

УДК 551.733.1

© Коробков В.Ф.* , Баймагамбетов Б.К.* , Бабенко В.А.**

**ОРДОВИКСКИЕ ОКЕАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ
ОРЬ-ИЛЕКСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ,
КАЗАХСКИЙ УРАЛ**

*ОАО «АктюбНИГРИ», г.Актобе, **ТГУ «Артемгеология», Украина

© Korobkov V.F., Bajmagambetov B.K., Babenko V.A.

**ORDOVICIAN OCEANIC COMPLEXES OF OR-ILECK
HIGH GROUND, KAZAKH URALS**

Автореферат

Кемпирсайский, Хабарнинский и другие массивы ультраосновных пород, располагающиеся в Центрально-Уральской антиклинорной зоне, рассматриваются в едином офиолитовом комплексе с габброидами, параллельными сближенными дайками, вулканитами и пелагическими осадками. Единство комплекса базируется на комагматичности вулканитов и параллельных сближенных даек основного состава, залегающими в верхней части офиолитового разреза и являющимися производными плутонических габброидов. Возраст этого комплекса пород обосновывается как ниже- среднеордовикский на основании многочисленных находок конодонтов и другой фауны в прослоях осадочных пород среди вулканитов.

Ключевые слова: ордовик, океанические комплексы, Южный Урал, Казахский Урал, ультрамафиты, габбро.

Abstract

Kempirsai, Habarnin and other massifs of ultrabasic rocks, situated in the Central-Ural anticlinor zone, are considered in common ophiolite complex with gabbroides, parallel contiguous dykes, volcanites and pelagic sediments. The unity of the complex is based on comagmaticity of volcanites and parallel contiguous dykes of basic composition, which occur in upper part of ophiolite section and are derivative of plutonic gabbroides. These rocks belong to lower-middle Ordovician on the grounds of numerous finds of conodonts and other fauna in interbeds of sedimentary rocks between volcanites.

Ордовикские океанические комплексы на Орь-Илекской возвышенности Южного Урала (Казахского Урала) тяготеющие к осевой зоне Уральской складчатой системы, как и в других складчатых сооружениях, представлены породами офиолитовой

ассоциации (рис.1). Офиолитовый разрез состоит из метаморфизованных ультрамафитов (гарцбургитов, дунитов) внизу, перекрывающего их расслоенного комплекса, габброидов, параллельных даек, лав и осадков. Из-за расположения комплексов в зоне краевых аллохтонов, вся последовательность пород офиолитовой ассоциации обнаруживается лишь фрагментарно по обрамлению Хабарнинского и Кемпирсайского массивов (рис.2).

**1. Образование 3 - го океанического слоя
Кемпирсайского антиклинория.**

В составе офиолитового комплекса по набору и последовательности пород выделяются: альпинотипные гипербазиты ряда дунит-гарцбургит; бедные калием, титаном и железом известковистые габброиды; дайки интрузивных диабазов; подушечные лавы толеитовых базальтов в ассоциации с кремнистыми осадками. Комплекс представляет собой типичную альпинотипную офиолитовую ассоциацию, отвечающую мировым (Штейнберг Д.С., 1982). Породы офиолитовой серии разделены в соответствии с литологическими и петрохимическими особенностями, а также с учетом пространственных соотношений на три подкомплекса: 1) дунит-гарцбургитовый, 2) габбровый, 3) дунит-клинопироксенит-габбровый. Наибольшее распространение имеет дунит-гарцбургитовый подкомплекс. Согласно современной точке зрения на генезис офиолитов, этот подкомплекс представляет собой “мантийный тектонит”, поднявшийся в твердопластичном состоянии из глубин мантии (Ефимов, Пучков, 1980). Показателем перемещения тектонита служит наличие складок течения разного масштаба, будинированных прослоев и жил, линейно-плоскостных ориентировок минералов. Вопрос о происхождении габброидов второго и третьего подкомплексов однозначно не решен в настоящее время. Уральские геологи выделяют плутонические габбро, производные плавления истощенной мантии и “вулканические” производные базальтоидных магм, сопровождающиеся вулканическими комагматами. Другими исследователями выдвинута гипотеза о метаморфическом происхождении габброидов офиолитовых комплексов (Ефимов, 1984; Ефимов, Пучков, 1980), согласно кото-

