность «фиксированного положения в пространстве» объектов исследования в пределах таких зон, представленных указанными выше свитами и сериями. Правильность такого заключения с логической точки зрения доказывается следующим ходом суждения:

– сопоставимость офиолитовой ассоциации пород (триады Штейнманна – ультрабазитов, базитов и глубоководных осадков) с разрезом литосферы дна современных океанов однозначно доказывает океаническую природу формирования офиолитовых зон континентов [1];

– признание существования палеозойских океанов равносильно признанию разрыва допалеозойской континентальной литосферы в условиях растяжения и отодвигания ее разорванных частей (континентальных бортов вновь образованного океана) в противоположном направлении, поскольку «представление о том, что горные породы, образующие континентальную кору, могут

превратиться в породы океанической коры путем простого прогибания, неприемлемо с термодинамической точки зрения» [2, с.167];

– каждый открывшийся океан со временем непременно закрывается обратно, что послужило поводом для ввода в геологическую литературу понятия о «цикле Уилсона» [3]; правомерность такого заключения доказывается тем, что палеозойские офиолитовые зоны ныне являются сугубо континентальными покровно-складчатыми структурами;

– если открытие палеозойского океана происходило в результате горизонтальной мобильности его континентальных бортов, то логично допустить, что закрытие этого океана также происходило в результате такой же их мобильности, направленной, однако, теперь уже вспять;

– процесс закрытия палеоокеана сопровождается сначала субдукцией, а затем – коллизией (представьте себе, факт надвигания американских континентов на дно Тихого океана в результате их западного дрейфа, сопровождающегося субдукцией, или же факт столкновения Индостанско-Австралийской литосферной плиты с Евразийской, сопровождающийся закрытием океана Тетис и образованием по линии столкновения Альпийско-Гималайского всепланетарного пояса сжатия);

– постепенное сужение и закрытие площади палеоокеана посредством субдукции в результате обратного дрейфа и постепенного сближения его континентальных бортов (окраин) сопровождается образованием вторичных по отношению к самому океану структурно-формационных зон типа глубоководных желобов, островных дуг и окраинных морей, в ареалах которых формируются специфические геологические формации, характеризующие эти вновь образованные структуры активных окраин континентов, которые, в свою очередь, характеризуют соответствующие этапы развития будущей складчатой структуры в целом;

– процесс субдукции сопровождается также процессом обдукции, когда дно океана не полностью «утопает» под континент и на континентальном склоне закрывающегося океана образуются многочисленные чешуйчатые надвижки (аккреционные призмы), представленные различными блоками горных пород, в первую очередь блоками образований, слагавших дно закрывающе-

гося океана – будущих фрагментов офиолитовой ассоциации пород (триады Штейнманна);

– движение вспять континентальных бортов палеоокеана в конечном счете приводит не только к закрытию самого океана, но и его «сателлитов» в лице глубоководных желобов, островных дуг и окраинных морей с образованием сугубо континентальной орогенной структуры;

– этот грандиозный процесс сопровождается грандиозным же стрессом (боковым сжатием), созданным «между тисками» столкнувшихся континентальных бортов бывшего океана, где фрагменты геологических формаций разной генетической и геодинамической природы, также как обдурченные на край континента аккреционные призмы формаций дна океана сначала совмещаются в пространстве в виде всевозможных тектонических покровов и шарьяжей, а затем и они «дожимаются» в условиях продолжающегося стресса с развитием изоклиальной складчатости и образованием типичной орогенной структуры (о том, что горообразование есть результат складчатости одним из первых догадался «отец мобилизма» А. Вегенер [4]);

– с прекращением тектонической активности ареала вновь созданной орогенной структуры, вершины горных сооружений претерпевают денудацию, что приводит не только к сглаживанию рельефа данного региона, но и выведению на дневную поверхность корневых уровней бывшего орогена вследствие уменьшения собственного веса этой области из-за денудации и стремления ее ареала к сохранению изостатического равновесия;

– в результате описанного выше полного цикла событий, имевшего место в палеозойский период развития планеты, формируется типичная континентальная покровно-складчатая структура в лице офиолитовой зоны, в пределах которой следы былых горизонтальных перемещений слагающих ее геологических комплексов полностью «стерты» последующей изоклиальной складчатостью, что создает ложное впечатление о ненарушенности разрезов, где фрагменты «разноликих блоков горных пород» ошибочно воспринимаются большинством исследователей как последовательно переслаивающиеся слои и линзы, имеющие между собой нормальное стратиграфическое взаимоотношение;

– из приведенного понимания генетической и геодинамической сущности формирования палео-

зойских офиолитовых зон становится очевидным, что, строго говоря, эти структуры нельзя называть просто «зоной», поскольку по своей геотектонической природе она представляет собой совокупность нескольких самостоятельных структурно-формационных зон (палеозойского океанского ложа, глубоководных желобов, островных дуг, окраинных морей и т.д.), совмещенных в пространстве, где представители различных геологических формаций «перемешаны» тектонически в виде дополнительно смятых в складки многочисленных тектонических покровов и шарьяжей. Поэтому эти структуры, несмотря на их региональные масштабы (протяженность, как правило, составляет порядка сотни км, ширина – первые десятки км), желательнее назвать «офиолитовыми микропоясами палеозоя».

