

**КЕМСКИЙ ТЕРРЕЙН (ВОСТОЧНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ) – ФРАГМЕНТ РАННЕМЕЛОВОЙ
ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ***А.И. Малиновский, В.В. Голозубов, В.П. Симаненко, А.Н. Митрохин*

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

В статье рассматриваются строение, состав и обстановки формирования баррем (?)–альбских вулканогенно-осадочных образований Кемского террейна (Восточный Сихотэ-Алинь), которые интерпретируются как отложения задугового бассейна Монероно-Самаргинской островодужной системы. Их генетический состав указывает на присклонную обстановку формирования, осложненную вулканическими процессами. Изучение ориентировок оползневых складок свидетельствует о гравитационном скольжении обломочного материала с юго-востока на северо-запад. Судя по вещественному составу терригенных пород, основным источником обломочного материала была энсиалическая островная вулканическая дуга, а петрохимия базальтов говорит об их приуроченности к ее тыловой части. Фундаментом островной дуги служил выдвинутый в сторону океана вдоль системы разломов Тан-Лу фрагмент континентальной коры, включающий юрскую–раннемеловую аккреционную призму.

Ключевые слова: островная дуга, ранний мел, террейн, базальты, геодинамические обстановки, Сихотэ-Алинь.

ВВЕДЕНИЕ

Раннемеловое время – эпоха геологических событий, во многом определивших современный облик структур северо-западного обрамления Тихого океана. Следы этих событий мы наблюдаем в террейнах, аккрецированных к Евразийскому континенту.

Для палеогеографических реконструкций мелового этапа развития восточной окраины Азии особое значение имеет изучение седиментационных бассейнов, генетически связанных с вулканическими островными дугами, фрагменты которых известны на Сихотэ-Алине, Сахалине и в Японии. Изучение строения, состава и обстановок формирования слагающих островодужные бассейны образований позволяет восстановить их геологическую историю, а также понять механизмы формирования Сихотэ-Алинского орогенного пояса как сложной аккреционной системы на границе Азии с Тихим океаном.

Раннемеловая Монероно-Самаргинская островодужная система была выделена В.П. Симаненко [16, 17] в результате обобщения обширных геолого-геофизических материалов и данных по петрохимии вулканитов. Основанием для ее выделения послужило наличие в ряде районов Дальнего Востока комплекса вулканических образований, имеющих островодужную природу. Такие образования известны на

востоке Сихотэ-Алиня (Кемский террейн), на острове Хоккайдо (горы Кабата), на островах Ребун, Монерон и Сахалин (Камышовый хребет) [3, 4, 15, 16, 28, 34]. Все эти образования имеют общие черты: раннемеловой возраст, значительную мощность, широкое развитие известково-щелочных вулканитов, присутствие в терригенных породах значительной примеси пирокластики.

Кемский террейн как фрагмент островодужной системы в структуре Восточного Сихотэ-Алиня выделяется достаточно давно [20]. Его природа была установлена, главным образом, на основании исследований вулканитов, петрохимически сходных с островодужными базальтами. Сведения же о строении и составе его осадочного выполнения до настоящего времени были схематичны и малочисленны, что не позволяло идентифицировать конкретный тип островодужного бассейна и, с другой стороны, определить его пространственное расположение в ряду раннемеловых структур восточной окраины Азии.

Для решения этих вопросов нами проведены исследования строения, состава и обстановок формирования терригенных и вулканических пород Кемского террейна, осуществлено их сопоставление с аналогичными по возрасту образованиями в соседних тектонических структурах.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Современная тектоническая структура Сихотэ-Алиня представляет собой коллаж разнотипных терреинов, причлененных к восточной окраине Азиатского материка в палеозое и мезозое [2, 12, 14, 20]. Большая часть территории Восточного Сихотэ-Алиня образована юрскими и раннемеловыми террейнами, имеющими различную геодинамическую природу. С запада на восток здесь выделяются следующие террейны (рис. 1).

Самаркинский террейн – фрагмент юрской аккреционной призмы, представляет собой пакет тектонического переслаивания разновозрастных и генетически разнородных образований. Терригенные породы матрикса содержат обломки, глыбы и тектонические пластины, сложенные палеозойскими и раннемезозойскими кремнями, песчаниками, базальтами, габброидами и известняками [20]. Аналогами Самаркинского террейна в Японии являются террейны Мино, Тамба, Ашио и др. [40].

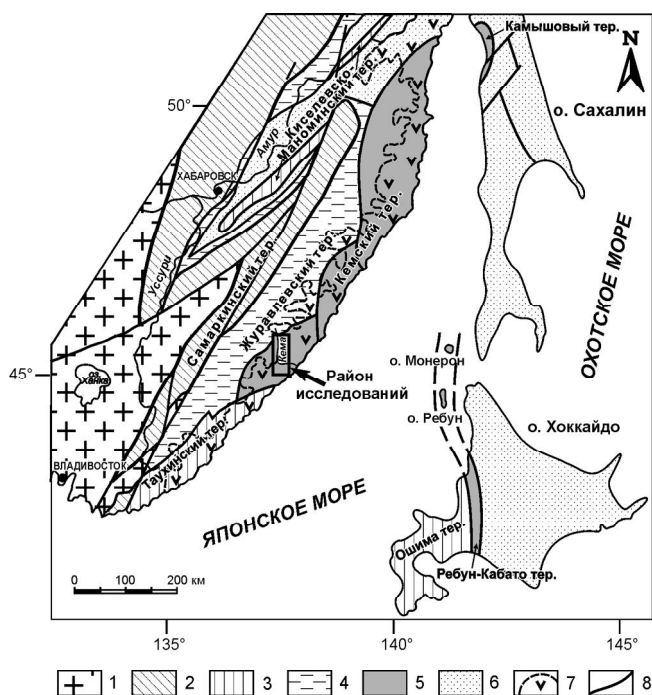


Рис. 1. Схема террейнов юга Дальнего Востока России и прилегающих территорий [6, 20].

1–6 – террейны: 1 – домезозойские; 2 – юрской аккреционной призмы; 3–5 – раннемеловые: 3 – аккреционной призмы, 4 – окраинно-континентального синдвигового бассейна, 5 – островодужные; 6 – ранне-позднемеловые и кайнозойские; 7 – позднемеловой Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс; 8 – разломы.

Таухинский террейн – фрагмент позднеюрско-раннемеловой аккреционной призмы, образован тремя перекрывающимися друг друга тектоническими пластинами, сложенными турбидитами и олистостромами с глыбами и пластинами палеозойских и раннемезозойских известняков, кремней, базальтов и терригенных пород [1]. Террейн коррелируется с террейнами Южный Чичибу в юго-восточной Японии и Ошима – на Хоккайдо [40].

Кемский террейн расположен в восточной части хребта Сихотэ-Алинь, протягиваясь полосой шириной до 80 км вдоль побережья Японского моря (рис. 1). Доступные для наблюдения участки Кемского террейна обнажаются в эрозионных окнах среди вулканитов позднемелового Восточно-Сихотэалинского пояса. В строении террейна принимают участие баррем (?)–альбские образования, среди которых широко развиты турбидиты, присутствуют горизонты вулканогенно-осадочных пород, микститов, а также пласты основных вулканитов [6].

Кемский террейн надвинут [2] на расположенный западнее раннемеловой *Журавлевский террейн*, берриас-валанжинская часть разреза которого сложена алевролитами, содержащими редкие потоки базальтов, а готерив-альбская – песчаниками и турбидитами. Террейн рассматривается как фрагмент окраинно-континентального синдвигового бассейна [1].

Раннемеловой (баррем-альбский) *Киселевско-Маноминский террейн* представляет собой пакет тектонических пластин, образованных юрскими и раннемеловыми кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами с телами базальтов и известняков, а также раннемеловыми алевролитами, аргиллитами и турбидитами [5, 9]. Террейн рассматривается нами как фрагмент аккреционной призмы Монероно-Самаргинской островодужной системы.

Восточнее Кемского, в *Камышовом* и *Ребун-Кабато террейнах*, расположенных на островах Сахалин, Монерон, Ребун и Хоккайдо, распространен раннемеловой комплекс образований, состоящий из лав и гиаокластитов островодужных базальтов и андезитов, а также горизонтов вулканогенно-осадочных пород [3, 4, 15, 16, 28, 34]. Террейны рассматриваются как фрагменты осевой части островной вулканической гряды.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектами исследования были раннемеловые вулканогенно-осадочные образования, расположенные в южных частях Кемского террейна. Изучено 10 разрезов общей протяженностью более 20 км. Разре-

зы располагаются в береговых обнажениях р. Кемы и ее притоков (рис. 2). Условия залегания и текстуры кластитов изучались в обнажениях и ориентированных пришлифованных образцах.

Петрографический состав пород исследовался с помощью поляризационного микроскопа. Содержания основных породообразующих компонентов подсчитывались точечным методом на интеграционном столике. В каждом шлифе подсчитывалось не менее 200 зерен. Тяжелые минералы песчаников извлекались с помощью тяжелой жидкости после дробления проб до 0,25 мм и отмучивания в дистиллированной воде фракции меньше 0,01 мм. Минеральный состав тяжелой фракции определялся и подсчитывался в проходящем и поляризованном свете под микроскопом с помощью иммерсионных жидкостей. Химический состав тяжелых минералов определен на рентгеновском микроанализаторе JXA-5A. Содержания петрогенных элементов в терригенных и вулканических породах определялись традиционным химическим методом; микроэлементы (Ni, Co, Cr, V, Pb, Cu, Zn, Sn) определены количественным спектральным анализом; Rb, Ba, Sr, Zr, Y, Nb в большинстве образцов определены рентгено-флюоресцентным методом. Все анализы выполнены в лабораториях ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток). В части образцов крупнокатионные элементы, а также Hf, Ta, Th, U и редкоземельные элементы (REE) определены методом плазменной спектрометрии (ICP-MS) в аналитическом центре СИБ ГЕОХИ РАН (г. Иркутск). Возраст палинокомплексов, выделенных из осадочных пород, определен в БПИ ДВО РАН В.С. Маркевич.

СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ ОТЛОЖЕНИЙ

Стратиграфическая последовательность и состав отложений, слагающих Кемский террейн, следующие (рис. 2).

Залегающая в основании видимого разреза **меандровская свита** (более 1100 м) образована пачками турбидитов с мощностями ритмов от 3–30 см до 50–100 см. Кроме того, отмечаются алевролиты с прослоями песчаников, подводноползневые образования, а также массивные и градиционно отсортированные песчаники и гравелиты. Остатки ауцеллин и аммонитов, собранных в разное время из отложений меандровской свиты, свидетельствует об их баррем (?)–раннеаптском возрасте [10].

Вышележащая **кемская свита** расчленена на три подсвиты.

Нижнекемская подсвита (более 1500 м) представлена мелкогалечными конгломератами, гравелитами, песчаниками, а также разнообразными по со-

ставу, размерности и строению микститами. Редки пакеты турбидитов, горизонты подводноползневых образований и туфов, единичны потоки базальтов (до 10 м). Для подсвиты характерны пачки (до 80 м), состоящие из ритмослоев мощностью 2–6 м, в которых лежащие в основании мелкогалечные конгломераты и гравелиты к кровле плавно переходят в мелкозернистые песчаники и алевролиты.

Среднекемская подсвита (770 м) сложена базальтами, их туфами, тефроидами, вулканомиктовыми песчаниками, а также редкими пачками турбидитов, горизонтами микститов, в том числе подводноползневых образований.

Облик *верхнекемской подсвиты* (до 1700 м) определяют мощные (30–330 м) пачки турбидитов с мощностью ритмов от 3–10 до 60–100 см. Турбидиты прерываются редкими горизонтами алевролитов, песчаников, микститов и часто осложнены подводноползневыми деформациями.

На основании находок ауцеллин и аммонитов возраст кемской свиты установлен как раннеаптский–позднеальбский [10]. На этот же возрастной диапазон указывают и комплексы палинофлоры, выделенные из отложений ее нижней и верхней подсвит [6].

Таким образом, особенностями строения и состава баррем (?)–альбских образований меандровской и кемской свит бассейна р. Кемы является: 1) широкое развитие вулканических пород, приуроченных к средней части разреза; 2) тесная ассоциация с грубообломочными породами; 3) насыщенность терригенных пород пирокластикой; 4) преобладание в нижней и верхней частях разреза турбидитов; 5) значительная (до 5000 м) мощность отложений.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ТЕРРИГЕННЫХ И ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Терригенные породы

Детально изучался вещественный состав песчаников – пород, наиболее информативных для определения состава и тектонической принадлежности источников питания палеобассейнов. Как дополнительный привлекается материал по алевролитам и псефитам.