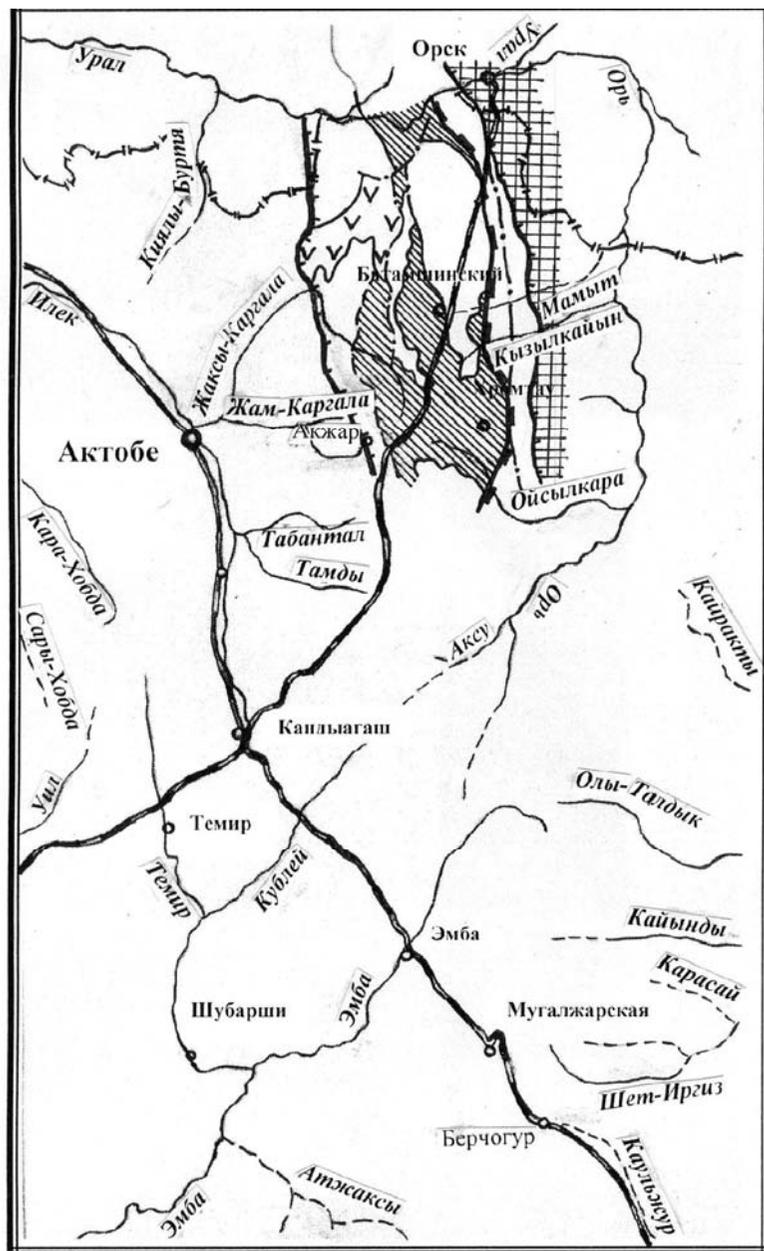


Рис.1 Схема расположения офиолитовых комплексов Казахского Урала.

Продолжение подписи к рис.1.