Из отмеченных выше суждений становится очевидным ошибочность выделения в пределах офиолитовых зон (микропоясов) всевозможных свит и серий как определенных уровней стратиграфической колонки, характеризующих определенные же этапы развития структуры в целом. Только одно то обстоятельство, что «геологическое выполнение» офиолитовых зон состоит из геологических формаций бывшего океана и его континентальных бортов (островных дуг, окраинных морей и т.д.) априори исключает возможность присутствия в их пределах ненарушенных разрезов, поскольку при многократном уменьшении площади бассейнов осадконакопления вследствие постепенного сужения океанического бассейна и его «сателлитов» с «обратным превращением океана в континент», сохранение стратиграфических взаимоотношений в толщах горных пород, подстилавших некогда дно этих различных бассейнов осадконакопления, невозможно в принципе.

Такое понимание сущности геологических процессов, приведших к «созданию» специфических покровно-складчатых структур континентов в лице палеозойских офиолитовых зон (микропоясов), в принципе всегда находило свое подтверждение в меланжевом характере строения этих зон, на которое обращалось внимание исследователей постоянно. Именно меланжевое строение этих зон должно было заставить исследователей отказаться от выделения в таких зонах «нормальных» свит и серий, поскольку само определение термина «меланж» напрочь исключает

ет саму возможность присутствия в меланжевых структурах ненарушенных разрезов свит и серий. Так, содержание статьи о тектоническом меланже, приведенное в «Геологическом словаре», являющемся основным справочным источником геологов, вроде бы не оставляет никакого сомнения о тектонической совмещенности слагающих меланж блоков, где нет места для нормальных разрезов. Так, сам термин «меланж» по-французски означает «смесь», что должно было тут же насторожить исследователя, поскольку любая смесь, как правило, исключает какую-либо «упорядоченность» в принципе. Далее отмечаются такие характеристики меланжа, которые раскрывают причину отсутствия в меланжевых структурах указанной упорядоченности: «...меланжи первоначально отлагались в морских условиях, в относительно глубоководных прогибах... В дальнейшем они были переработаны в зонах развития надвигов... Залегание обломков и глыб горных пород в составе меланжа обычно хаотическое. Глыбы несут следы дробления и взаимного перемещения...» и т.д. Статья заканчивается следующим выражением: тектоническая природа меланжа «заставляет коренным образом пересмотреть многие устоявшиеся представления о стратиграфии, истории развития и тектоническом строении» меланжевых структур [5, с. 420].

Удивительно то, что исследователи, воспитанные на фиксистой ориентации геотектоники (геосинклинальной концепции), не собираются пересмотреть свои устоявшиеся взгляды, и поэтому они, дружно отмечая меланжевое строение палеозойских офиолитовых зон (микрощитов), в то же время привычно составляют в их пределах многочисленные «послойные опорные разрезы» и продолжают оперировать всевозможными свитами и сериями. Понятно, что эти псевдоформации оказываются первопричиной всех последующих заблуждений таких исследователей, поскольку на основании изучения таких псевдоформаций исключается возможность проведения качественного формационного анализа, и, следовательно, – качественной же палеотектонической реконструкции изученной зоны, а также создания качественной генетической и геодинамической модели формирования таких зон.

В то же время, проведение палеотектонической реконструкции и поэтапное прослеживание ис-

тории геологического развития изученной структуры является главной задачей как теоретической, так и практической геологии, поскольку от качества этих действий исследователя зависят все последующие его выводы, начиная от решения проблем по разработке правдоподобных представлений о развитии Земли и ее структур как геологических объектов, кончая решением вопросов прогноза и поисков месторождений тех или иных видов полезных ископаемых. При этом единственным эффективным приемом для решения указанных задач был и остается формационный анализ изученной структуры с выяснением особенностей структуры и вещественного состава слагающих эту структуру геологических комплексов. Сказанное свидетельствует о том, что проведение формационного анализа является обязательным атрибутом региональных геологических исследований, как таковых.

Таким образом, выясняется, что, с одной стороны, при региональных исследованиях конкретных структур земной коры (в нашем случае это офиолитовые структуры палеозойского возраста) никак нельзя обойтись без формационного анализа, а с другой, в пределах этих офиолитовых структур никак нельзя проводить формационный анализ с помощью классических приемов такого анализа из-за отсутствия в их пределах цельных разрезов свит и серий.

Поэтому при проведении исследований по определению генетической и геодинамической сущности формирования палеозойских офиолитовых структур Казахстана в последние годы нами использованы новые приемы формационного анализа, смысл которого заключается в оперировании не цельными формациями (свитами и сериями), а их вулканогенными фрагментами, при этом формационная природа этих фрагментов определялась путем сравнения с помощью компьютерной технологии особенностей вещества (петрохимического состава) этих вулканитов с таковыми их современных (мезозой-кайнозойских) аналогов, формационная принадлежность и геодинамическая обстановка формирования которых заведомо известны [6-9]. Результатами этих исследований неоднократно доказано правомерность наших рассуждений об отсутствии в пределах палеозойских офиолитовых структур (микрощитов) Казахстана ненарушенных разрезов в виде цельных свит и серий. Ниже приводится один из

примеров таких исследований, результаты которых еще раз подтверждают сказанное.