По породообразующим компонентам изученные песчаники довольно однообразны и в целом относятся к полимиктовым. Обломочная часть занимает 60–80% их объема и представлена кварцем, полевыми шпатами, обломками терригенных, кремневых и эффузивных пород, вулканическим стеклом и рудными минералами. На классификационной диаграмме В. Шутова [22] (рис. 3, А) песчаники образуют единое

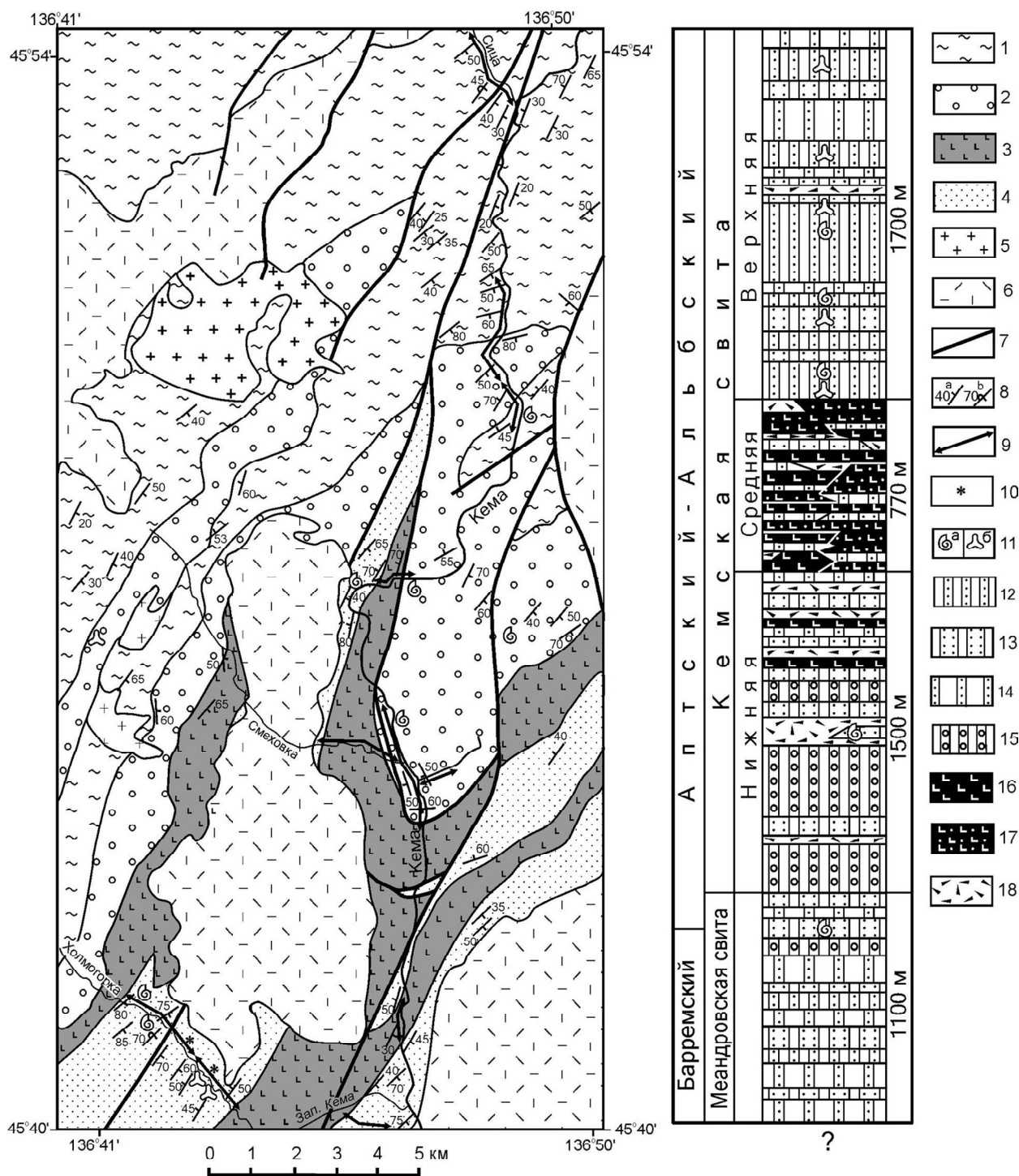


Рис. 2. Схема геологического строения и литолого-стратиграфическая колонка бассейна р. Кемы.

На схеме: 1–4 – свиты: 1 – меандровская; 2–4 – кемская, подсвиты: 2 – нижняя, 3 – средняя, 4 – верхняя; 5 – поздне-меловые гранитоиды; 6 – поздне-меловые вулканы Восточно-Сихотэалинского пояса; 7 – разрывные нарушения; 8 – элементы залегания: а – нормальное, б – опрокинутое; 9 – расположение изученных разрезов; 10 – расположение участков с макроползновыми структурами; 11 – места находок ископаемой фауны (а) и спорово-пыльцевых комплексов (б).

На колонке: 12–14 – ритмичное переслаивание песчаников и алевролитов: 12 – с равным их соотношением, 13 – с преобладанием алевролитов, 14 – с преобладанием песчаников; 15 – ритмичное переслаивание гравелитов, песчаников и алевролитов; 16 – базальты и андезитобазальты; 17 – основные туфы и тефроиды; 18 – микститы.

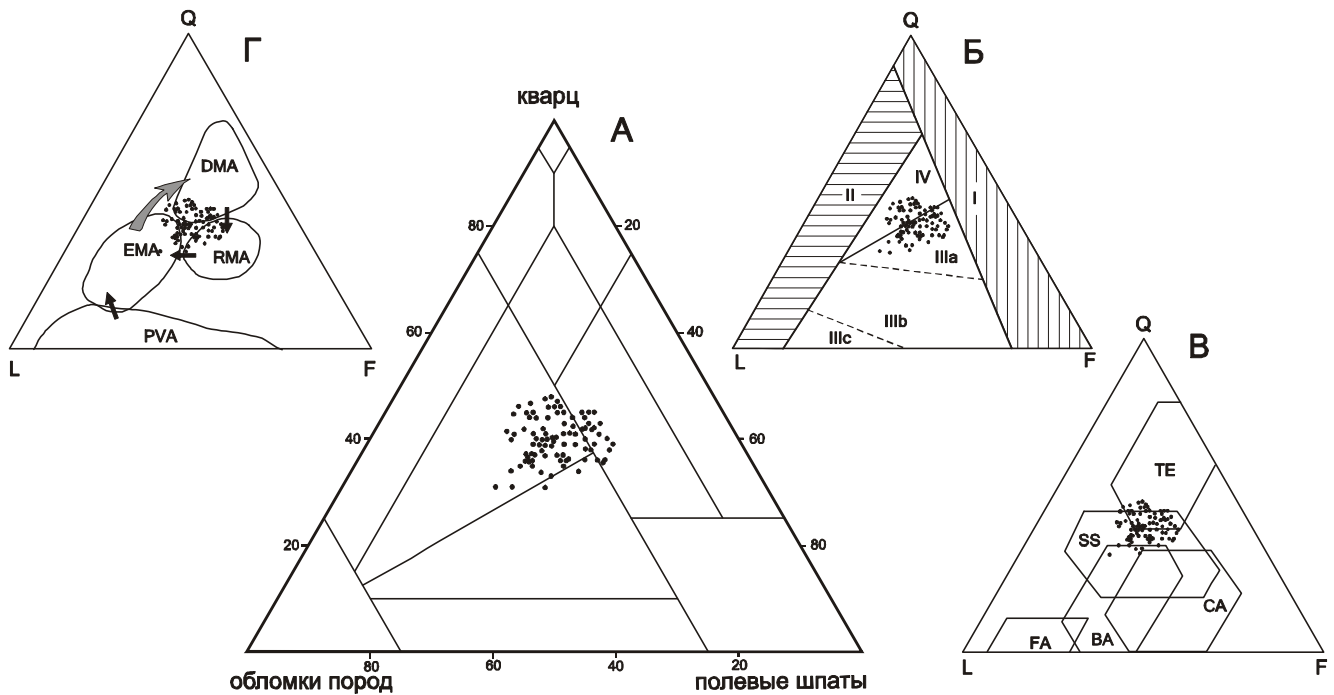


Рис. 3. Породообразующие компоненты песчаников бассейна р. Кемы и их палеогеодинамическая интерпретация.

А – классификационная диаграмма типов пород [22]. Б – типы источников питания [25]: I – континентальные блоки, II – ремобилизованные орогены, III – магматические дуги (IIIa – расчлененные, глубоко эродированные, IIIb – переходные, IIIc – нерасчлененные, слабо эродированные), IV – смешанные источники питания. В – типы бассейновых обстановок [33]. Пассивные обстановки: TE – интерконтинентальные рифты и авлакогены. Бассейны активных континентальных окраин, сопряженные: со сдвиговыми дислокациями (SS); с окраинно-континентальной магматической дугой (CA); с океанической вулканической дугой (бассейны: FA – преддуговые и BA – задуговые). Г – типы магматических дуг [31]. Черные стрелки показывают процессы развития и вызревания, серая – указывает на размыв верхних частей дуг и их расчленение в результате эрозии. Типы дуг: PVA – вулканические, примитивные; магматические: EMA – развитые и зрелые, DMA – эродированные, RMA – обновленные.

поле, относясь главным образом к полевошпатово-кварцевым и кварцево-полевошпатовым грауваккам и, меньше, к полевошпатовым аркозам.

Кварц – наиболее часто встречающийся компонент песчаников (табл. 1). Чаще всего встречается монокристаллический эффузивный кварц. Обычно это чистые, часто с волнистым погасанием неправильные, остроугольные, вытянутые, слабо окатанные зерна. Значительно реже встречается тонкозернистый поликристаллический кварц. Среди полевых шпатов наиболее распространены кислые плагиоклазы: альбит и олигоклаз, а среди калиевых полевых шпатов – пелитизированный ортоклаз, значительно реже встречается микроклин. Обломки пород представлены кремневыми, глинистыми, основными и, иногда, кислыми эффузивными породами. Обломки метаморфических пород редки. Таким образом, можно предполагать, что источники питания отложений бассейна р. Кемы были сложены комплексом осадочных и вулка-

нических пород. Важным фактором, постоянно влиявшим на седиментацию, были вулканические извержения, поставлявшие в осадочные бассейны большое количество пирокластики.

Палеогеодинамическая интерпретация состава порообразующих компонентов песчаников осуществлена по широко известным методикам, предложенным В. Диккинсоном, Дж. Мейнардом, К. Сучек и др. На диаграмме В. Диккинсона и К. Сучек [25], выявляющей тектонические типы источников питания (рис. 3, Б), песчаники попадают главным образом в поле расчлененных, глубоко эродированных, скорее всего эпиконтинентальных, островных дуг (IIIa), и, в меньшей степени, в поле, характеризующееся смешанным составом источников питания: ремобилизованных орогенов и зрелых островных дуг (IV). Вероятно, песчаники формировались за счет разрушения гранитоидных интрузий корневых частей дуг, а также вулканических образований, их “бронирующих”.

Таблица 1. Содержания порообразующих компонентов в песчаниках бассейна р. Кемы, (%).

Компонент	Меандровская свита (21)	Кемская свита		
		Нижняя подсвита (27)	Средняя подсвита (15)	Верхняя подсвита (17)
Кварц монокристаллический	31–46	33–52	31–48	36–47
	40±4,1	42±4,7	38±4,3	41±3,4
Кварц поликристаллический	2–4	3–5	2–6	3–7
	3±1,1	4±1,2	3±1,2	4±1,2
Калишпаты	1–7	1–10	2–11	1–4
	4±1,9	6±3,1	4±2,9	3±1,3
Основные и средние плагиоклазы	2–11	2–26	7–27	2–12
	6±1,4	11±6,4	12±6,5	7±3,6
Кислые плагиоклазы	19–33	4–30	6–31	19–34
	25±3,9	14±8,1	19±9,7	26±5,1
Основные и средние вулканиты	4–20	3–19	14–39	4–13
	11±3,8	9±3,8	17±6,6	6±1,8
Кислые вулканиты	1–6	2–5	2–7	1–5
	2±1,5	3±1,1	3±1,7	2±1,4
Метаморфические породы	0–4	0–3	0–2	0–3
	1±1,2	1±0,8	1±0,8	1±0,8
Кремни	5–24	6–27	5–29	4–19
	15±4,4	17±4,6	13±7,1	12±3,9
Терригенные породы	4–16	3–13	3–15	4–16
	9±3,2	6±3,3	8±4,2	9±3,7

Примечание. В каждой пробе подсчитывалось не менее 200 зерен. В числителе – пределы содержаний, в знаменателе – средние значения и величины среднеквадратичных отклонений. В скобках – количество образцов, в которых производился подсчет.

Геотектонические обстановки самих бассейнов раннемеловой седиментации реконструируются при помощи диаграммы Дж. Мейнарда и его соавторов [33] (рис. 3, В), на которой точки песчаников попадают одновременно в три поля: межконтинентальных рифтов и авлакогенов (ТЕ), бассейнов активных континентальных окраин, осложненных сдвиговыми деформациями по трансформным разломам (SS), и частично – задуговых бассейнов океанических островных дуг (ВА). Без привлечения дополнительных данных эта диаграмма не дает однозначного ответа на вопрос, в каком тектоническом типе бассейна накапливались осадки, поскольку поля на ней сильно перекрываются. На диаграмме (рис. 3, Г), предложенной Ф. Кумоном и К. Кимидами [31], предпринята попытка по порообразующим компонентам распознать тип магматических (островных) дуг. Кемские песчаники соответствуют главным образом развитым, зрелым и сильно эродированным дугам.

Известно, что различным тектоническим обстановкам седиментации свойственны свои ассоциации тяжелых минералов [9, 36]. Тяжелые обломочные минералы кемских песчаников с известной долей условности разделяются на две минералогические

ассоциации. В первой, в среднем составляющей до 29 % общего количества минералов тяжелой фракции, преобладают типичные представители островодужной вулканокластике (орто- и клинопироксены, роговая обманка, хромит, магнетит), а во второй, достигающей в среднем 60 % – сиалические минералы (циркон, гранат, турмалин, эпидот, апатит, сфен, рутил).

Анализ ассоциаций тяжелых минералов из песчаников р. Кемы на диаграммах MF–MT–GM и Орх–Нь–Срх (рис. 4) [9, 36], показывает, что они формировались под влиянием двух главных источников сноса. Положение большинства точек соответствует энсиалической дуге и (или) активной континентальной окраине при малом угле конвергенции плит. Размывались островодужные вулканиты, формировавшие “вулканическую” ассоциацию тяжелых минералов. Источником “сиалической” ассоциации, вероятно, был выдвинутый в сторону океана фрагмент континентальной коры, слагавший фундамент дуги.