1. Область распространения пород ниже- среднеордовикского рифтового комплекса с океанической корой; 2. Область распространения пород среднедевонского рифтового комплекса зоны вторичного тылового спрединга; 3 – область распространения пород рифтового эпиконтинентального комплекса среднего девона; 4 – надвиги; 5 – структурная зона Главного Уральского разлома; 6 – прочие разломы неясной кинематики.

рой в верхней мантии (до глубины 20-25 км) существуют зоны проявления габбровой метаморфической фации.

Возраст пород кемпирсайской офиолитовой ассоциации принимается как ранне- среднеордовикский на основании достоверно определенного возраста акайской свиты, базальты которой являются комагматами подкомплекса параллельных сближенных даек. Верхняя возрастная граница определяется по наличию обломков и галек серпентинитов в конгломератах, залегающих в основании разреза кремнистых пород силурийского возраста.

Средний химический состав пород океанических комплексов

Таблица 1

Название породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Дуниты	35.75	0.04	1.65	6.06	1.12	0.05
Гарцбургиты	40.16	0.03	0.95	6.00	1.20	0.05
Троктолиты	42.96	0.09	24.16	0.89	2.93	0.05
Оливиновые габбро	46.80	0.20	17.56	1.31	5.43	0.09
Диопсидовые габбро	47.41	0.41	17.43	2.01	4.59	0.10
Базальты акайской свиты	50.00	1.20	14.00	3.10	6.80	0.16

Продолжение таблицы 1

Название породы	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП
Дуниты	37.61	1.48	0.13	0.02	0.02	
Гарцбургиты	35.50	0.41	0.05	0.04	0.06	
Троктолиты	11.50	12.72	1.09	0.11	0.02	
Оливиновые габбро	11.72	12.06	1.62	0.14	0.03	
Диопсидовые габбро	9.93	13.36	1.73	0.25	0.05	
Базальты акайской свиты	5.75	8.42	3.82	0.51	0.17	3.12

Наиболее полно комплекс представлен в пределах Кемпирсайского массива, протягивающегося с севера на юг на 78 км, при ширине от 3 км в северной части до 38 км - в южной, площадь его более 900 кв. км. Вмещающими образованиями служат амфиболиты, метаморфизованные образования нижнего палеозоя (бутакский комплекс) и, реже, вулканогенно-осадочные породы нижнего ордовика. Контакты с ними хотя и носят тектонический характер, однако отмечается зональность в метаморфизме вмещающих пород. Вблизи контактов он достигает амфиболитовой фации, по мере удаления от него сменяется породами относительно низкой степени амфиболитизации, а далее - породами зеленосланцевых фаций. Все это свидетельствует о контактовом воздействии массива на вмещающие породы.

Западный контакт массива по геолого-геофизическим данным имеет преимущественно западное и юго-западное падение. Случаи восточного падения с относительно крутыми углами (65-80°) отмечались лишь в районе Шиликтинской структуры. Восточный контакт также большей частью имеет крутое