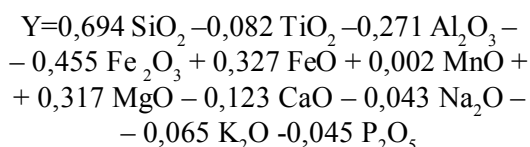
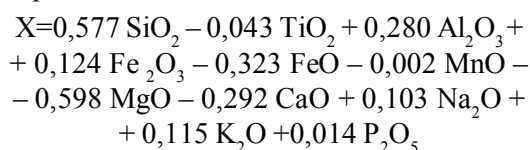
В качестве очередного полигона исследования выбрана Зеленокаменная офиолитовая зона Мугоджар, геологическое содержание которой, по мнению многих исследователей [10-13 и др.], характеризуется двумя особенностями: 1) широким распространением вулканогенных пород основного состава (базальтоидов), рассматриваемых обычно в составе различных свит палеозойского возраста; 2) слабой дислоцированностью слагающих эту зону базальтоидов по сравнению со степенью дислоцированности комплексов горных пород других палеозойских офиолитовых структур Казахстана. Однако, как будет показано ниже, даже в этой сравнительно «слабо дислоцированной» офиолитовой зоне отсутствуют нарушенные разрезы и выделенные в ее пределах предыдущими исследователями многочисленные свиты оказываются «тектоническими нагромождениями» различных блоков базальтоидов, относящихся к разным формациям.

В качестве эталона, с которым сравнивались петрохимические особенности базальтоидов Зеленокаменной зоны, послужила специальная диаграмма, на которой обособлены поля развития фигуративных точек базальтов различных геодинамических обстановок современности (рис. 1). Данная диаграмма составлена одним из активных ученых Казахстана, доктором геолого-минералогических наук А.Н.Бугайцом в результате его целенаправленного сбора петрохимических и геохимических данных магматических образований земного шара в течение последнего полутора десятков лет и их компьютерной обработки [14].

На диаграмме представлены области для геодинамических обстановок (см. рис. 1): 1 – **Срединно-океанические хребты** (СОХ); N=6 (средний толеитовый базальт СОХ, средние составы Срединно-Атлантического хребта, Восточно-Тихоокеанского поднятия, Срединно-Индийского хребта и средний состав обогащенного толеитового базальта); 2 – **Островные дуги** (ОД); N=46. (платоэффузивы о. Кунашир, вулканы Камчатки, вулканы островов Парамушир и Атласова, Новогвинейская островная дуга, острова Южно-Сандвичевой дуги, Алеутская островная дуга, островная дуга Фиджи, Марианская островная дуга. I – известково-щелочная серия;

II – субщелочная и щелочная (шошонитовая) серии; III – андезитобазальты); 3 – **Основания островных дуг** (ООД); N=2. (драгирование основания Марианской островной дуги); 4 – **Окраинно-континентальные вулcano-плутонические пояса** (ОКВПП); N=8 (Андский вулканический пояс – Северный, Центральный и Южный сегменты); 5 – **Глубоководные желоба** (ГЖ); N=37 (островные склоны Идзу-Бонинского желоба, желоба Тонга, Марианского и Японского желобов, желоба Волкано, Центральной котловины и котловины Хонсю Японского моря, котловины Филиппинского моря); 6 – **Рифтовые зоны континентов** (КР); N=11 (Восточно-Африканская рифтовая зона – рифты Грегори, Эфиопский, Красного моря; Байкальская рифтовая зона; рифт Рио-Гранде); 7 – **Окраинные моря** (ОМ); N=19 (Северо-западный континентальный и юго-западный островной склоны Японского моря; Центральная зона Японского моря; восточная часть Японского моря; подводные хребты Филиппинского моря).

Уравнения осей:



Как явствует из приведенного описания, диагностическая диаграмма очерчена по результатам компьютерной обработки химических анализов магматических пород, отобранных из ареалов современного, в основном кайнозойского вулканизма. Данный эталонный материал довольно представительен по охвату всего многообразия геодинамических обстановок, что создает корректную базу для выяснения формационной принадлежности, а также генетической и геодинамической природы формирования сравниваемых с эталоном палеозойских вулканитов.

Как отмечено выше, Зеленокаменная зона Мугоджар и Южного Урала представлена в основном вулканогенными образованиями при подчиненной роли кремнистых отложений, преимущественно представленных яшмами. Вулканиты представлены в основном подушечными лавами,