Тип вулканического источника питания можно установить по химическому составу тяжелых минералов (табл. 2). На диаграммах составов клинопироксенов (рис. 5, б) сопоставлены минералы из песчани-

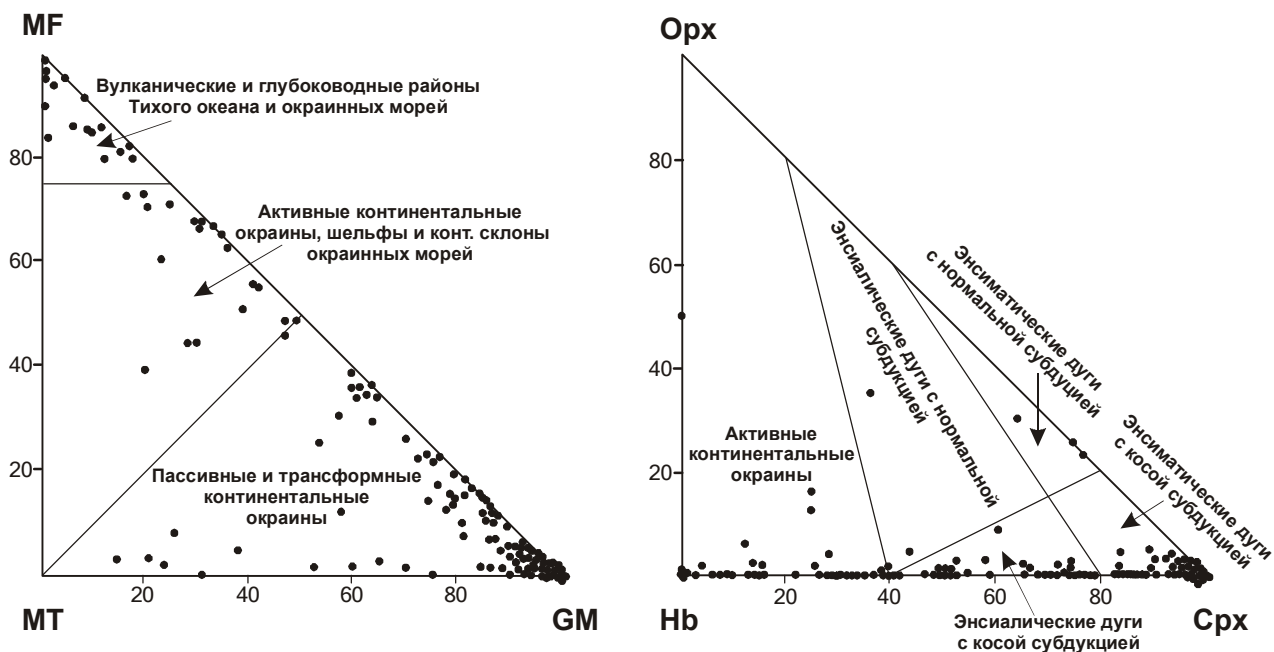


Рис. 4. Сравнение состава тяжелой фракции песчаников бассейна р. Кемы с современными осадками из различных геодинамических обстановок [9, 36].

MF – сумма содержаний оливина, орто- и клинопироксенов, зеленой роговой обманки, *MT* – сумма содержаний эпидота, граната, сине-зеленых амфиболов; *GM* – сумма содержаний циркона, турмалина и андалузита. *Orx* – ортопироксен, *Hb* – роговая обманка, *Crx* – клинопироксен.

ков меандровской и кемской свит, а также из базальтов, широко развитых в кемской свите. Клинопироксены из песчаников на всех диаграммах образуют единое поле и соответствуют клинопироксенам из кемских базальтов. На диаграмме *Mg–Ca–Fe* (рис. 5, А) все они группируются в полях авгита, диопсида и салита. На дискриминационной диаграмме Е. Нисбета и Дж. Пирса [37] (рис. 5, Б) большинство кемских клинопироксенов попадают в поля, соответствующие базальтам островных вулканических дуг и, частично, базальтам океанического дна. Дискриминационные диаграммы *Ti – Ca+Na*, *Ti+Cr – Ca* и *Ti – Al* (рис. 6) [32] позволяют с вероятностью более 80 % различать пироксены базальтов из различных геодинамических обстановок. На диаграмме А клинопироксены (в том числе и из базальтов) группируются вблизи линии, разграничивающей клинопироксены щелочных базальтов и толеитовых. Формально они принадлежат щелочным базальтам, но довольно низкие содержания титана и натрия не позволяют уверенно относить их к этой группе пород. На диаграмме Б, разделяющей нещелочные базальты на базальты *MORB* и известково-щелочные и толеитовые базальты окраинно-континентальных островных дуг, клинопироксены попадают либо приближаются к области

островных дуг. На диаграмме В, разграничивающей островодужные базальты на известково-щелочные и толеитовые, видно, что источником исследуемых пироксенов были известково-щелочные базальты, характерные для тыловых частей островных дуг. На диаграмме составов обломочных *хромитов* из кемских песчаников (рис. 7) [23] большая часть точек попадает в поле базальтов островных дуг, а незначительная – соответствует хромитам из высокощелочных внутриплитных базальтов. На преимущественно островодужный характер источников обломочного материала осадков указывает также и состав *амфиболов*, обнаруженных в тяжелой фракции, которые близки амфиболам из вулканических пород островных дуг (рис. 8) [35]. *Гранаты* из песчаников относятся, главным образом, к альмандину, и лишь изредка в них присутствует гроссуляровый либо спессартитовый компонент. Они происходили, скорее всего, из размывавшихся кислых интрузивных и эффузивных пород, хотя метаморфические породы также не исключаются. Источником гранатов, вероятно, был фундамент островной дуги, образованный сиалической континентальной корой.

По химическому составу песчаники бассейна р. Кемы [7] довольно однородны: SiO_2 в них от 65 до

Таблица 2. Химический состав (вес. %) аксессуарных минералов из песчаников бассейна р. Кемы.

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Клинопироксены											
КМ-766/1	51,40	0,56	2,95	-	8,63	0,20	13,80	21,53	0,41	0,02	99,51
КМ-766/2	49,53	0,83	5,16	0,28	6,80	0,15	14,02	22,14	0,30	0,02	99,23
КМ-770/1	52,77	1,03	1,58	0,03	21,81	0,84	2,60	10,11	8,99	0,01	99,78
КМ-770/2	51,81	0,60	4,57	0,65	5,18	0,08	14,90	22,29	0,30	-	100,38
КМ-770/3	47,99	2,02	9,19	-	7,70	0,08	13,40	18,57	0,75	-	99,72
КМ-770/4	48,71	2,12	9,15	-	7,79	0,10	13,38	18,78	0,73	-	100,75
КМ-770/5	52,40	0,48	3,75	0,24	4,05	0,06	16,19	22,11	0,29	-	99,57
КМ-832/1	51,81	0,52	3,92	1,12	5,02	0,09	17,10	21,27	0,21	0,01	101,07
КМ-832/2	50,26	0,77	4,59	0,04	8,21	0,19	15,08	20,95	0,31	0,01	100,42
КМ-832/3	52,52	0,30	2,20	0,35	4,69	0,07	16,75	22,24	0,21	-	99,33
КМ-832/4	53,16	0,32	2,14	0,38	4,22	0,04	18,05	21,98	0,17	0,01	100,47
КМ-832/5	52,41	0,44	4,08	0,04	14,44	0,50	14,09	12,76	0,58	0,19	99,54
КМ-838/1	51,33	0,78	3,36	0,08	8,33	0,25	14,38	20,58	0,42	-	99,51
КМ-838/2	50,17	0,94	3,93	0,04	8,48	0,26	14,28	20,59	0,29	-	98,99
КМ-839/1	51,37	0,67	2,78	0,26	5,50	0,25	15,84	22,67	0,19	-	99,54
КМ-839/2	50,25	0,55	3,88	0,17	6,22	0,18	14,61	23,19	0,21	-	99,25
КМ-839/3	50,66	0,63	2,56	0,04	7,96	0,40	15,38	20,69	0,35	-	98,67
КМ-839/4	51,87	0,97	1,51	0,01	22,47	0,70	2,69	9,88	9,57	-	99,67
КМ-7	50,46	0,52	3,98	0,41	6,13	0,12	16,67	21,80	0,30	-	100,39
КМ-10	50,72	0,64	3,04	-	8,32	0,30	15,90	21,52	0,29	-	100,74
КМ-15	53,14	0,41	2,89	0,10	6,12	0,17	15,48	22,86	0,23	-	101,41
КМ-13/1	53,65	0,72	3,00	0,21	7,71	0,28	15,07	20,76	0,28	-	101,69
КМ-13/2	52,05	0,80	5,20	0,53	5,96	0,21	14,54	21,56	0,30	-	101,14
КМ-23	51,87	0,68	2,72	-	8,38	0,29	15,71	21,70	0,30	-	101,66
КМ-43	48,86	0,75	5,10	0,36	7,29	0,16	14,70	21,86	0,28	0,01	99,38
КМ-51/1	49,81	0,82	4,12	0,27	7,35	0,17	15,01	22,08	0,32	0,01	99,96
КМ-51/2	50,99	0,51	3,49	0,06	8,56	0,33	14,99	20,73	0,39	-	100,04
КМ-52/1	53,20	0,48	2,85	0,86	5,37	0,23	16,64	20,96	0,33	-	100,91
КМ-52/2	53,09	0,51	2,91	0,78	4,33	0,17	16,02	22,67	0,24	-	100,72
КМ-67/1	51,42	0,60	3,55	0,07	5,51	0,13	15,36	23,73	0,18	-	100,56
КМ-67/2	53,04	0,53	2,70	0,28	5,22	0,14	16,21	22,25	0,31	-	100,68
КМ-68/1	50,11	0,74	2,60	0,15	8,01	0,24	18,02	20,09	0,34	-	100,31
КМ-68/2	50,83	0,72	2,90	0,75	5,12	0,14	18,93	21,32	0,22	-	100,92
КМ-68/3	49,63	0,87	3,14	0,14	8,54	0,19	16,92	20,53	0,40	-	100,37
КМ-77	50,57	1,04	3,90	-	9,62	0,25	14,23	20,71	0,37	0,01	100,71
КМ-78/1	51,65	0,86	2,79	0,04	7,81	0,25	14,17	21,96	0,32	-	99,86
КМ-78/2	51,78	0,61	3,60	0,29	7,04	0,13	14,63	22,47	0,30	-	100,86
КМ-223/1	49,30	0,90	3,03	0,04	8,59	0,27	15,55	22,10	0,34	-	100,12
КМ-223/2	51,11	0,96	2,28	0,02	8,01	0,33	16,79	21,38	0,32	-	101,20
КМ-796/1	51,66	0,51	2,13	0,07	9,04	0,26	16,28	18,84	0,19	-	98,98
КМ-796/2	52,18	0,38	3,28	0,13	3,96	0,04	16,59	22,49	0,17	-	99,22
КМ-815/1	50,27	0,65	2,50	0,09	8,55	0,38	15,58	20,79	0,19	-	99,00
КМ-815/2	50,72	0,56	2,57	0,13	9,44	0,43	15,94	19,50	0,26	-	99,54
КМ-815/3	51,97	0,36	1,66	0,28	3,92	0,24	16,80	22,80	0,14	0,01	98,16
КМ-815/4	50,29	0,75	2,40	-	9,76	0,49	15,33	20,14	0,30	0,01	99,46
КМ-819А/1	51,14	0,59	2,44	-	7,10	0,20	15,11	20,96	0,29	0,01	97,85
КМ-819А/2	52,06	0,47	2,02	-	8,81	0,39	14,80	20,71	0,29	0,01	99,59
КМ-822/1	50,15	0,38	6,77	0,07	14,45	0,49	13,44	13,52	0,57	0,39	100,23
КМ-822/2	52,73	0,28	2,56	0,05	18,26	0,50	12,61	13,35	0,52	0,50	101,35
КМ-824/1	52,44	0,28	1,72	0,12	4,48	0,12	17,06	22,53	0,09	-	98,83
КМ-824/2	52,48	0,31	1,89	0,64	4,45	0,13	16,79	21,80	0,12	-	98,62
КМ-824/3	52,66	0,26	1,86	0,53	3,64	0,12	17,09	22,94	0,11	-	99,20
КМ-825/1	51,32	0,59	4,57	-	6,85	0,13	16,29	20,73	0,34	-	100,82

Таблица 2. (Продолжение).