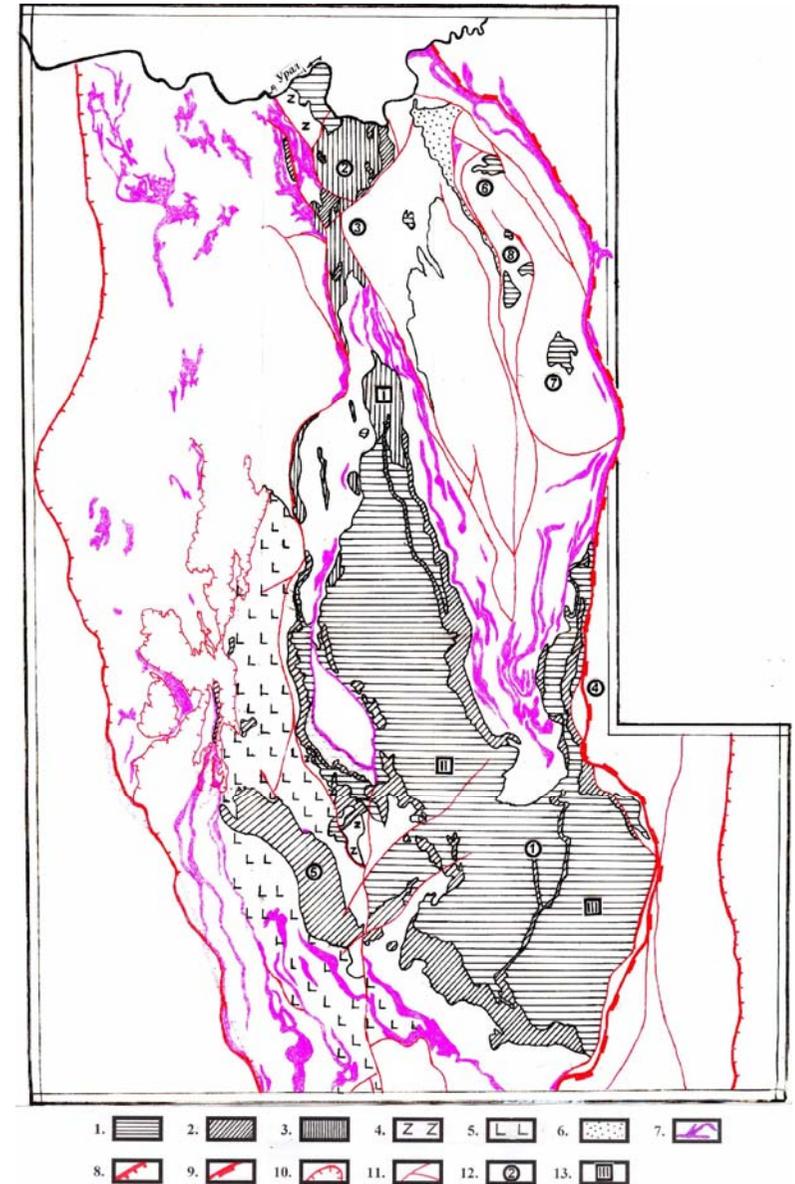


Рис.2. Схема строения Кемпирсайского среднеордовикского комплекса.

Продолжение подписи к рис. 2.

1-6 – Подкомплексы: 1 – дунит-гарцбургитовый; 2 – габбровый; 3 – дунит-клинопироксенит-габбровый; 4 – диабазовый (дайковый) – сближенных даек; 5 – толеитовых базальто; 6 – пелагических осадков; 7 – серпентинитовый меланж; 8 – надвиги; 9 – структурная зона Главного Уральского разлома; 10 – границы тектонических покровов; 11 – прочие разломы неясной кинематики; 12 – массивы: 1 – Кемпирсайский, 2 – Хабарнинский, 3 – Херсонский, 4 – Мамытский, 5 – Кокпектинский, 6 – Койсарысайский, 7 – Приозерный, 8 – Эбетинский; 13. блоки Кемпирсайского массива: I – Северный, II – Центральный, III – Юго-восточный.

западное падение, сменяющееся в верховьях ручья Тикаша на пологое (20-25°). Южная часть восточного контакта массива имеет крутое восточное падение. Юго-западный контакт имеет юго-западное падение под углом 60-70° с выполаживанием на глубине 400-500 м до 30-40°.

По структурно-морфологическим и петрологическим особенностям массив разделяется на три блока: северный, центральный и юго-восточный (рис. 2). Условными границами блоков являются разрывные нарушения, пересекающие массив.

Северный блок характеризуется пологим залеганием кровли и подошвы, пластинообразной формой. Северная его часть сложена породами метасоматического дунит-клинопироксенит-габбрового подкомплекса, главным образом, аподунитовыми серпентинитами. Южная - аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами первого подкомплекса. В целом блок отличается более глубоким, по сравнению с остальной частью массива, эрозионным срезом и меньшей степенью раздробленности. Последнее подтверждается отсутствием в пределах блока даек тыгашинского комплекса.