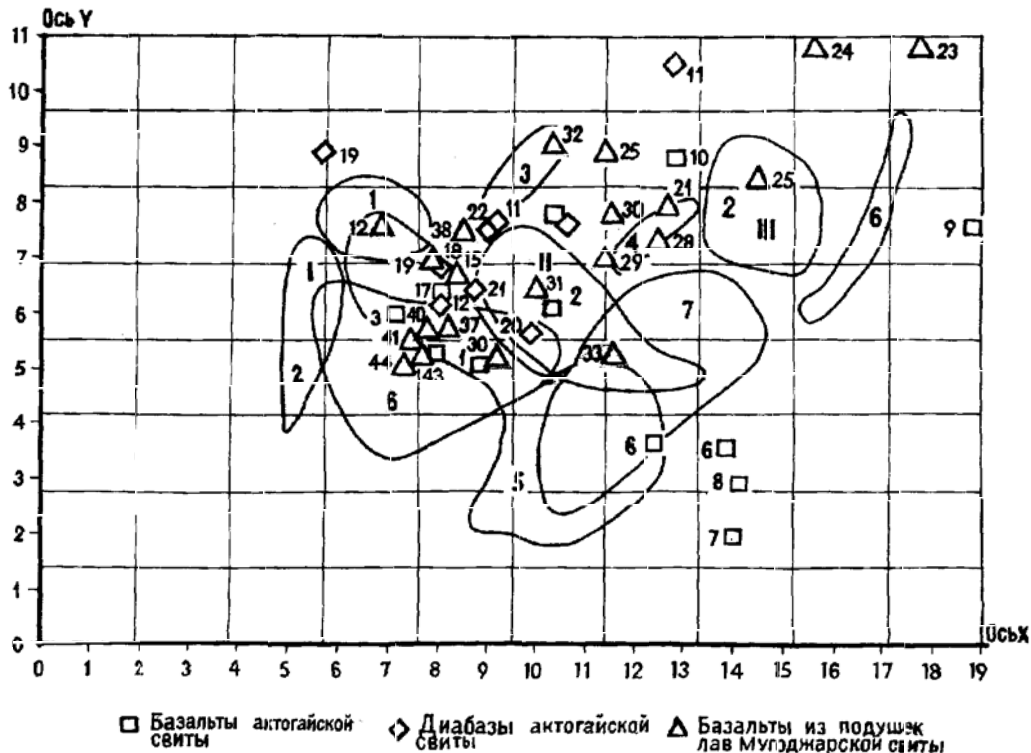


Рис. 1. Характер распространения фигуративных точек базальтов различных свит Зеленокаменной зоны. Базальты: 1 – Срединно-океанические хребты; 2 – островные дуги ( I – известково-щелочная серия; II – субщелочная и щелочная серия; III – андезитобазальты); 3 – основания островных дуг; 4 – окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса; 5 – глубоководные желоба; 6 – континентальные рифты; 7 – окраинные моря

потоками, покровами, силлами и дайками базальтоидов. Эти базальтоиды предыдущими исследователями объединены в четыре свиты – актогайскую, мугоджарскую, куркудукскую и милашинскую [10-13]. В данной статье в качестве доказательства правомерности своих воззрений об отсутствии в офиолитовых зонах цельных свит мы будем оперировать только данными по актогайской и мугоджарской свитам.

**Актогайская свита (?)** представлена потоками базальтов, включающих обилие крутопадающих (углы падения – 45°-75°) и вертикально уходящих тел хорошо раскристаллизованных диабазов, так называемого, «щит-комплекса», отмечающихся в руслах рек Шуылдак (у зимовки Актогай) и Карасай (район зимовки Ашик), а также в междуречье Шуылдак-Ащисай [12]. Мощность даек диабазов щит-комплекса колеблется в пределах 0,3-1,5 м, они вытянуты в основном меридиональном направлении, параллельно простиранию самой зоны, падение тел – преимущественно восточное. Диабазы щит-комплекса зачастую характеризуются словосочетанием «дайка в дайке», однако иногда удается наблюдать «переход

по простиранию дайки хорошо раскристаллизованного диабаз с ровными хорошо закаленными краями в покров с волнистой поверхностью и вариолитовой зоной закала мощностью 10-20 см под стекловатой корочкой в кровле» [12, с. 6]. Крутое или вертикальное залегание даек диабазов и идентичность вещественного состава даек, покровов и силл позволяют рассматривать эти дайки в качестве подводных каналов при подводном базальтовом вулканизме. Как известно, именно такая трактовка генетического смысла диабазовых даек было первопричиной появления специального термина «дайка в дайке». В составе актогайской свиты осадочные отложения практически отсутствуют. Мощность свиты оценивается в пределах 1500 м. Возраст – ориентировочно ранний девон.

**Мугоджарская свита (?)** наиболее распространена по сравнению с другими, она слагает собственно Мугоджарский хребет, часть Жанганинского хребта, а также полосу шириной 10-15 км в центральной и северной частях зоны [12]. Свита состоит из подушечных лав базальтового состава, которые имеют простое и сложное стро-

Таблица 1. Химический состав толентовых базальтов из покровов актогайской свиты Зеленокаменной зоны [12]