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
КМ-825/2	50,78	0,80	3,93	0,07	7,93	0,24	15,94	19,86	0,28	0,01	99,82
КМ-825/3	51,04	0,62	2,32	0,04	9,29	0,31	16,27	19,68	0,17	-	99,74
КМ-825/3	51,04	0,62	2,32	0,04	9,29	0,31	16,27	19,68	0,17	-	99,74
КМ-82/2	51,88	0,37	3,05	0,28	5,39	0,12	16,43	22,02	0,19	-	99,75
КМ-97/1	53,56	0,34	1,42	0,53	4,42	0,14	17,17	22,93	0,24	0,01	100,75
КМ-97/2	52,43	0,84	1,85	0,13	8,79	0,25	16,06	20,12	0,34	-	100,80
КМ-97/3	52,28	0,75	1,26	0,07	9,02	0,30	15,65	21,28	0,41	0,01	101,03
КМ-109/1	52,31	0,71	1,43	0,04	7,98	0,29	15,04	21,35	0,26	0,01	99,42
КМ-109/2	51,78	0,78	1,53	0,04	8,30	0,28	15,74	21,11	0,51	0,01	100,06
КМ-109/3	50,95	1,09	2,49	0,06	9,52	0,27	14,23	20,73	0,40	-	99,74
КМ-109/4	51,11	0,95	2,90	0,07	9,26	0,25	14,77	20,96	0,41	-	100,68
КМ-125/1	50,43	0,76	2,55	0,02	8,39	0,26	13,78	22,28	0,29	-	98,77
КМ-125/2	49,84	0,87	3,00	-	8,74	0,21	13,32	23,03	0,40	-	99,43
КМ-125/3	50,66	0,72	1,88	0,06	8,90	0,25	13,99	21,72	0,31	-	98,49
КМ-139/1	50,40	1,42	3,11	0,07	8,28	0,20	13,95	21,30	0,41	-	99,14
КМ-139/2	51,07	0,94	2,22	0,04	8,42	0,24	14,04	20,97	0,48	-	98,41
КМ-139/3	50,79	0,87	2,67	0,13	8,01	0,21	14,87	21,35	0,28	-	99,16
КМ-139/4	51,64	0,92	1,86	0,12	10,98	0,28	14,40	19,61	0,22	-	100,02
КМ-142/1	50,38	0,90	3,52	0,03	8,87	0,33	14,01	20,93	0,41	-	99,38
КМ-142/2	51,51	0,61	3,39	1,31	2,78	0,12	14,19	25,74	0,16	-	99,79
КМ-142/3	50,27	0,56	3,73	0,08	6,09	0,18	15,22	25,02	0,13	-	101,28
КМ-142/4	51,09	0,27	2,82	0,57	3,43	0,10	14,87	26,45	0,04	-	99,64
КМ-187/1	49,36	0,51	4,50	0,18	6,87	0,17	15,11	23,86	0,14	0,03	100,74
КМ-187/2	49,11	0,66	5,07	0,20	5,76	0,15	12,37	25,43	0,15	-	98,90
Амфиболы											
КМ-770	46,61	1,86	6,24	0,09	19,61	0,26	10,34	9,71	3,27	0,35	98,33
КМ-779/1	43,20	1,03	12,58	0,03	13,97	0,13	12,21	10,40	1,95	0,35	95,85
КМ-779/2	42,93	1,16	13,16	-	14,18	0,13	12,18	10,06	1,93	0,38	96,12
КМ-832	41,92	1,64	12,32	0,02	12,90	0,26	14,37	11,82	2,03	1,18	98,45
КМ-838	43,81	1,32	12,42	0,02	13,46	0,53	12,75	9,88	1,84	0,82	96,85
КМ-839	47,97	0,66	5,05	0,05	19,56	0,30	11,73	9,96	2,15	0,11	97,64
КМ-7	44,49	0,59	10,20	0,10	14,83	0,27	13,14	12,30	1,50	1,06	98,47
КМ-10	46,12	0,84	12,15	0,14	13,05	0,22	13,37	12,19	1,14	0,50	99,71
КМ-11/1	44,54	1,32	10,64	0,05	15,04	0,40	11,09	11,71	1,75	1,23	98,58
КМ-11/2	43,43	0,56	15,22	0,09	14,20	0,23	11,96	11,39	1,57	0,36	99,00
КМ-11/3	44,28	0,82	14,70	0,07	14,10	0,17	11,11	8,88	1,49	0,23	95,84
КМ-11/4	42,91	0,80	14,92	0,14	13,99	0,24	11,21	10,93	1,68	0,31	97,13
КМ-15	43,77	1,36	13,32	0,05	16,25	0,33	8,91	11,15	1,36	0,94	97,45
КМ-18	42,14	1,15	12,70	-	19,94	0,56	9,26	11,95	1,60	1,82	101,11
КМ-23	44,11	0,70	15,54	0,10	14,20	0,18	12,18	11,05	1,68	0,32	100,04
КМ-52/1	42,35	1,25	11,88	-	19,11	0,48	8,65	11,77	1,55	1,78	98,82
КМ-52/2	46,46	0,60	9,98	0,03	13,10	0,31	12,46	12,18	1,46	0,82	97,41
КМ-59/1	45,22	0,79	14,48	0,01	13,51	0,19	10,88	10,87	1,66	0,32	97,94
КМ-59/2	47,50	0,86	12,15	0,05	12,60	0,24	11,59	11,79	1,36	0,54	98,68
КМ-59/3	44,33	0,96	9,92	0,22	15,66	0,29	12,23	11,24	1,87	1,12	97,84
КМ-59/4	43,97	0,85	10,00	0,24	15,55	0,36	11,81	11,56	1,74	1,33	97,39
КМ-67/1	46,18	0,63	4,67	0,32	13,50	0,31	16,71	11,23	1,08	0,82	95,45
КМ-67/2	42,27	0,96	7,85	0,43	14,28	0,30	16,02	10,71	1,65	1,30	95,78
КМ-72/1	46,32	0,93	7,82	0,23	14,68	0,33	12,53	11,71	1,39	1,05	96,99
КМ-72/2	42,40	0,68	10,92	0,06	18,53	0,30	9,83	11,26	1,36	1,33	96,65
КМ-77/1	44,67	0,83	15,03	0,01	13,75	0,31	10,84	10,50	1,48	0,27	97,68
КМ-77/2	47,96	0,39	7,54	0,15	12,38	0,28	15,13	12,01	0,94	0,69	97,46
КМ-78	44,29	0,97	9,82	0,25	15,50	0,30	11,76	11,39	1,46	1,14	96,87
КМ-201/1	48,54	0,77	5,83	0,03	14,94	-	12,93	10,95	0,43	0,22	94,63

Таблица 2. (Продолжение).

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
КМ-201/2	44,88	1,27	8,58	0,04	15,15	-	12,99	10,32	1,32	0,51	95,06
КМ-223/1	45,42	1,04	10,88	0,05	19,40	-	7,88	11,05	1,55	0,88	98,12
КМ-223/2	47,70	0,62	8,65	0,07	13,15	-	13,54	11,57	1,44	0,81	97,55
КМ-819А	51,46	0,51	2,95	0,02	15,36	0,51	14,76	13,67	0,34	0,09	99,65
КМ-824/1	41,74	3,15	10,34	0,06	12,74	0,32	13,49	11,10	2,31	0,93	96,19
КМ-824/2	41,87	3,15	10,74	0,05	12,70	0,28	13,26	10,61	2,40	0,94	96,01
КМ-825/1	45,61	1,11	10,97	0,09	14,85	0,23	12,03	11,08	2,11	0,29	98,37
КМ-825/2	43,91	1,00	13,14	0,06	14,87	0,23	12,96	10,36	1,90	0,37	98,81
КМ-82	41,76	0,93	14,01	0,05	15,84	0,34	10,01	11,04	1,24	0,74	95,95
КМ-108/1	45,15	0,84	14,33	0,05	13,61	0,24	11,30	10,65	1,60	0,36	98,14
КМ-108/2	45,77	0,93	9,28	0,20	15,49	0,34	12,02	11,90	1,56	1,19	98,68
КМ-108/3	45,33	0,84	13,46	0,03	13,57	0,21	11,27	10,74	1,50	0,34	97,28
КМ-109/1	40,11	2,56	7,26	0,02	18,02	0,41	10,69	11,33	3,62	1,56	95,59
КМ-109/2	43,43	1,47	9,80	0,34	20,04	0,35	8,38	11,75	1,90	1,08	98,55
КМ-125/1	46,59	0,45	8,35	0,08	12,81	0,25	13,11	13,09	1,32	0,72	96,77
КМ-125/2	46,87	0,47	7,92	0,03	12,70	0,27	12,97	12,77	1,34	0,78	96,12
КМ-571	43,15	1,48	10,18	-	17,37	0,26	9,37	11,85	2,14	0,52	96,31
КМ-142/1	43,05	1,21	10,70	0,26	14,80	0,35	10,41	12,98	1,99	1,44	97,20
КМ-142/2	43,13	1,04	11,28	0,28	14,61	0,34	10,23	12,94	1,75	1,21	96,81
Хромиты											
КМ-759/1	н.а.	0,43	14,44	48,35	28,09	0,38	8,70	н.а.	н.а.	н.а.	100,40
КМ-759/2	н.а.	0,36	9,71	53,78	28,83	0,45	7,59	н.а.	н.а.	н.а.	100,72
КМ-759/3	н.а.	0,47	12,20	51,13	28,70	0,40	8,50	н.а.	н.а.	н.а.	101,41
КМ-776/1	н.а.	0,62	14,60	48,74	22,92	0,24	13,57	н.а.	н.а.	н.а.	100,70
КМ-776/2	н.а.	1,73	21,89	38,28	28,47	0,22	11,22	н.а.	н.а.	н.а.	101,82
КМ-835/1	н.а.	0,63	12,42	52,40	24,63	0,24	10,57	н.а.	н.а.	н.а.	100,90
КМ-835/2	н.а.	1,45	30,65	29,80	26,99	0,11	12,78	н.а.	н.а.	н.а.	101,79
КМ-835/3	н.а.	1,61	20,34	38,49	31,61	0,30	5,92	н.а.	н.а.	н.а.	98,28
КМ-835/4	н.а.	1,45	24,05	38,57	22,38	0,15	13,18	н.а.	н.а.	н.а.	99,80
КМ-839/1	н.а.	0,52	6,62	61,22	21,35	0,29	9,91	н.а.	н.а.	н.а.	99,92
КМ-839/2	н.а.	0,93	14,77	42,82	30,53	0,22	10,81	н.а.	н.а.	н.а.	100,08
КМ-10	н.а.	0,49	19,72	46,65	24,96	0,03	8,50	н.а.	н.а.	н.а.	100,36
КМ-34/1	н.а.	0,51	3,24	62,94	22,55	0,03	8,99	н.а.	н.а.	н.а.	98,26
КМ-34/2	н.а.	0,70	13,80	42,77	28,50	0,02	13,33	н.а.	н.а.	н.а.	99,12
КМ-41/1	н.а.	0,33	11,98	47,22	26,50	0,02	13,22	н.а.	н.а.	н.а.	99,29
КМ-41/2	н.а.	0,40	15,13	53,52	20,31	0,02	10,87	н.а.	н.а.	н.а.	100,26
КМ-51/1	н.а.	0,57	14,30	47,80	21,44	0,22	14,44	н.а.	н.а.	н.а.	98,78
КМ-51/2	н.а.	0,30	11,39	55,70	14,40	0,19	16,09	н.а.	н.а.	н.а.	98,08
КМ-67/1	н.а.	0,28	22,99	30,91	32,41	0,02	12,66	н.а.	н.а.	н.а.	99,27
КМ-67/2	н.а.	0,28	19,48	36,21	32,55	0,02	12,85	н.а.	н.а.	н.а.	101,40
КМ-68/1	н.а.	0,30	7,54	55,71	20,94	0,32	14,48	н.а.	н.а.	н.а.	99,30
КМ-68/2	н.а.	0,26	9,47	55,50	19,59	0,32	13,84	н.а.	н.а.	н.а.	98,99
КМ-78/1	н.а.	0,56	16,54	48,03	19,95	0,22	14,09	н.а.	н.а.	н.а.	98,60
КМ-78/2	н.а.	0,57	13,53	49,19	27,95	0,32	8,82	н.а.	н.а.	н.а.	100,39
КМ-797/1	н.а.	0,87	13,13	48,97	30,71	0,37	6,19	н.а.	н.а.	н.а.	100,24
КМ-797/2	н.а.	0,38	4,18	64,52	21,62	0,31	9,32	н.а.	н.а.	н.а.	100,33
КМ-797/3	н.а.	0,36	23,79	44,30	18,02	0,24	13,21	н.а.	н.а.	н.а.	99,93
КМ-797/4	н.а.	0,70	7,76	56,71	29,29	0,48	6,79	н.а.	н.а.	н.а.	101,74
КМ-801/1	н.а.	0,82	7,65	54,33	29,03	0,37	8,30	н.а.	н.а.	н.а.	100,51
КМ-801/2	н.а.	0,93	10,70	49,85	29,21	0,29	9,86	н.а.	н.а.	н.а.	100,87
КМ-801/3	н.а.	0,93	14,60	44,89	30,73	0,30	8,48	н.а.	н.а.	н.а.	99,93
КМ-816/1	н.а.	0,90	25,82	40,52	17,56	0,15	15,13	н.а.	н.а.	н.а.	100,09
КМ-816/2	н.а.	0,68	36,91	29,00	16,90	0,11	16,98	н.а.	н.а.	н.а.	100,59

Таблица 2. (Окончание).