Центральный блок по площади наиболее крупный, протягивается с севера на юг на 56 км при максимальной ширине до 24 км на юге. Основными породами блока являются апогарцбургитовые серпентиниты и гарцбургиты. Среди них встречаются блоки и тела сложной формы аподунитовых, апоперцолитовых, редко - аповерлитовых серпентинитов. Между апогарцбургитовыми и аподунитовыми серпентинитами наблюдаются переходы, характеризующиеся постепенным уменьшением

количества ромбического пироксена и размеров его зерен. Кроме перечисленных разностей отмечаются жилы пироксенитов и многочисленные дайки габбро-диабазов. Весь блок испещрен дайками тыгашинского комплекса, преимущественно субширотного простирания.

Юго-восточный блок представляет единое целое с Мамытским массивом (рис.2) и имеет пластинообразную форму. Блок расположен в центральной части Бородиновского разлома. В строении его принимают участие породы дунит-гарцбургитового подкомплекса, слагающие центральную часть, и габбро, габбро-амфиболиты, амфиболиты, иситы, развитые по периферии блока. Из перечисленных пород резко преобладают дуниты, гарцбургиты и переходные между ними разности. Последние слагают зоны пород с полосчатой текстурой двух типов: тонко- и грубополосчатой. Такая текстура обусловлена чередованием полос с разным количественным соотношением оливина и энстатита. Второй тип полосчатости часто встречается на крупных хромитовых месторождениях (Алмаз-Жемчужина, Миллионное, XX лет Каз. ССР и др.).

Большую часть площади блока занимает тело дунитов, имеющее в плане кольцеобразную форму. В центре его наблюдается выход гарцбургитов, принадлежащих, по-видимому, нижней (подрудной) толще. По периферии блока развиты гарцбургиты, залегающие в разрезе выше дунитов.

Для внутреннего строения Кемпирсайского массива характерно, как уже отмечено выше, большое количество деформационных структур. Изучение их проводилось с 1986 года сотрудниками ГИН АН СССР Г.Н. Савельевой, А.А. Савельевым и Е.А. Денисовой. При обработке полученных и опубликованных ранее (Кравченко, 1966) данных в пределах юго-восточного блока выделены две струйные структуры высокотемпературного течения ультрабазитов в твердопластичном состоянии. Течение потока в обеих структурах субгоризонтальное, ориентированное в северо-восточном направлении.

Кроме пликативных деформаций в массиве отмечается большое количество разрывных нарушений, ориентированных преимущественно в двух направлениях: субширотном (преобладающее) и северо-западном. Простирание разломов совпадает с ориентировкой кливажа и сланцеватости в гипербазитах.

Большинство субширотных разломов фиксируется многочисленными дайками диабазов, габбро-диабазов, диабазовых порфиритов. Участки пород между зонами субширотных разломов нарушены системой трещин, субпараллельных этим разломам. К контактам ультрабазитов с габброидами и габбро-диабазами приурочены участки развития метасоматических пород хлорит-тремолитового, тремолитового, шпинель-тремолитового, шпинель-сапфирин-тремолитового, хлорит-талкового и амфибол-талкового составов. Мощность таких зон изменяется от долей метра до первых метров.

1.1. Дунит-гарцбургитовый подкомплекс.