№п/п	№ан.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	Я100	46,92	2,25	14,25	7,21	8,64	0,12	6,10	7,10	4,71	0,10	0,35
2	Я 91	48,92	2,30	13,69	6,71	7,20	0,01	6,43	5,65	5,57	0,10	0,46
3	Я370	47,50	1,45	14,79	4,53	7,92	0,25	7,74	11,56	3,20	0,25	0,34
4	Я344	48,26	1,25	15,52	3,98	9,22	0,22	6,32	11,10	3,00	0,25	0,30
5	Я518	49,15	2,25	10,92	15,03	6,84	0,17	3,92	4,55	5,75	0,10	0,30
6	Я521	49,60	2,00	15,00	11,66	5,46	0,14	3,05	5,60	5,75	0,10	0,28
7	Я522	49,30	2,00	11,06	18,11	4,15	0,16	3,15	4,90	5,75	0,10	0,31
8	Я523	50,16	1,90	12,33	14,93	3,78	0,21	3,13	6,16	5,58	0,10	0,21
9	Я531	57,28	1,87	13,63	10,90	4,60	0,09	2,02	2,10	4,62	0,10	0,35
10	Я350	54,22	1,37	15,18	3,73	8,64	0,07	3,92	9,27	2,60	0,10	0,36

*Примечание. Покровы:* 1 – миндалекаменный вариолит, левый берег р. Шуылдак, западнее зимовки Актогай; 2 – альбитовый афирит, там же; 3 – амфиболитизированный диабаз (аподиабазовый амфиболит), р. Байбек; 4 – амфиболитизированный рассланцованный диабаз, там же; 5 – альбитовый базальтовый порфирит с единичными кристаллами роговой обманки, р. Карасай; 6,7,8 – альбитовый афирит из того же покрова; 9 – миндалекаменный вариолит из центральной части покрова, р. Карасай; 10 – амфиболитизированный миндалекаменный базальт, р. Байбек.

Таблица 2. Химический состав диабазов даек актогайской свиты Зеленокаменной зоны [12]

№п/п	№ан.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
11	Я 72	58,90	1,49	14,22	2,52	9,12	0,10	4,48	2,49	3,65	0,08	0,12
12	Я246	50,54	0,69	16,42	2,63	7,09	0,21	6,82	7,80	4,35	0,07	0,03
13	Я 78	54,46	2,00	12,92	4,20	10,22	0,01	5,78	2,46	3,20	0,10	0,28
14	Я 53	49,92	1,07	15,52	2,71	7,91	0,20	7,36	9,30	3,40	0,14	0,04
15	Я 76	46,86	2,25	15,73	3,82	10,94	0,14	7,08	4,49	4,60	0,10	0,36
16	Я 52	48,91	1,47	15,39	3,23	8,41	0,22	6,61	9,76	3,67	0,20	0,06
17	Я 49	48,04	1,92	14,31	5,11	9,75	0,23	5,88	10,33	2,75	0,11	0,06
18	Я51	48,61	1,92	14,35	4,43	10,21	0,27	5,80	10,55	2,27	0,09	0,06
19	Я 47	48,58	1,96	14,56	4,04	19,52	0,23	5,85	9,89	3,25	0,19	0,06
20	Я 74	47,00	1,12	16,92	6,55	10,37	0,07	6,54	3,04	4,80	0,10	0,30
21	Я 50	48,97	1,92	14,22	5,39	9,07	0,23	5,80	10,26	2,44	0,14	0,06
22	Я275	49,64	1,45	15,39	3,20	9,98	0,30	5,74	9,07	Н. о.	0,12	0,02

*Примечание. Дайки:* 11,14 – диабаз из центральной части, р. Карасай; 12 – альбитовый диабаз, р. Шулаксай; 13 – диабаз (диабазовый комплекс), р. Карасай; 15 – плотный диабаз из периферической части, р. Карасай; 16 – среднезернистый диабаз из краевой части, р. Карасай; 17,20 – плотный мелкозернистый диабаз из корки закалки, р. Карасай; 18 – мелкозернистый диабаз из краевой части, р. Карасай; 19,21 – среднезернистые диабазы из центральной части, р. Карасай; 22 – мелкозернистый альбитовый диабаз, р. Шулаксай: (пробы №№ 17,18,21 отражают состав различных частей одной и той же дайки).

ение. Подушки залегают почти горизонтально или имеют угол наклона не более 10-20°, реже отмечаются довольно крутые углы падения складок, вплоть до 50-60° (район гор Жылантау). Подушечные лавы простого строения представлены эллипсоидальными телами небольшого размера, диаметр которых колеблется в пределах 0,2-1,5 м. Ядро этих эллипсоидов представлено диабазами, вокруг шаров отмечается тонкая зона закала, представленная стекловатым веществом. Подушки сложного строения сложены несколькими концентрически чередующимися зонами различной мощности в объеме одной эллипсоидальной

подушки. Состав чередующихся зон соответствует вариолитам, диабазам, базальтовым порфиритам или афиритам. Межподушечное пространство, как правило, заполнено линзочками красных яшм. Мощность мугоджарской свиты предыдущими исследователями оценивается в пределах 850 м [12]. Возраст найденных уральскими геологами в красных яшмах межподушечного пространства базальтоидов многочисленных конодонтов соответствует эйфельскому веку [11].

В качестве аналитического материала взяты таблицы химических анализов вулканогенных образований Зеленокаменной зоны Мугоджар.