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
КМ-816/3	н.а.	1,73	7,91	50,08	34,40	0,42	6,36	н.а.	н.а.	н.а.	100,91
КМ-819А	н.а.	0,58	8,82	54,73	22,67	0,27	12,16	н.а.	н.а.	н.а.	99,23
КМ-824/1	н.а.	0,89	14,96	44,54	29,27	0,29	11,22	н.а.	н.а.	н.а.	101,18
КМ-824/2	н.а.	0,66	9,72	54,71	22,63	0,30	12,65	н.а.	н.а.	н.а.	100,68
КМ-825/1	н.а.	0,19	21,22	50,54	16,04	0,23	12,89	н.а.	н.а.	н.а.	101,11
КМ-825/2	н.а.	1,74	18,76	42,49	30,94	0,35	7,20	н.а.	н.а.	н.а.	101,49
КМ-109/1	н.а.	0,76	11,03	52,89	21,13	0,28	13,53	н.а.	н.а.	н.а.	99,64
КМ-109/2	н.а.	1,08	7,71	53,41	30,75	0,36	6,95	н.а.	н.а.	н.а.	100,31
КМ-571	н.а.	0,75	8,42	52,63	26,28	0,19	11,54	н.а.	н.а.	н.а.	99,83
КМ-142	н.а.	0,71	11,36	47,36	32,87	0,41	8,43	н.а.	н.а.	н.а.	101,13
КМ-143/1	н.а.	0,44	7,92	57,79	21,86	0,33	12,52	н.а.	н.а.	н.а.	100,87
Гранаты											
КМ-759/1	37,96	0,23	20,45	0,04	31,35	1,20	5,86	2,05	0,01	0,01	99,16
КМ-759/2	37,60	0,19	21,11	0,07	34,63	3,61	2,44	1,17	0,06	0,01	100,90
КМ-759/3	38,51	0,18	20,34	0,12	33,14	1,24	4,49	1,25	0,02	0,01	99,30
КМ-776/1	38,55	0,07	18,96	-	29,05	8,99	0,56	3,15	0,01	0,01	99,37
КМ-776/2	39,09	0,13	19,86	-	33,94	0,52	3,62	2,06	-	0,01	99,23
КМ-776/3	38,33	0,11	20,18	0,04	33,47	0,69	5,38	0,87	0,07	-	99,15
КМ-838/1	38,58	0,15	22,00	0,08	29,71	0,62	7,99	1,15	0,01	0,01	100,30
КМ-838/2	38,10	0,15	21,40	0,14	31,76	1,33	5,48	1,20	-	-	99,56
КМ-839/1	37,50	0,10	20,30	0,02	32,95	0,50	3,80	2,93	0,02	-	98,13
КМ-839/2	36,59	0,08	20,93	0,04	33,41	2,15	3,14	2,16	0,04	0,01	98,55
КМ-839/3	36,03	0,16	19,80	0,04	27,52	12,88	2,55	0,69	0,03	0,01	99,70
КМ-35	38,05	0,28	21,87	0,06	35,65	0,35	4,12	0,57	0,02	-	100,98
КМ-43	37,76	0,36	20,34	0,09	29,81	1,45	1,63	8,80	0,01	-	100,26
КМ-78	41,48	0,17	20,27	0,09	27,33	0,63	9,60	0,92	0,01	-	100,51
КМ-813/1	36,65	0,10	20,92	0,05	29,02	4,53	1,60	3,63	0,03	-	96,54
КМ-813/2	37,27	0,21	20,09	-	25,31	15,73	0,52	0,17	0,09	0,01	99,41
КМ-813/3	37,11	0,11	20,00	-	28,20	10,22	0,91	0,62	0,06	-	97,23
КМ-815/1	38,47	0,23	19,65	0,03	34,67	0,80	2,85	3,38	0,01	-	100,01
КМ-815/2	39,16	0,35	19,81	0,03	29,62	0,78	8,21	2,75	-	0,01	100,72
КМ-815/3	38,38	0,22	19,70	0,11	34,32	0,70	4,74	1,08	0,04	0,01	99,30
КМ-815/4	38,10	0,45	19,41	0,10	34,23	1,34	5,28	1,51	-	0,02	100,42
КМ-819А/1	37,29	0,17	20,60	0,01	24,09	17,84	-	0,42	0,04	0,02	100,47
КМ-819А/2	37,96	0,08	20,86	0,01	34,46	1,34	3,25	1,25	0,05	0,01	99,26
КМ-819А/3	38,73	0,07	21,28	0,02	31,59	0,98	5,71	0,98	0,02	0,02	99,40
КМ-819А/4	36,88	0,11	19,51	-	29,72	11,89	0,18	0,34	0,06	0,01	98,71
КМ-825/1	38,82	0,31	18,21	0,11	21,52	14,18	1,30	6,77	0,06	0,01	101,29
КМ-825/2	39,20	0,18	17,57	0,04	32,74	0,86	0,96	7,52	0,04	0,01	99,14
КМ-825/3	38,77	0,54	14,08	0,06	17,30	22,22	0,69	5,64	0,05	0,02	99,37
КМ-94/1	38,39	0,20	21,69	0,07	30,96	0,56	7,30	1,22	0,07	0,02	100,46
КМ-94/2	38,53	0,25	21,12	0,09	32,88	1,52	5,04	1,18	0,06	-	100,67
КМ-94/3	39,29	0,23	21,21	0,01	24,04	1,20	8,49	6,13	0,06	0,01	100,68
КМ-109/1	40,08	0,22	20,98	0,05	31,80	0,94	5,06	1,60	-	-	100,73
КМ-109/2	41,42	0,15	20,99	0,08	26,93	2,10	5,68	4,42	-	-	101,78
КМ-109/3	37,70	0,06	0,89	0,03	28,24	0,28	-	31,99	-	-	99,20
КМ-571/1	37,90	0,33	19,44	0,08	36,02	1,15	3,39	0,84	-	0,01	99,15
КМ-571/2	36,29	0,15	19,74	0,04	25,37	16,42	0,17	1,16	-	-	99,35
КМ-173/1	38,91	0,33	21,45	0,14	33,16	0,98	5,21	1,32	-	0,01	101,50
КМ-173/2	38,94	0,29	20,72	0,04	31,03	0,90	7,09	1,59	0,07	0,02	100,68

Примечание. FeO* – общее железо. Прочерк – не обнаружено, н.а. – не анализировалось. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе JXA-5 в ДВГИ ДВО РАН В.И. Сапным и Н.И. Екимовой.

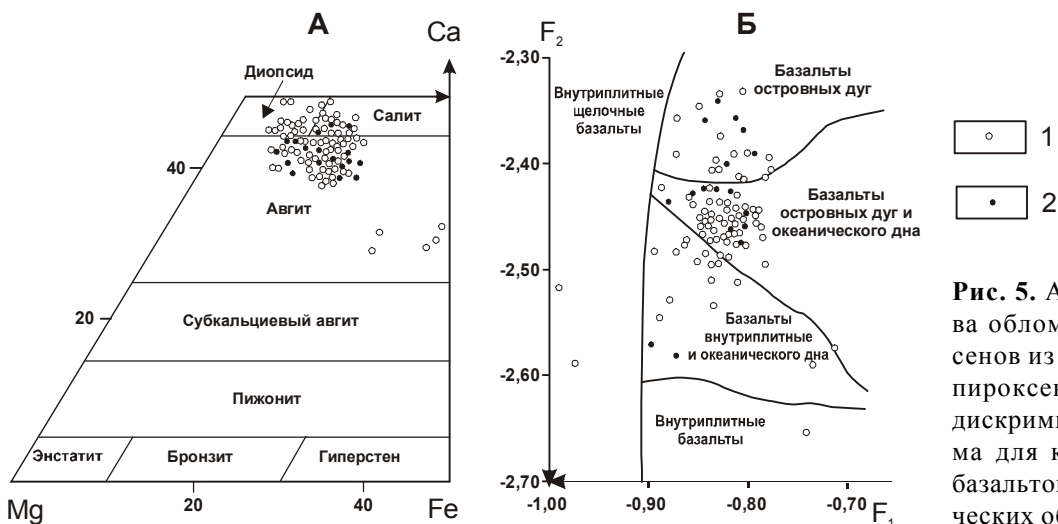


Рис. 5. А – диаграмма состава обломочных клинопироксенов из песчаников и клинопироксенов из базальтов. Б – дискриминационная диаграмма для клинопироксенов из базальтов различных тектонических обстановок [37].

1 – клинопироксены из песчаников, 2 – клинопироксены из базальтов.

$$F_1 = -0.012 \times \text{SiO}_2 - 0.0807 \times \text{TiO}_2 + 0.0026 \times \text{Al}_2\text{O}_3 - 0.0012 \times \text{FeO} - 0.0026 \times \text{MnO} + 0.0087 \times \text{MgO} - 0.0128 \times \text{CaO} - 0.0419 \times \text{Na}_2\text{O};$$

$$F_2 = -0.0496 \times \text{SiO}_2 - 0.0818 \times \text{TiO}_2 - 0.02126 \times \text{Al}_2\text{O}_3 - 0.0041 \times \text{FeO} - 0.1435 \times \text{MnO} - 0.0029 \times \text{MgO} - 0.0085 \times \text{CaO} + 0.0160 \times \text{Na}_2\text{O}.$$

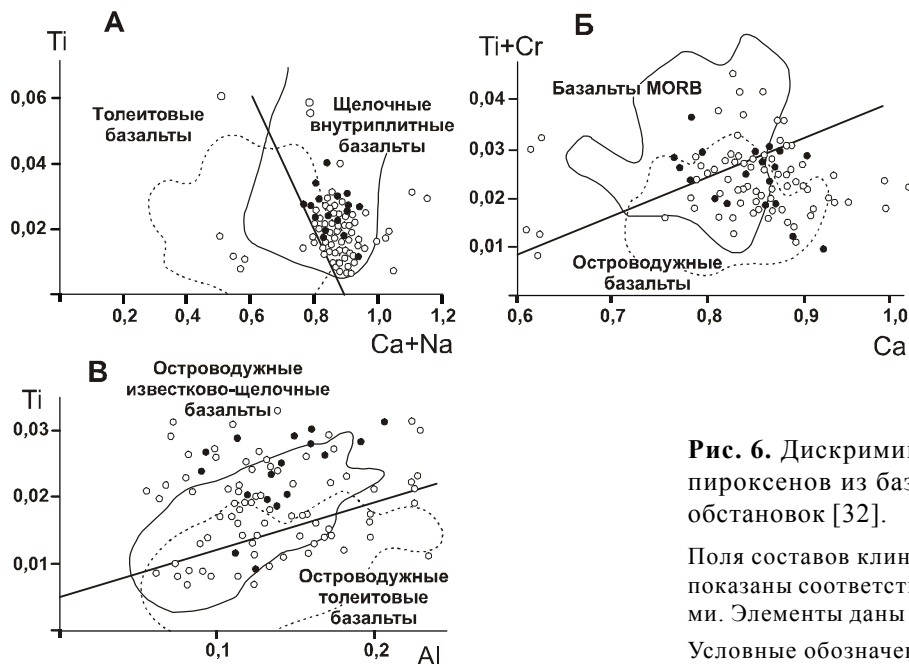


Рис. 6. Дискриминационные диаграммы для клинопироксенов из базальтов различных тектонических обстановок [32].

Поля составов клинопироксенов из различных базальтов показаны соответственно сплошной и пунктирной линиями. Элементы даны в формульных единицах.

Условные обозначения см. рис. 5.

83 %, TiO_2 – 0,12–0,66 %, Al_2O_3 – 6,30–13,92 %, $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ – 0,98–5,52%, MgO – 0,20–3,12%, Na_2O – 1,06–2,80 %, K_2O – 0,94–3,50 %. Такой состав характерен для песчаников, занимающих промежуточное положение между аркозами и граувакками. Генетическая интерпретация химического состава песчаников приведена на дискриминационных диаграммах (рис. 9). На диаграммах М. Бхатиа [24] (рис. 9, а), используемых для разделения песчаников из бассейнов различных тектонических обстановок, большинство песчаников попадает либо приближается к полям бассейнов активных континентальных окраин и к

полям бассейнов, сопряженных с дугами, развитыми на зрелой континентальной коре. Не совсем точное попадание точек в поле континентальных островных дуг, вызванное низким содержанием в песчаниках суммарного железа и магния, объясняется высокой “зрелостью” пород, связанной с обогащением кварцем и кремневыми породами. На диаграмме Дж. Мейнарда [33] (рис. 9, б) песчаники, несмотря на разброс точек, ближе всего к пескам из бассейнов, связанных с пассивными континентальными окраинами, либо окраинно-континентальными дугами. Отклонение фигуративных точек песчаников от полей бас-

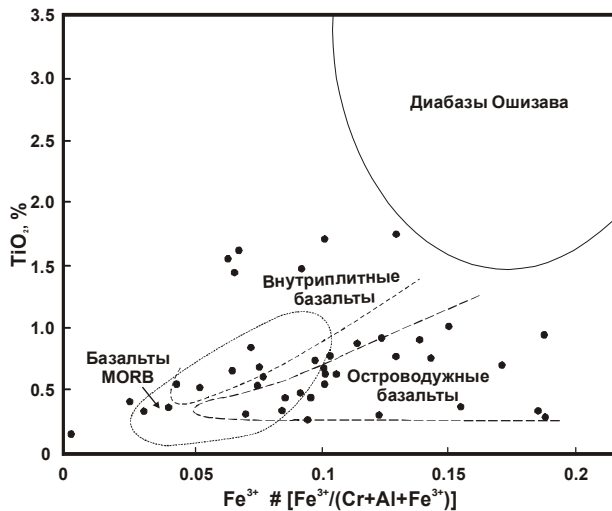


Рис. 7. Дискриминационная диаграмма состава обломочных хромитов из песчаников р. Кемы и из базальтов различных тектонических обстановок [23].

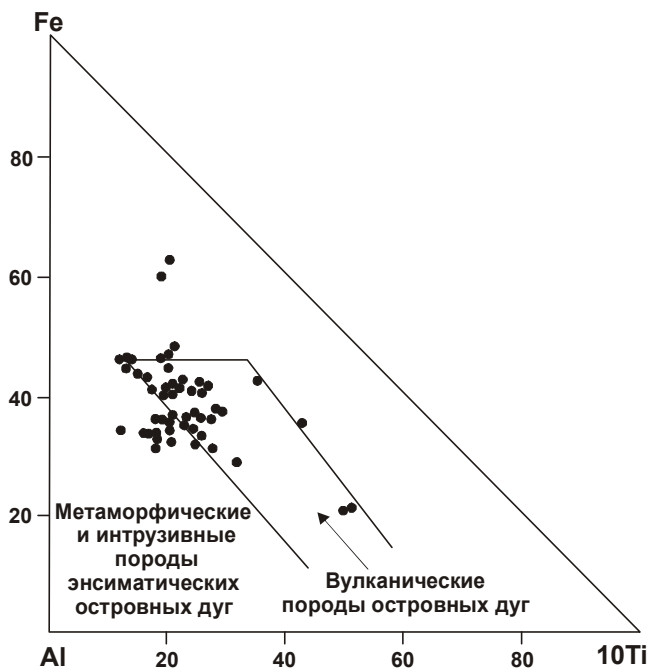


Рис. 8. Диаграмма состава обломочных амфиболов из песчаников р. Кемы и их вероятных вулканических источников [35].

сейнов активных континентальных окраин и окраинно-континентальных дуг объясняется в целом не характерным для данного типа песчаников преобладанием К над Na, что обусловлено большим содержанием в них обломков высококалийных базальтов (шошонитов).

Химический состав глинистых пород [7] близок составу ассоциирующихся с ними песчаников, отли-

чаясь от них меньшими содержаниями SiO₂ (от 56,54 до 72,23 %) и CaO (0,15–3,76 %), но большими – TiO₂ (0,27–0,84 %), Al₂O₃ (9,25–17,72 %), FeO+Fe₂O₃ (3,4–7,27 %), MgO (0,48–4,43 %), Na₂O (0,78–3,56 %) и K₂O (1,19–4,86 %). Палеотектоническая интерпретация химического состава (рис. 9, в) не противоречит сделанной по составу песчаников, отличаясь даже несколько большей определенностью. Большинство точек глинистых пород группируются в полях бассейнов активных континентальных окраин и островных дуг, развитых на континентальной коре.

Грубообломочные породы (конгломераты и гравелиты) несут достаточно богатую информацию о составе и тектонической природе источников питания, позволяя достоверно установить весь спектр слагающих эти источники пород, а иногда и их возраст. Среди обломков гравелитов и конгломератов, известных на разных уровнях изученного разреза, встречаются кремни с триасовыми и юрскими радиоляриями [7], что предполагает участие в фундаменте островной вулканической дуги юрской–раннемеловой аккреционной призмы, аналогичной призмам Самаркинского и Таухинского террейнов Сихотэ-Алиня [6, 21].