Этот подкомплекс имеет максимальную площадь распространения. Наиболее полно он представлен в центральной, южной и юго-восточной частях Кемпирсайского массива. Кроме этого, подкомплекс слагает Мамытский, Приозерный, Койсарысайский и Эбетинский массивы. Определяющая роль среди литологических разностей принадлежит гарцбургитам, в подчиненном количестве представлены дуниты, еще меньше лерцолиты, верлиты, пироксениты. Между двумя основными разностями пород - гарцбургитами и дунитами - существуют постепенные переходы в виде полосчатых образований. Для всех пород подкомплекса характерна простота минерального состава, определяющаяся сочетанием четырех минералов: оливина, ортопироксена, клинопироксена и хромшпинелида. Все разности пород в той или иной степени серпентинизированы. Выделяется две стадии серпентинизации. Первая (ранняя) обусловлена гидратацией внедрившихся масс гипербазитов под воздействием слабо минерализованных вод из вмещающих толщ и выражается в безмагнетитовой изохимической серпентинизации. Степень изменения пород составляет 70-80%. Вторая стадия, по данным Н.В. Павлова (1973), гипергенная, связана с внешними воздействиями, выражается в появлении лизардита и дополняет раннюю до 100%. Кроме этого, имеет место гидротермальная серпентинизация аллохимического характера. По результатам структурного бурения на глубине 1330 м (скв. 639) проводится граница раздела пород подкомплекса на серпентинизированные и свежие дуниты и гарцбургиты. На других участках она прохо-

дит на большей глубине (месторождение Алмаз-Жемчужина).

Изучение химического состава гипербазитов (табл.1) проводилось на основании силикатных анализов, которые пересчитывались в соответствии с общей методикой на безводный состав с расчетом коэффициентов RO^1/SiO_2 , H_2O/SiO_2 , f - железистость. При изучении приповерхностных апогарцбургитовых серпентинитов установлены следующие значения отношений: $RO^1/SiO_2 = 1.5 - 1.6$, $H_2O/SiO_2 = 0.95-1.2$, что соответствует уровню серпентинизации 80-100%. По мнению Д.С. Штейнберга (1977), такие соотношения RO^1 / SiO_2 свидетельствуют об аллохимическом характере серпентинизации. Согласно расчетам, уже с глубины 100-150 м от поверхности отношения RO^1/SiO_2 в серпентинизированных гарцбургитах имеют значения 1.7-1.8. Эти значения считаются нормальными и стандартными для альпинотипных гарцбургитов, как свежих, так и изохимически серпентинизированных. Железистость (f) пород в приповерхностной части разреза и по скважинам колеблется в узких пределах: от 9.5 до 10.5. Железистость оливина и пород зависит только от их химического состава, но не от положения в разрезе. В однотипных породах она на любых гипсометрических уровнях строго постоянна и отвечает мировому типу.

По материалам Л.И. Колотилова изменение отношения RO^1 / SiO_2 составляет 1.85-2.05, железистость колеблется от 8.0 до 9.8 %, что в целом соответствует типичным дунитам альпинотипного комплекса. Значительные изменения состава гипербазитов наблюдаются в породах, залегающих вблизи даек габбро-диабазов и габброидов. Активный характер контактов подчеркивается широко развитым контактовым метасоматозом, сопровождавшимся привнесением в серпентиниты CaO , SiO_2 , Al_2O_3 и образованием тремолита, хлорита, зеленой шпинели, иногда основного плагиоклаза. В серпентинитах снижается общее количество MgO , п.п.п, увеличивается относительное содержание FeO .

Содержания рассеянных элементов в породах дунит-гарцбургитового подкомплекса (относительно среднемировых для ультраосновных пород, по данным Виноградова) таких основных для этого типа пород элементов как хром, никель и кобальт очень низки. По-видимому, вынос этих элементов происходил в процессе метаморфизма исходных пород. Халько-

фильные элементы образуют концентрации выше кларковых, что также обусловлено метасоматическими процессами.

1.2. Габбровый подкомплекс.

Подкомплекс объединяет плутонические габброиды, тесно ассоциирующие с альпинотипными гипербазитами и представляющие комплементарный к ним продукт селективного плавления верхней мантии (Штейнберг Д.С., 1982 г.). Породы образуют прерывистую кайму вокруг Кемпирсайского массива.