Таблица 3. Химический состав толентовых базальтов из подушек лав мугоджарской свиты Зеленокаменной зоны [12]

№п/п	№ан.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
23	Я229	58,74	1,32	14,35	4,27	6,95	0,17	3,23	2,82	6,20	0,12	0,10
24	Я212	57,53	0,64	15,52	2,31	6,43	0,15	5,01	5,65	4,50	0,09	0,03
25	Я 39	53,69	2,00	15,14	4,25	7,56	0,16	3,58	4,92	5,18	0,36	0,25
26	Я253	51,28	1,49	16,68	1,86	10,01	0,27	6,18	4,55	5,00	0,07	0,06
27	Я 31	53,55	1,28	14,35	5,55	5,80	0,20	5,55	8,45	1,79	0,86	0,06
28	Я240	54,00	1,39	13,06	6,19	6,41	0,20	2,61	13,55	0,25	0,05	0,10
29	Я 30	50,93	1,49	15,52	5,45	7,01	0,20	6,14	7,08	3,40	0,28	0,07
30	Я 32	52,12	1,39	14,87	4,61	6,80	0,20	6,18	8,10	3,40	0,28	0,06
31	Я199	48,60	2,25	16,09	5,04	10,22	0,12	5,34	6,67	4,60	0,37	0,28
32	Я202	51,28	1,82	13,89	2,70	12,02	0,19	4,73	6,96	5,16	0,13	0,15
33	Я219	48,90	2,50	14,51	8,27	8,06	0,12	4,57	5,22	5,80	0,10	0,42
34	Я 45	50,29	1,80	14,59	4,42	8,12	0,17	5,84	9,89	3,00	0,21	0,22
35	Я196	47,62	1,21	15,93	4,61	7,20	0,12	5,45	10,44	4,00	0,10	0,22
36	Я 38	48,55	1,48	14,80	3,75	7,50	0,23	7,28	9,50	2,59	0,32	0,19
37	Я 46	47,81	1,81	15,13	5,08	7,78	0,17	6,63	10,66	2,44	0,23	0,07
38	Я186	49,32	1,47	13,94	3,59	9,12	0,27	6,63	9,51	3,65	0,16	0,05
39	Я279	48,06	1,92	14,26	4,03	10,37	0,16	6,35	8,99	3,60	0,10	0,28
40	Я178	46,72	1,51	14,73	4,43	8,50	0,01	6,75	8,99	4,40	0,10	0,30
41	Я 37	46,63	1,60	13,93	4,33	6,40	0,30	6,38	12,34	2,70	0,33	0,06
42	Я184	48,41	1,07	15,00	2,33	10,47	0,23	7,34	11,24	2,37	0,26	0,04
43	Я182	46,68	2,01	14,64	4,65	7,92	0,13	6,32	10,44	3,50	0,10	0,36
44	Я191	47,23	1,81	14,35	5,41	10,44	0,23	4,74	12,62	2,75	0,09	0,06

*Примечание. Подушечные лавы:* 23 – альбитовый афирит, г. Кызылкибачи; 24 – миндалекаменный базальтовый порфирит, район выс. 544,2 м (р-н р. Аулие); 25 – массивный диабаз (афирит), р. Каинды; 26 – амфиболитизированный альбитовый афирит, р. Шулаксай; 27 – андезитовый порфирит, р. Каинды; 28 – амфиболитизированный афирит, г. Кызылкибачи; 29 – альбитизированный базальтовый порфирит, р. Каинды, выс. 383,3 м; 30 – базальтовый порфирит, р. Каинды; 31,32 – амфиболитизированные диабазы из крупных караваеподобных подушек, район г. Даутау; 33 – альбитовый афирит из мелких подушек, г. Кызылкибачи, район выс. 305,4 м; 34 – альбитизированный базальтовый порфирит, р. Каинды в р-не выс. 393,8 м; 35 – альбитизированный диабаз из центральной части крупной подушки, р-н г. Даутау; 36,37 – массивные афириты (диабазы), р. Каинды; 38 – амфиболитизированный диабаз из крупных караваеподобных подушек, р-н г. Даутау; 39 – амфиболитизированный альбитовый афирит из покрова, р. Шулаксай; 40 – спилит, р-н станции Мугоджарская; 41 – миндалекаменный базальтовый порфирит, р. Каинды; 42 – диабаз свежий, р-н г. Даутау; 43 – миндалекаменный базальтовый порфирит из подушечных лав, р-н станции Мугоджарская; 44 – амфиболитизированный диабаз из крупных караваеподобных подушек, р-н г. Даутау (пробы 23,27,28,34,41 – из краевых частей сфероидов; пробы 24,26,29 – из периферических частей сфероидов; пробы 25,30,31,32,33,36,37,38,39,40,42,43,44 – из центральных частей сфероидов; проба 35 – из краевой и центральной частей крупной подушки; пробы 27,29,30 отражают состав пород из различных частей одного и того же сфероиды подушечной лавы).

Химические анализы, подлежащие сравнению с эталоном, взяты исключительно из монографической работы Н.С.Ярославцевой «Петрология и метаморфизм базальтоидов Зеленокаменной зоны Мугоджар» [12]. Всего к анализу привлечено 280 анализов базальтов и их метаморфизованных аналогов, взятых из актогайской, мугоджарской, куркудукской и милашинской свит Зеленокаменной зоны, которые сравнены с диаграммой базальтов различных геодинамических обстановок. В данной статье приводятся данные только по сравнению 44 анализов базальтов и диабазов, рассматривающихся в составе актогайской и мугоджарской свит (см. рисунок 1).