Вулканические породы

Вулканогенная часть разреза изученных отложений сложена лавами базальтов, а также разнообразными по размерности и сортированности туфами и тейфроидами, содержащими отдельные горизонты турбидитов, песчаников и микститов. Базальты часто имеют текстуру пиллоу-лав с подушечными обособлениями размером до 0,5–2,5 м в диаметре. В основаниях потоки обычно насыщены включениями осадочного материала, а в кровле приобретают массивную текстуру. Маломощные потоки базальтов, вероятно в результате соприкосновения с морской водой, растрескивались и расщеплялись на сегменты, трещины между которыми заполнялись алевритовым материалом, временами “выплескивавшимся” на поверхность этих потоков. С другой стороны, в алевролитах наблюдаются включения базальтовых “капель” или “бомб”, по краям которых образуются стекловатые корки или цеолитовые оторочки.

Базальты хорошо раскристаллизованы и содержат от 10 до 35 % вкрапленников темноцветных минералов и плагиоклаза, размером до 8 мм. Среди пиллоу-лав встречаются амигдалоидные базальты с миндалинами 1–5 мм, выполненными хлоритом, кальцитом, редко цеолитами. Преобладают толеитовая, витрофировая, интерсертальная, микролитовая структуры основной массы; редко встречается диабазовая структура. По количеству и соотношению вкрапленников различаются клинопироксен-плагиок-

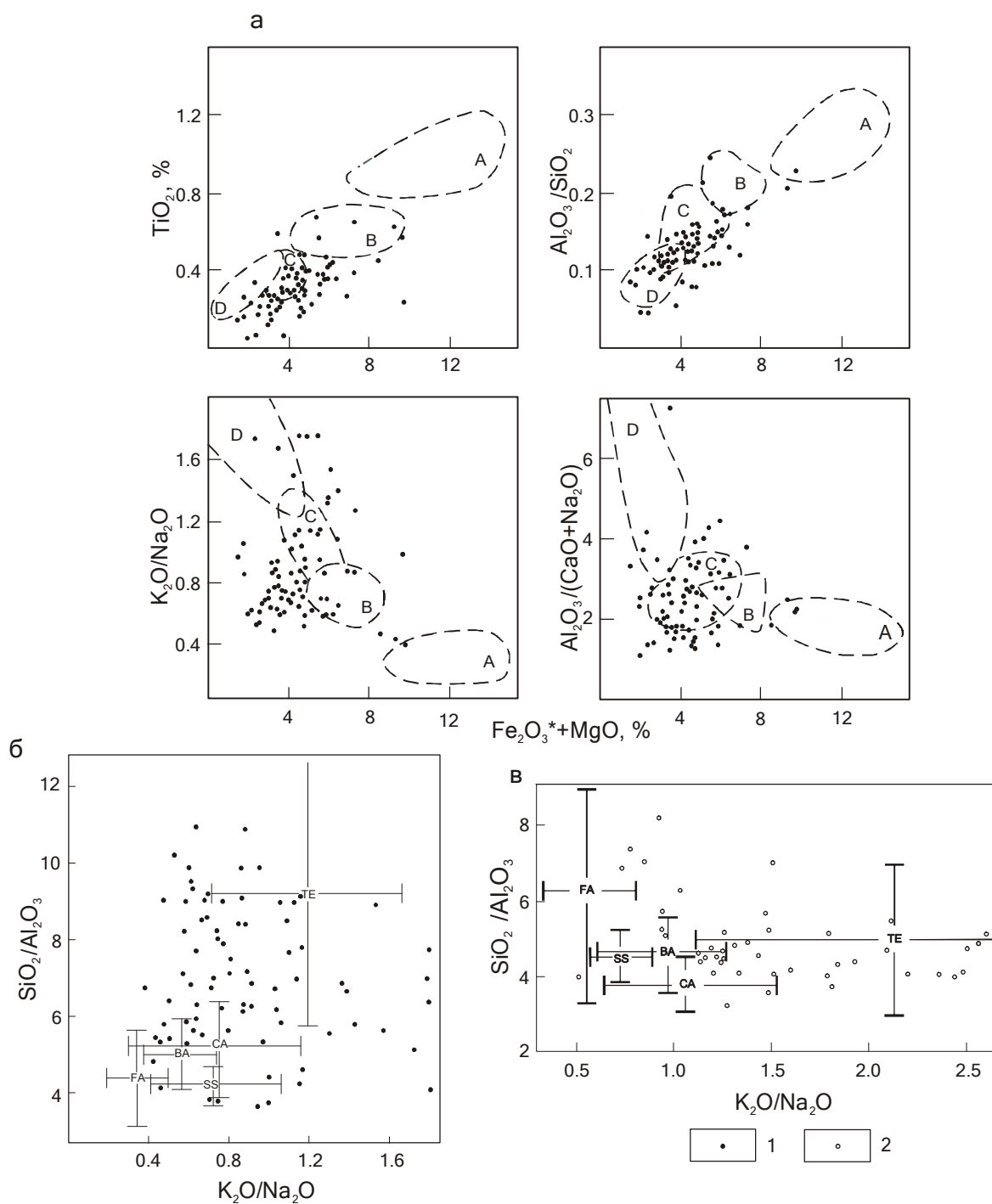


Рис. 9. Диаграммы химического состава песчаных и глинистых пород из различных геодинамических обстановок.

а – типы бассейнов [24]. Пунктирные линии – поля значений геохимических параметров древних песчаников из бассейнов, сопряженных с: А – океаническими, В – континентальными островными дугами, С – активными, D – пассивными континентальными окраинами. $Fe_2O_3^*$ – общее железо. б и в – бассейновые обстановки (б – для песчаников, в – для глинистых пород) [33]. Пересекающиеся линии – стандартные отклонения от средних составов современных глубоководных песков и глин из различных геодинамических обстановок. Аббревиатуры см. на рис. 3.

1 – песчаники; 2 – глинистые породы.

лазовые, оливин-клинопироксен-плаггиоказовые, оливин-клинопироксеновые и двупироксеновые базальты. Пироксен-плаггиоказовые базальты содержат вкрапленники плаггиоклаза (50–65%), клинопироксена (35–50%) и единичные выделения оливина и буровато-зеленой роговой обманки. В оливин-клинопироксен-плаггиоказовых базальтах содержание оливина возрастает до 1–2%. Оливин-клинопироксеновые базальты содержат оливин (5–7%), плаггиоказ (10–20%) и клинопироксен (60–65%). Двупироксеновые базальты наряду с другими минералами содержат вкрапленники ортопироксена (до 5%).

Ядра зерен клинопироксенов в оливин-клинопироксеновых базальтах соответствуют диопсиду или салиту (рис. 5, А), а краевые части – авгиту. В других разновидностях базальтов преобладает авгит. Ядра фенокристаллов клинопироксена обычно имеют магнезиальность ($m\#$) 0,84–0,89, а края – 0,75–0,72. Клинопироксены замещаются амфиболами актинолит-тремолитового ряда, агрегатами хлорита с рудной пылью и карбонатами. оливины и ортопироксены полностью замещаются вторичными минералами: хлорит-серпентин-прениновыми агрегатами, карбонатами, тальком и бурым веществом типа хлорофейта. Плаггиоказы образуют идиоморфные кристаллы и гломерокристаллы с оливином и клинопироксеном. Некоторые зерна плаггиоклаза содержат включения остаточного стекла. Ядра зерен плаггиоказов имеют состав An_{75-86} , а края – An_{50} . Остаточное стекло из включений в плаггиоказе имеет состав (в мас. %): SiO_2 – 61,92; TiO_2 – 0,62; Al_2O_3 – 18,58; Cr_2O_3 – 0,40; FeO – 1,92; MnO – 0,07; MgO – 0,50; CaO – 1,60; Na_2O – 1,66; K_2O – 9,98.

Основная масса базальтов состоит из микролитов плаггиоклаза, ортоклаза, клинопироксена, магнетита и вулканического стекла. Оливин-клинопироксеновые базальты в мезостазице содержат чешуйки биотита. Клинопироксены мезостазица обладают низкой магнезиальностью ($m\# = 0,62$), микролиты (An_{45-50}) мезостазица близки плаггиоказам из краевых зон вкрапленников, ортоказ имеет состав $An_{40}Ab_{38}Or_{22}$. Вулканическое стекло мезостазица по кремнекислотности близко андезиту ($SiO_2 = 56,4-56,9\%$), обладает высоким содержанием глинозема ($Al_2O_3 = 17,6-20,8\%$) и щелочей ($K_2O = 2,4-3,1\%$, $Na_2O = 3,8-4,5\%$). Стекло мезостазица замещается хлоритом и карбонатами, в отдельных участках по стеклу развиваются цеолиты и анальцим.

По химическому составу [18] кемские базальты характеризуются низкими содержаниями SiO_2 (44–50%) и TiO_2 (0,7–1,25%), умеренными содержаниями MgO (3,9–8,9%), высокими содержаниями Al_2O_3

(15,1–19,1%) и K_2O (1,6–3,9%). По соотношению щелочей и кремнезема [39] базальты относятся к высококальциевой известково-щелочной и субщелочной сериям. Оливин-клинопироксеновые и двупироксеновые базальты соответствуют абсарокитам, а оливин-клинопироксен-плаггиоказовые и клинопироксен-плаггиоказовые базальты отвечают либо шошонитовым базальтам с пониженными содержаниями магния ($MgO < 5\%$), либо высококальциевым базальтам. Отношение FeO^*/MgO в абсарокитах составляет 0,86–1,48 и увеличивается в пироксен-плаггиоказовых базальтах до 1,6–1,9. Сходство и различие микроэлементного состава базальтов наглядно демонстри-

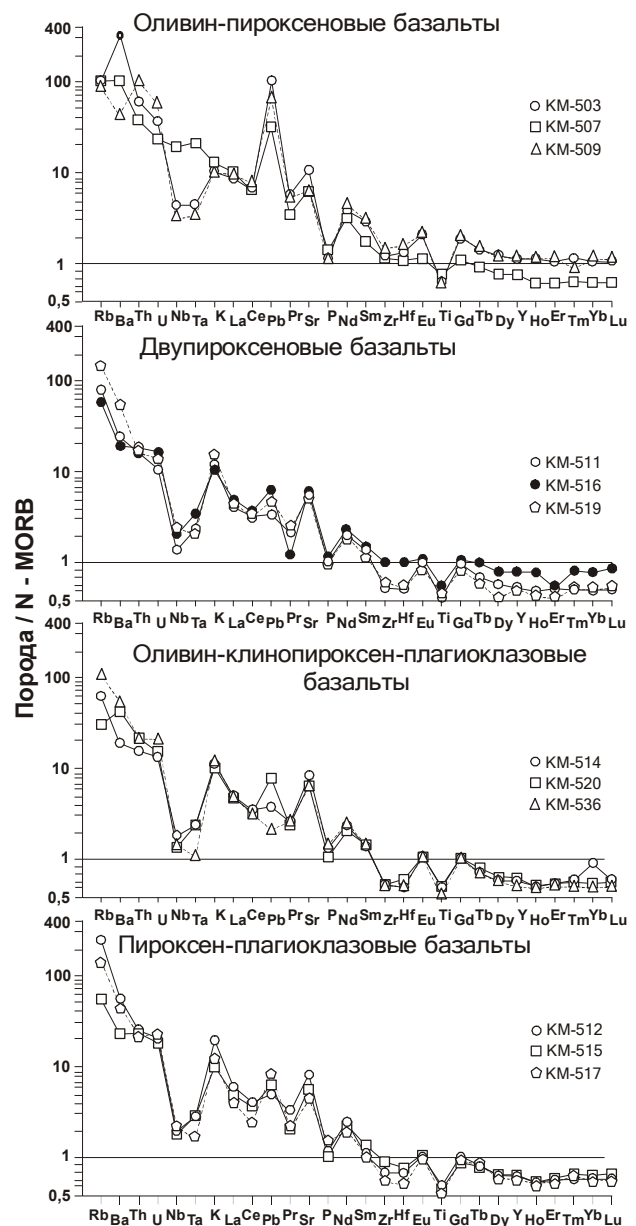


Рис. 10. Спайдер-диаграммы микроэлементов, нормированных к базальтам N-MORB [44].

рируют спайдер-диаграммы (рис. 10), на которых содержание микроэлементов нормировано к N-MORB [44]. На диаграммах отчетливо видна обогащенность кемских базальтов относительно N-MORB крупноионными литофильными элементами (LIL) и обедненность высокозарядными (HFS) и тяжелыми редкоземельными (HREE) элементами. Все типы пород имеют положительные аномалии по Rb, Ba, Th, U, K, Pb, Sr и отрицательные аномалии по Ta, Nb, P, Zr, Hf и Ti. При этом, оливин-клинопироксеновые базальты (абсарокиты) относительно других петрографических типов базальтов богаче LIL, HFS и HREE элементами. С одной стороны, это указывает на образование всей

кемской базальтовой серии из наиболее примитивных абсарокитовых магм путем дифференциации с фракционированием оливина и пироксена, а с другой – на надсубдукционную природу магм. Другие диаграммы [41], некоторые из которых приведены на рис. 11, и величины индикаторных отношений микроэлементов однозначно указывают на принадлежность кемских базальтов к островодужному типу магм. На диаграммах $TiO_2 - FeO^*/MgO$ и $V - Ti$ (рис. 11, Б и В) составы пород располагаются в полях базальтов задуговых бассейнов.