Ниже приводятся первичные данные в виде таблиц химического состава актогайской и мугоджарской свит Зеленокаменной офиолитовой зоны Мугоджар, которые были проанализированы с помощью компьютерной программы «Скалярное произведение векторов» и сравнены с эталонами.

Сведенные в таблицы данные о геодинамической обстановке формирования (формационной принадлежности) базальтоидов различных свит Зеленокаменной офиолитовой зоны палеозойского возраста, выявленные посредством сравнения их петрохимических особенностей с таковыми современных базальтов, ныне извергающихся в



Таблица 4. Результаты компьютерного анализа вещественного состава базальтов из покровов актогайской свиты Зеленокаменной зоны и их формационная принадлежность

Номер по порядку	Базальты различных обстановок		Обстановка формирования формаций
	Ось X, мм	Ось Y, мм	
1	89,03	50,25	ГЖ
2	104,07	60,56	ОД
3	71,48	59,22	ГЖ
4	81,35	63,51	ГЖ
5	124,65	36,01	ГЖ
6	139,16	35,37	Вне полей
7	139,96	19,30	Вне полей
8	141,77	28,98	Вне полей
9	189,68	75,24	Вне полей
10	128,78	87,95	Вне полей

Примечание. Файлы экзаменов с именами P100 записаны на MD

Таблица 5. Результаты компьютерного анализа вещественного состава диабазов из даек актогайской свиты Зеленокаменной зоны

Номер по порядку	Базальты различных обстановок		Обстановка формирования формаций
	Ось X, мм	Ось Y, мм	
11	162,72	122,83	Вне полей
12	106,72	75,84	ОД
13	128,46	104,33	Вне полей
14	91,53	76,09	Вне полей
15	83,61	66,99	ГЖ
16	88,16	68,81	ГЖ
17	80,63	61,93	ГЖ
18	80,97	67,41	ГЖ
19	56,93	88,87	Вне полей
20	98,97	56,49	ОД
21	87,69	64,05	ОД
22	90,31	75,60	Вне полей

Примечание. Файлы экзаменов с именами P101 записаны на MD

различных регионах земного шара, в табличной форме выглядит следующим образом (Таблицы 4-6). При этом необходимо учесть, что в приводимых таблицах геодинамическая обстановка формирования (формационная принадлежность) проанализированных базальтоидов приведена в сокращенном виде. Эти сокращения обозначают обстановки формирования базальтов: СОХ – срединно-океанических хребтов океанов; ОД – островных дуг, обычно протягивающихся вдоль побережья закрывающегося океана; ОКВПП – окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов типа андского побережья Тихого океана; ГЖ – глубоководных желобов, отмечающихся только по окраинам закрывающихся океанов и сосредоточенных к линии соприкосновения «пододвигающейся под

континент» океанической и «наползающей на океан» континентальной литосфер; КР – континентальных рифтов, фиксирующих начало разрыва континента и образования океана; ОМ – окраинных морей, обычно протягивающихся в пределах континентов вдоль побережья закрывающегося океана параллельно островным дугам. Когда фигуративная точка анализируемого базальта не попадает ни в одно из полей эталонной диаграммы и поэтому невозможно определить геодинамическую обстановку формирования этого базальта, то использовано словосочетание «вне полей».

Результаты сравнения петрохимических особенностей толеитов и диабазов актогайской свиты с таковыми базальтов различных геодинамических обстановок современности сводятся к

Таблица 6. Результаты компьютерного анализа вещественного состава базальтов из подушек лав мугоджарской свиты Зеленокаменной зоны и их формационная принадлежность

Номер по порядку	Базальты различных обстановок		Обстановка формирования формаций
	Ось X, мм	Ось Y, мм	
23	178,40	108,12	Вне полей
24	156,58	107,55	Вне полей
25	144,90	83,28	ОД
26	113,96	88,29	Вне полей
27	126,96	78,71	ОКВПП
28	125,15	72,78	ОКВПП
29	114,24	69,37	Вне полей
30	115,56	77,52	Вне полей
31	100,47	63,53	ОД
32	103,85	89,86	ОД
33	116,23	52,32	ОД
34	98,30	70,64	ОД
35	92,54	51,91	ГЖ
36	84,34	66,47	ГЖ
37	82,13	56,54	ГЖ
38	85,53	74,10	Вне полей
39	79,43	68,59	ГЖ
40	78,32	56,98	ГЖ
41	73,72	50,56	КР
42	69,27	75,38	ГЖ
43	77,32	52,85	ГЖ
44	75,13	54,42	ГЖ

*Примечание.* Файлы экзаменов с именами P102 записаны на MD

следующему. Из двадцати двух фигуративных точек на диаграмме (порядковые номера 1–22 в таблицах 4 и 5), характеризующих слагающие эту свиту толеитовые базальты и диабазы, десять точек оказываются вне полей диаграммы (анализы 6–11, 13, 14, 19 и 22) (см. рисунок 1). Из оставшихся двенадцати фигуративных точек восемь оказываются в поле развития базальтов глубоководных желобов (1, 3–5, 15–18), четыре – островных дуг (2, 12, 20, 21) (см. рис. 1).