ДИСКУССИЯ

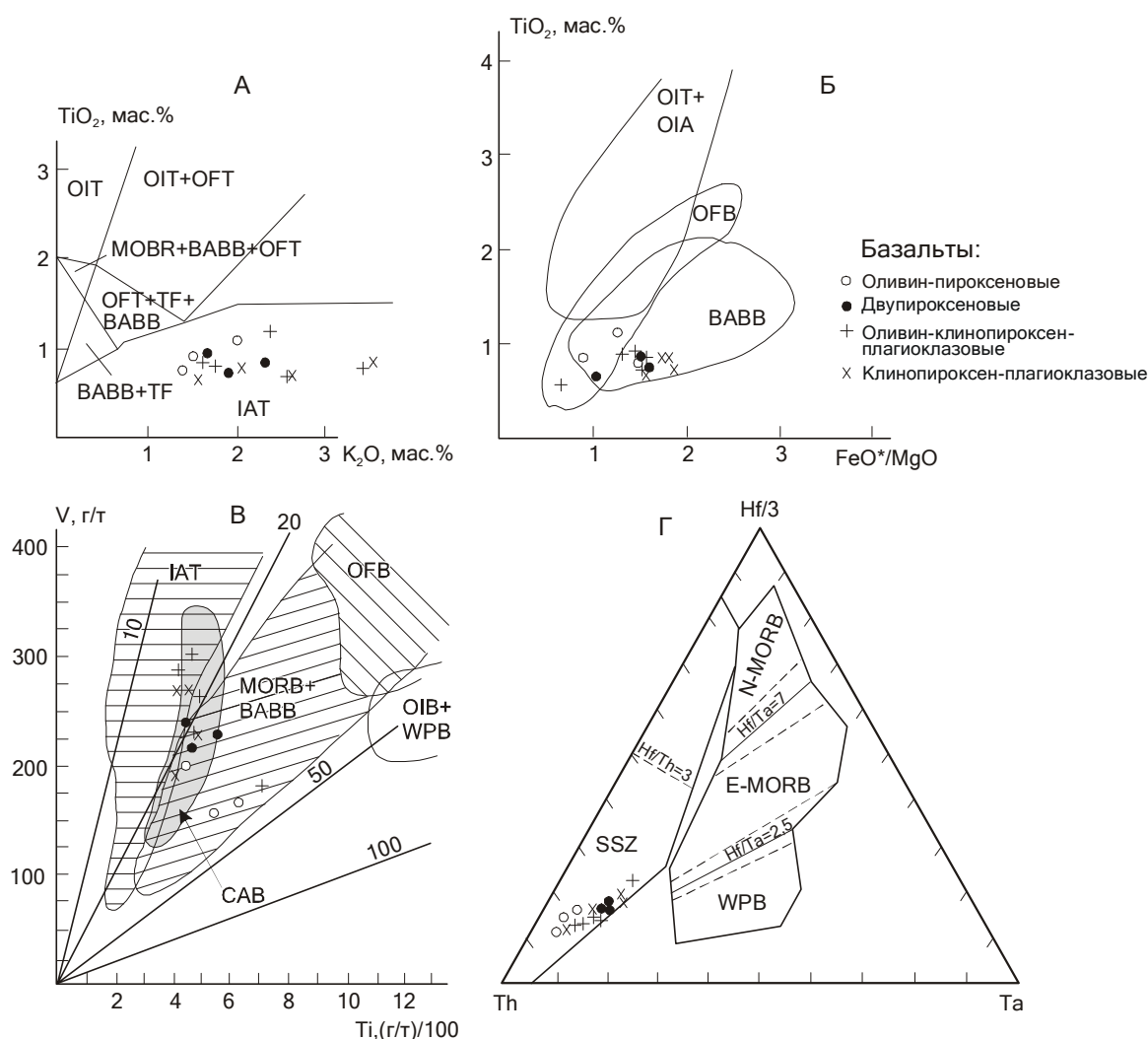


Рис. 11. Вариационные диаграммы для кемских базальтов: А – $TiO_2 - K_2O$ [11]; Б – $TiO_2 - FeO^*/MgO$ [29]; В – $V - Ti$ [43]; Г – дискриминационная диаграмма $Hf/3 - Th - Ta$ [45].

BABB – базальты задуговых бассейнов; OFB – базальты океанического дна; OIT – толеиты океанических островов; OFT – толеиты океанического дна; OIA – щелочные базальты океанических островов; OIB – базальты океанических островов; MORB – базальты срединно-океанических хребтов; WPB – внутриплитные базальты; IAT – островодужные толеиты; SSZ – базальты островных дуг; CAB – известково-щелочные базальты; TF – базальты трансформных разломов.

Обстановки формирования образований Кемского террейна

Характерной особенностью терригенных отложений меандровской и кемской свит является преобладание пачек ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов, обладающего всеми типичными признаками турбидитов [6]. Турбидиты нередко ассоциируют с микститами, песчаниками, гравелитами и мелкогалечными конгломератами, формирование которых происходило высокоплотными зерновыми и дебризными потоками. Редкие горизонты алевролитов с тонкими прослоями песчаников относятся, по-видимому, к доннотечениевым образованиями. Такой генетический состав отложений предполагает их накопление в нижней части и у подножья подводного склона, а также на прилегающих участках бассейновой равнины.

На аптском уровне разреза располагаются горизонты базальтов и их туфов. Условия залегания этих базальтов, их ассоциация с турбидитами и подводно-оползевыми образованиями свидетельствуют об их формировании в результате извержений подводных вулканов. Градационная отсортированность в туфах и их преимущественно грубообломочный состав указывают на эксплозивный характер извержений и переработку пирокластического материала в водной среде, а также предполагают близость вулканических построек. О значительном влиянии вулканизма на формирование турбидитов свидетельствуют приведенные выше данные по минералогическому и химическому составу терригенных пород. Геохимические особенности базальтов позволяют относить их к субщелочной (шошонитовой) и высококальциевой известково-щелочной сериям, формирование которых происходило в тыловой части островной дуги на заключительном этапе ее становления [18].

Таким образом, можно предполагать, что накопление образований Кемского террейна происходило в обстановке склона задугового бассейна, при этом турбидитовая седиментация сопровождалась проявлениями синхронного базальтового вулканизма. Главными агентами транспортировки обломочного материала были гравитационные потоки различной плотности, состава и происхождения. Выяснить направления движения этих потоков позволяют особенности подводно-оползевых дислокаций, наблюдавшихся нами на различных уровнях разреза меандровской и кемской свит [6]. Так, в бассейне р. Холмогорка, на северо-западном крыле синклинали (рис. 2) обнажен ритмослой, фронтальная часть которого деформирована при оползании осадка (рис. 12, А). Более литифицированный слой песчаника основания ритма смят в

каскад опрокинутых микроскладок, наползающих друг на друга. На юго-восточном крыле этой же синклинали, приблизительно на том же стратиграфическом уровне, также встречен горизонт лежащих ополз-

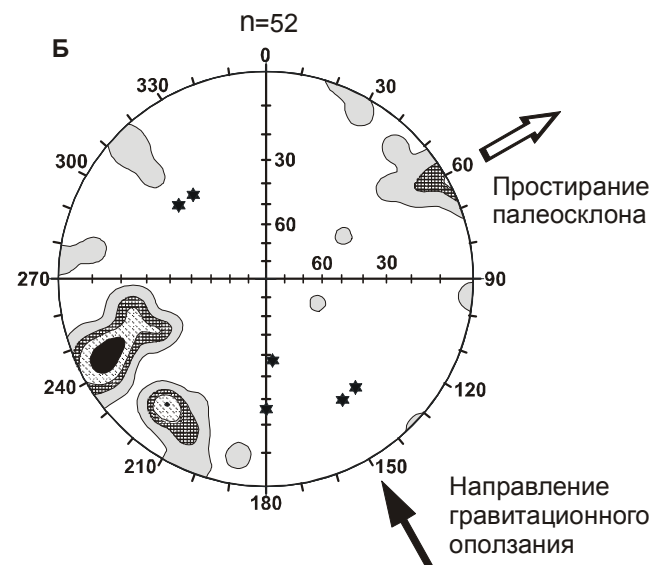
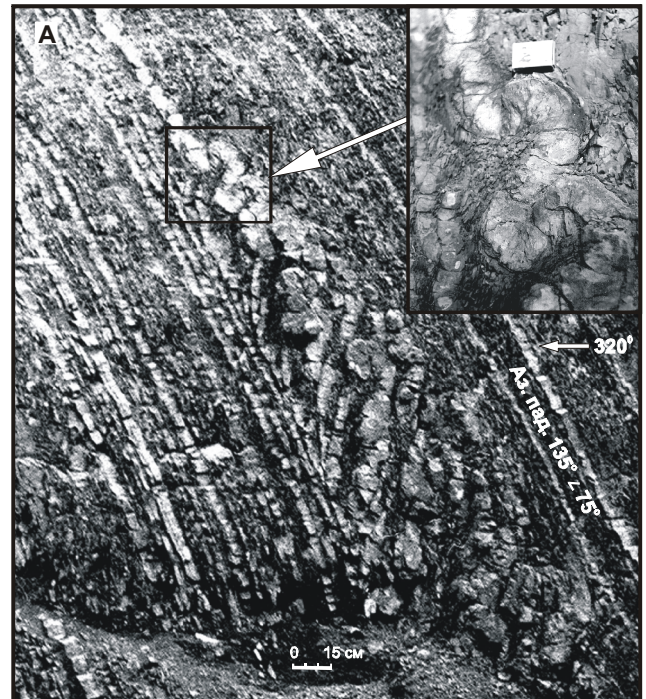


Рис. 12. А – Макрооползевые дислокации в верхнекемской подсвите (левый берег руч. Холмогорка). Расположение обнажений см. на рис. 2.

Б – Диаграмма ориентировок шарниров оползевых складок бассейна р. Кемы. Сетка Вульфа, верхняя полусфера.

Изолинии плотности: 2–7–11–18 %. Звездочками обозначены полюса поверхностей напластования горизонтов, включающих оползевые складки.

невых складок. Шарниры таких микроскладок во всех наблюдавшихся случаях (таких наблюдений более 50) строго горизонтальные или близкие к горизонтальным (рис. 12, Б), что указывает на то, что простираание подводного склона приблизительно совпадало с северо-восточным простираанием синклинали. Вергентность микроскладок на обоих крыльях синклинали, как и во всех наблюдавшихся случаях, говорит о гравитационном скольжении материала с юго-востока на северо-запад. При реконструировании палеосклона следует учесть, что первичные простираания складчатых структур были близкими к широтным ($70-80^\circ$) [19]. Современные северо-восточные простираания слоев являются результатом их вращения против часовой стрелки в процессе более поздних перемещений вдоль серии окраинно-континентальных левых сдвигов север-северо-восточного простираания. Таким образом, снос обломочного материала происходил не с северо-запада, со стороны Азиатского континента, а с юго-востока, со стороны выдвинутого в сторону океана вдоль одного из разломов системы Тан-Лу фрагмента континентальной коры, включающего юрско-раннемеловую аккреционную призму, который служил фундаментом островной дуги. Этот фрагмент должен был быть достаточно крупным, чтобы обеспечить поставку большого количества сиалического материала, а его поверхность, по крайней мере частично, располагалась выше уровня моря, о чем свидетельствует наличие в терригенных породах значительного количества остатков наземной растительности.

Формирование разновозрастных терригенных комплексов Журавлевского террейна, примыкающего к Кемскому с запада, происходило, как известно, в совершенно иной обстановке – в пределах окраинного синсдвигового бассейна [1, 2]. Совмещение в пределах Сихотэ-Алиня двух резко различающихся разновозрастных террейнов является, по-видимому, вторичным явлением и может быть объяснено крупномасштабными перемещениями вдоль сдвигов системы Тан-Лу. Для восстановления первичного расположения палеобассейнов необходимы палеогеодинамические реконструкции.

Палеотектонические реконструкции

Имеющиеся к настоящему времени палеорекострукции восточной окраины Азии для раннемелового времени, составленные с учетом важной роли левосторонних перемещений по системе окраинно-континентальных сдвигов северо-восточного простираания [5, 13, 42 и др.), являются слишком схематичными, что связано с отсутствием данных о конкретных масштабах перемещений террейнов в рассматриваемый

отрезок времени. Нами предпринята попытка реконструировать положение изучаемой островной системы с использованием данных о распределении раннемеловой (доальбской) флоры. По данным Кимуры [30], в пределах восточной окраины Евразии существуют три типа флор, отвечающих раннемеловым климатическим зонам: типа Тетори (холодолюбивая), типа Риосеки (субтропическая и тропическая) и смешанный тип флор. Эти зоны в континентальной части окраины Азии достаточно выдержаны и имеют близкие к широтным границы. Вдоль границы континент-океан эта зональность значительно нарушена – во Внешней Японии, например, комплекс флор Риосеки выдвинут вплоть до северной оконечности о. Хонсю (не менее, чем на 15° севернее границы появления этой зоны на материке); во Внутренней Японии эти флоры непосредственно соприкасаются с флорами Тетори, а комплекс промежуточных флор здесь отсутствует вообще [30, 38]. Западнее, в пределах возвышенности Ямато, в раннемеловых угленосных бассейнах южного Сихотэ-Алиня, а также в берриас-валанжинских турбидитах Таухинского террейна вновь появляются флоры типа Риосеки [8, 26], что еще больше осложняет общую картину распределения флор. В пределах Кемского террейна В.С. Маркевич исследовала палинокомплексы из отложений нижнекемской подсвиты (апт) и пришла к выводу, что он также близок по своему таксонометрическому составу комплексу Риосеки. Их объединяет сходство доминирующих группировок: обилие глейхениевых, циатеевых и диксониевых, а среди голосеменных – таксодиевых [6]. Северная граница распространения этих флор располагалась на широте приблизительно 30° с.ш., то есть Кемский палеобассейн первоначально располагался на этих или даже на более южных палеоширотах.