Что касается фигуративных точек, характеризующих подушечные лавы мугоджарской свиты, то на эталонной диаграмме они расположились следующим образом. К сравнению с эталонной диаграммой базальтов различных геодинамических обстановок всего привлечены также двадцать два анализа базальтов мугоджарской свиты (порядковые номера от 23 до 44 на таблице 6). Шесть точек из этого количества оказываются вне полей диаграммы (анализы 23, 24, 26, 29, 30, 38), восемь точек попадают в поле развития базальтов глубоководных желобов (анализы 35–37, 39, 40, 42–44), пять точек – островных дуг (анализы 25, 31–34), две точки – континентальных вулканоплутонических поясов (ана-

лизы 27 и 28) и одна точка – континентальных рифтов (41) (см. рис. 1).

Как явствует из приведенных таблиц 4–6, из 14-ти проб **актогайской свиты** ориентировочно раннедевонского возраста, попадавших в поля развития тех или иных формаций, 8 проб оказываются представителями формаций океанов (глубоководных желобов), 4 – островных дуг (см. таблицы 4 и 5, а также рисунок 1). Несколько иным формационным разнообразием характеризуется базальты **мугоджарской свиты** эйфельского яруса среднего девона: здесь из 16-ти проб, попадавших в поля развития тех или иных формаций, также 8 проб оказываются формациями океана (глубоководных желобов), 7 проб – активных окраин континентов (5 проб – островных дуг, 2 пробы – окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов) и одна проба – континентальных рифтов, свойственных этапу открытия океана, а не его закрытия (см. таблицу 6 и рисунок 1). Из сказанного можно сделать вывод о том, что обе эти свиты являются совокупностью тектонически совмещенных блоков базальтоидов разной формационной принадлежности, среди которых ведущее место принадлежит формациям

закрывающегося океана и его активным обрамлениям.

Таким образом выясняется, что в пределах изученной зоны представители различных геологических формаций «беспорядочно разбросаны и перемешаны между собой», что свидетельствует о тектонической совмещенности их в пространстве из-за сжатия (стресса), возникшего в момент полного закрытия палеозойского океана. Данное обстоятельство доказывает ошибочность выделения в пределах Зеленокаменной зоны (как и, впрочем, в пределах других офиолитовых зон Казахстана) отдельных свит как реальных стратиграфических единиц, характеризующих те или иные конкретные стадии развития структуры в палеозое.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С.5-23.
2. Уеда С. Новый взгляд на Землю. Москва, 1980. 216 с.
3. Миясиро Е.Г., Аки К., Шенгер. Орогенез. М., 1985. 288 с.
4. Вегенер А. Возникновение материков и океанов. Москва-Ленинград, 1925. 145 с.
5. Геологический словарь. Том 1. Москва. Изд-во «Недра». 1978. 487 с.
6. Сеитов Н.С., Тикебаев Т. Офиолитовые сутуры как стержневые структуры в палеозоидах Казахстана // Инженерное образование и наука в XIX веке: Труды Международной конференции, посвященной 70-летию КазНТУ имени К.И.Сатпаева в 4-х томах. Том 1. Алматы. 2004. С.258-266.
7. Сеитов Н. Генетическая и геодинамическая модель геологического развития и становления палеозойских офиолитовых зон (на основе формационного анализа Жалайыр-Найманской, Бозшакольской и Сакмарской офиолитовых зон Казахстана). Алматы. Изд-во «Нур-Принт», 2006. 150 с.
8. Сеитов Н., Родькин О.А., Тикебаев Т.А. Генетическая и геодинамическая модель образования некоторых палеозойских офиолитовых структур Казахстана с позиции выявления петрохимических особенностей вулканогенных формаций как ключ к созданию модели тектоносферы Казахстана // Известия Национальной Академии наук Республики Казахстан. Серия геологическая. 2006. №4. С. 4-9.
9. Сеитов Н. Новые возможности формационного анализа с применением компьютерной технологии при проведении палеотектонической реконструкции сложнодислоцированных офиолитовых структур. Материалы Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». Том 1. Москва, Изд-во московского геологоразведочного университета. 2007. С. 325-328.
10. Кориневский В.Г. Нижнедевонская вулканогенная формация Мугоджар. Автореферат дис. канд. геол.-минерал. наук. Алматы, 1969. -20 с.
11. Иванов К.С., Иванов С.Н., Пучков В.Н. Природа и возраст вулканогенных толщ Мугоджар // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270. № 2. -С. 391-394.
12. Ярославцева Н.С. Петрология и метаморфизм базальтоидов Зеленокаменной зоны Мугоджар. Алматы: Изд-во «Наука», 1984. -172 с.
13. Зоненшайн Л.П., Кориневский В.Г., Матвиенков В.В., Хаин В.В. Разрез палеозойской океанической коры в Южных Мугоджарах: реконструкция спрединга и палеорельефа // Геотектоника. 1985. №3. С.5-20.
14. Бугаец А.Н. Диагностика геодинамических обстановок по петрохимическим данным // Геонауки в Казахстане: Доклады казахстанских геологов на МГК-32. Алматы, 2004. С. 251-264.