На составленной с учетом этих данных палеорекострукции (рис. 13) показано, что Монероно-Самаргинская островодужная система, являясь достаточно локальной, располагалась на участке излома простираания края континента. Располагающийся южнее Южно-Китайский участок окраины простираался в северо-восточном направлении (около 45°), в то время как севернее граница континент-океан имела простираание, близкое к меридиональному. В условиях перемещения прилегающей океанической плиты Изнаги в северном направлении, вдоль Восточно-Китайского участка окраины, можно предполагать косую субдукцию, в то время как севернее располагался участок трансформных скольжений, где накапливались турбидиты Журавлевского палеобассейна. Именно на участке излома континентальной плиты происходило, по-видимому, выдвигание в сторону

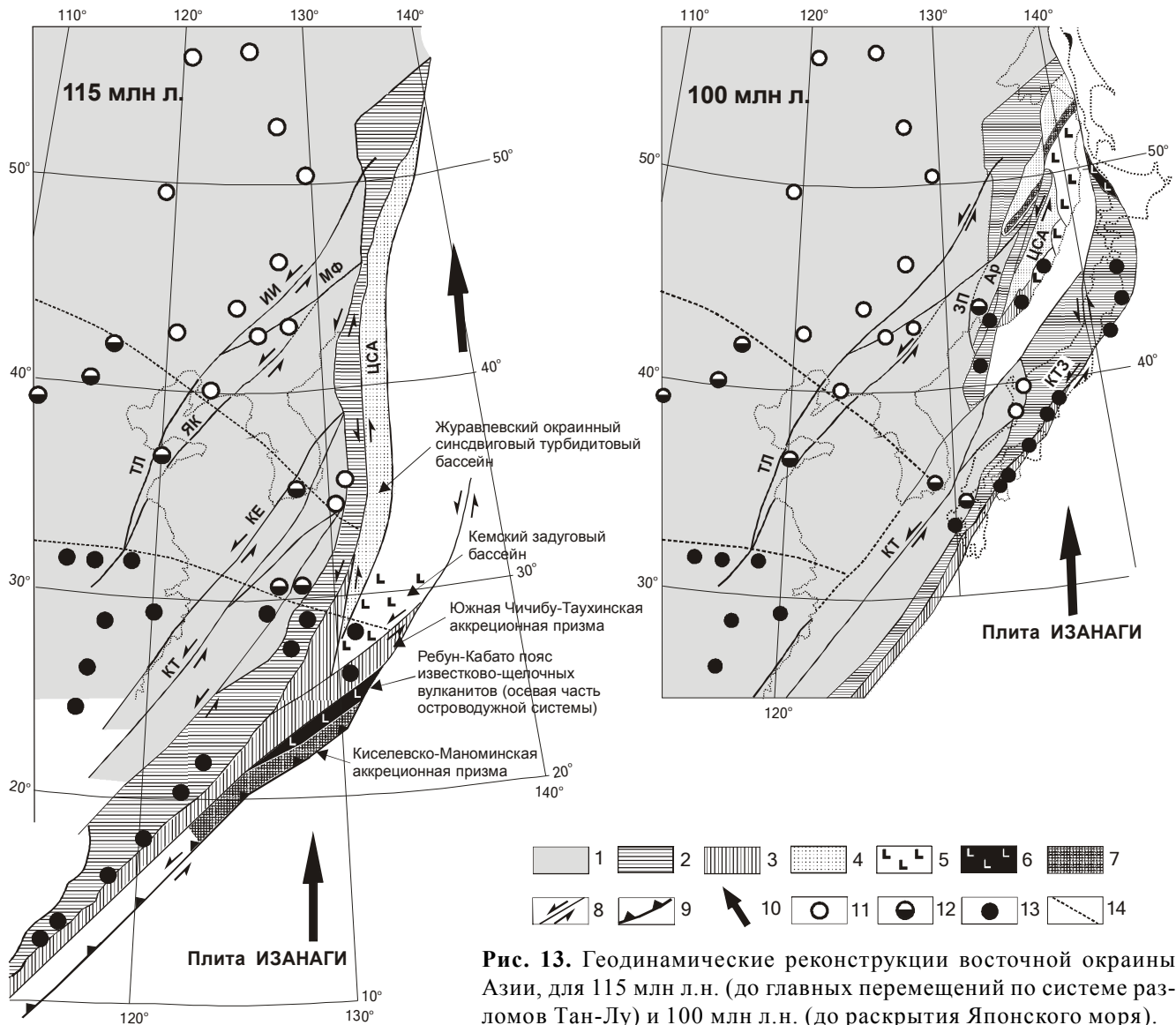


Рис. 13. Геодинамические реконструкции восточной окраины Азии, для 115 млн л.н. (до главных перемещений по системе разломов Тан-Лу) и 100 млн л.н. (до раскрытия Японского моря).

1 – доюрский континент; 2 – юрские террейны – фрагменты аккреционной призмы; 3 – позднюрско-раннемеловые террейны – фрагменты аккреционной призмы; 4–7 – раннемеловые террейны – фрагменты: 4 – окраинно-континентального синдвигового бассейна, 5 – задугового бассейна, 6 – осевой части дуги, 7 – баррем-альбской аккреционной призмы; 8 – левые сдвиги системы Тан-Лу, в том числе: ИИ – Илань-Итунский, МФ – Мишань-Фушунский, Ар – Арсеньевский, ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, ЗП – Западно-Приморский, ЯК – Ялуджиан-Квиндао, ТЛ – Тан-Лу, КЕ – Конджу-Ендонг, КТ – Корейско-Тайванский; 9 – зоны субдукции; 10 – направления перемещения плиты Иизанаги, 11–13 – флористические комплексы: 11 – Тетори, 12 – смешанный, 13 – Риосеки; 14 – границы палеоклиматических зон. КТЗ – тектоническая зона Куросегава.

океана фрагмента этой плиты, о котором говорилось выше, и который стал фундаментом Монероно-Самаргинской островодужной системы. Осевой частью этой системы являлся пояс известково-щелочных вулканитов Ребун-Кабато, а родственная этой дуге аккреционная призма образует Киселевско-Маноминский террейн Северного Сихотэ-Алия [2]. Современное расположение последнего в тыловой части относительно Кемского террейна связано, по-видимому, с

более поздними синаккреционными деформациями. Киселевско-Маноминский террейн образует ядро мегаскладки с крутопадающим шарниром, формирование которой связано с альбской фазой левосдвиговых перемещений вдоль разломов системы Тан-Лу, в частности, с выдвиганием в северо-восточном направлении Алчанского выступа ранних палеозоид (2, 21). Перемещения Киселевско-Маноминского террейна на северо-восток весьма значительны (превышают

2500 км), однако, с учетом очень высоких (более 20 см/г) скоростей движения океанической плиты Изагаги на север-северо-восток относительно малоподвижной Евразии в течение позднего апта–альба [27], такие перемещения представляются вполне вероятными.

Кемский палеобассейн, согласно предлагаемой реконструкции (рис. 13), располагался в непосредственной близости от выдвинутого фрагмента континентальной коры и замещался по латерали Журавлевским турбидитовым бассейном.

Таким образом, в баррем-альбское время вдоль восточной границы Евразии, южнее широты 30°, существовала островодужная система, включающая задуговой бассейн (Кемский террейн), осевую часть дуги (Камышовый террейн на о. Сахалин, пояс вулканитов Ребун-Кабато) и аккреционную призму (Киселевско-Маноминский террейн). Формирование современной структуры рассматриваемой окраины в основных чертах завершилось в конце альба–начале сеномана – до образования пояса поздне меловых надсубдукционных вулканитов (Восточно-Сихотэ-алинский вулканический пояс).

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 98-05-65328, 01-05-64602 и 02-05-65326).

ЛИТЕРАТУРА

1. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 13–25.
2. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана: Автореф. дис.... докт. геол.-минер. наук. М., 2004. 42 с.
3. Жаров А.Э. Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика Юго-Восточного Сахалина. Южно-Сахалинск: Сахалинское книжн. изд-во, 2004. 192 с.
4. Зябрев С.В. Брагин Н.Ю. Нижний мел Западно-Сахалинского прогиба // Докл. АН СССР. 1987. Т. 297, № 6. С. 1443–1445.
5. Зябрев С.В., Мартынюк М.В., Шевелев Е.К. Юго-западный фрагмент Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса, Сихотэ-Алинь: стратиграфия, субдукционная аккреция и постааккреционные смещения // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 1. С. 45–58.
6. Малиновский А.И., Филиппов А.Н., Голозубов В.В., Симаненко В.П., Маркевич В.С. Нижнемеловые отложения р. Кема (Восточный Сихотэ-Алинь): осадочное выполнение задугового бассейна // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 1. С. 52–66.
7. Малиновский А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П. Состав и обстановки накопления нижнемеловых терригенных пород бассейна р. Кемы (Восточный Сихотэ-Алинь) // Литология и полезн. ископаемые. 2005. Т. 40, № 5. С. 429–447.
8. Маркевич В.С. Меловая палинофлора севера Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 1995. 200 с.
9. Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И., Зябрев С.В., Нечаев В.П., Высоцкий С.В. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья. Владивосток: Дальнаука, 1997. 300 с.
10. Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000. 300 с.
11. Миронов Ю.В. Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектонической обстановки // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314, № 6. С. 1484–1487.
12. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
13. Нечаев В.П., Мусашино М., Ли Д.У. Юрско-нижнемеловая геодинамическая эволюция восточной окраины Азии: реконструкция по изменению ассоциаций тяжелых минералов осадочных пород. // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 6. С. 21–35.
14. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 195 с.
15. Пискунов Б.Н., Хведчук И.М. Новые данные о составе и возрасте отложений острова Монерон (северная часть Японского моря) // Докл. АН СССР. 1976. Т. 226, № 3. С. 647–650.
16. Симаненко В.П. Позднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихотэ-Алиня и Сахалина // Тихоокеан. геология. 1986. № 1. С. 7–13.
17. Симаненко В.П. Базальт-андезитовые ассоциации островных дуг палеозоя и мезозоя // Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. М.: Недра, 1991. С. 58–72.
18. Симаненко В.П., Малиновский А.И., Голозубов В.В. Раннемеловые базальты Кемского террейна – фрагмента Монероно-Самаргинской островодужной системы // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 2. С. 30–51.
19. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методы их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.
20. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 1995. 82 с.
21. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П., Малиновский А.И. Гигантские складки с крутопадающими шарнирами в структурах орогенных поясов (на примере Сихотэ-Алиня) // Докл. РАН. 2004. Т. 394, № 6. С. 791–795.
22. Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полезн. ископаемые. 1967. № 5. С. 86–102.
23. Arai S. Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry // Mineralogical Magazine. 1992. V. 56. P. 173–184.
24. Bhatia M.R. Plate tectonic and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91, № 6. P. 611–627.
25. Dickinson W.R., Suczek C.A. Plate tectonics and sandstone composition // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1979. V. 63, № 12. P. 2164–2182.
26. Golozubov V.V., Markevich V.S., Bugdaeva E.V. Early

- Cretaceous changes of vegetation and environment in East Asia // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1999. V. 153. P. 139–146.
27. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the northern Pacific basin // *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*. 1985. V. 206. 59 p.
 28. Ikeda I., Komatsu M. Early Cretaceous volcanic rocks of Rebun Island, North Hokkaido, Japan // *Monograph. Assoc. Geol. Collab. Japan*. 1986. V. 31. P. 51–62.
 29. Kimura G., Sakakibara M., Okamura M. Plumes in central Panthalassa? Deductions from accreted oceanic fragments in Japan // *Tectonics*. 1994. V. 13. P. 905–916.
 30. Kimura T. Early Cretaceous climatic provinces in Japan and adjacent regions on the basis of fossil land plants // Okada H., Mather N.J. (Ed.) *Cretaceous Environments of Asia* / Elsevier, Amsterdam. 2000. P. 155–161.
 31. Kumon F., Kiminami K. Modal and chemical compositions of the representative sandstones from Japanese Islands and their tectonic implications // *Proc. 29th Int. Geol. Congr, Part A*. 1994. P. 135–151.
 32. Leterrier J., Maury R.C., Thonon P. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series // *Earth and Planetary Sci. Lett.* 1982. V. 59. P. 139–154.
 33. Maynard J.B., Valloni R., Yu H.S. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // Leggett J.K. (Ed.), *Trench-Forearc Geology: Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins* / Blackwell Scientific Publications, Oxford. 1982. Part 2. P. 551–61.
 34. Nagata M., Kito N., Niida K. The Kumaneshiri Group in the Kabato Mountains: the age and nature as an Early Cretaceous volcanic arc // *Monograph. Assoc. Geol. Collab. Japan*. 1986. V. 31. P. 63–79.
 35. Nechaev V.P. Evolution of the Philippine and Japan Seas from the clastic sediment record // *Marine Geol.* 1990. V. 97. P. 167–190.
 36. Nechaev V.P., Isphording W.C. Heavy-mineral assemblages of continental margins as indicators of plate-tectonic environments // *J. Sediment. Petrol.* 1993. V. 63, N 6. P. 1110–1117.
 37. Nisbet E.G., Pearce J.A. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1977. V. 63. P. 149–160.
 38. Ohana T., Kimura T. Late Mesozoic phytogeography in Eastern Eurasia, with special reference to the origin of angiosperms in time and site // *Proceedings of 15th International Symposium of Kyungpook National University*. 1995. P. 293–328.
 39. Peccerillo R., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1976. V. 58. P. 63–81.
 40. Pre-Cretaceous terranes of Japan. In Ichikawa K., Mizutani S., Hara I., Yao A. (eds.). *Pub. of IGCP Project N 224*. 1990. Osaka. 382 p.
 41. Rollinson H.R. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Essex: London Group UK Ltd., 1994. 352 p.
 42. Sengor A.M., Natal'in B.A. *Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis*. // *The tectonic evolution of Asia*. Cambridge University Press. 1996. P. 486–640.
 43. Shervais J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth and Planetary Sci. Lett.* 1982. V. 59. P. 101–118.
 44. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Saunders A.D., Norry M.J. (Ed.), *Magmatism in the oceanic basins* / Geological Society. London. 1989. P. 313–345.
 45. Wood D.A. The Application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 50. P. 11–30.

Поступила в редакцию 20 сентября 2005 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

A.I. Malinovsky, V.V. Golozoubov, V.P. Simanenko, A.N. Mitrokhin

Kema terrane (East Sikhote-Alin Range) – a fragment of the Early Cretaceous island-arc system of the East Asian margin

The paper deals with the structure, composition and depositional environment of the Barremian (?)–Albian volcanogenic-sedimentary assemblages of the Kema terrane (East Sikhote-Alin), which are interpreted as deposits of the back-arc basin of the Moneron-Samarga island-arc system. The compositional features of the different-type deposits indicate a near-slope depositional environment influenced by volcanic processes. The study of slump folds orientation testifies to the gravitational sliding of accumulated material from southeast to northwest. Judging by compositional peculiarities of terrigenous rocks, an ensialic volcanic island arc was the major source for detrital material. Petrochemical characteristics of basaltic rocks indicate that the formations studied were confined to the rear part of the arc.

Key words: island arc, Early Cretaceous, terrane, basalts, geodynamic environment.