Тесное генетическое родство габброидов с гипербазитами первого подкомплекса подтверждается наличием полосчатой габбро-перидотитовой ассоциации, которая характеризует переходную зону между гипербазитами и троктолитами или оливиновыми габбро. По данным А.А. Ефимова (1984), в разрезе наблюдаются постепенные переходы от лейкократовых троктолитов к оливиновой породе, а также анортитсодержащие участки в гипербазитах, что позволяет ему высказать предположение об образовании троктолитов в процессе метаморфизма первичного гипербазитового субстрата, а тела ультраосновных пород считать реликтовыми.

Основные разновидности пород, входящих в габбровый подкомплекс западнее Кемпирсайского массива, представлены габброидами ряда троктолит - оливиновое габбро - диопсидовое габбро. В резко подчиненном количестве отмечены пикриты, пироксениты и дуниты.

Наиболее изучен и детально описан в литературе Кокпектинский массив (рис.2), перекрывающий гарцбургиты первого подкомплекса в юго-западной части Кемпирсайского массива. В пределах Кокпектинского массива наблюдается закономерное изменение состава пород с востока на запад: в контакте с дунит-гарцбургитами залегают троктолиты, которые сменяются в западном направлении оливиновыми, а затем диопсидовыми габбро. В породах широко развиты пятнистые, полосчатые текстуры, обусловленные линейноплоскостной ориентировкой минералов, различной их зернистостью, перераспределением порообразующих минералов. Падение полосчатости, как правило, западное, но в восточной части массива изменяется от северо-западного до южного. Углы падения - от 65-70° до 90°.

Ориентировка полосчатости, а также общее западное падение вмещающих пород, говорит о западном падении массива. Следовательно, троктолиты, приуроченные к восточной части Кокпектинского массива, слагают его низы.

В троктолитах и оливиновых габбро этого массива на границе оливина и плагиоклаза развиты каймы разного состава (Г.Б. Ферштатер 1984), которых выделено четыре типа: 1) диопсид; 2) диопсид+диопсид-шпинелевый симплектит; 3) диопсид+тремолит+тремолит-шпинелевый симплектит; 4) тремолит+тремолит-шпинелевый симплектит. Экспериментальными работами установлено, что первые два типа кайм образуются в условиях высоких давлений (6-9 кбар) и характерны для абиссальной фации габброидов, третий и четвертый - в процессе водного метаморфизма амфиболитовой ступени, накладывающегося на более высокотемпературные парагенезисы.

В троктолитах часто встречаются интенсивно метаморфизованные включения гарцбургитов, мелкие обломки которых полностью превращены в оливин - энстатит - диопсидовые породы. Троктолиты на контакте с ксенолитами превращены в хлорит-пренитовые породы. Переход от троктолитов к оливиновым габбро происходит постепенно, через примесь диопсида. Оливиновые габбро также содержат ксенолиты гарцбургитов, преобразованных в этом случае в верлиты или меланократовые диопсидсодержащие троктолиты.

Характерным для габброидов Кокпектинского массива является уменьшение основности плагиоклаза от Ap_{85-90} до Ap_{60-45} в направлении с востока на запад (от троктолитов к диопсидовым габбро), при возрастании железистости диопсида от 0,13 до 0,26% (Штейнберг Д.С., 1982).

По химическому составу габброиды Кокпектинского массива низкощелочные, умеренно- и высокоглиноземистые ($al^1 = 0,8 \div 1,7$) с низким содержанием титана и железа (табл.1). В породах отмечаются повышенные концентрации никеля, кобальта, свинца и мышьяка при низком содержании молибдена, ванадия, титана, марганца, серебра.

Кроме габброидов Кокпектинского массива в подкомплекс включены габбро-амфиболиты, пироповые амфиболиты и амфиболиты краевых частей Кемпирсайского массива, а также

роговообманковые эклогиты и клинопироксен - гранатовые эклогитовые амфиболиты Мамытского массива

В результате детального изучения граната и амфибола из амфиболитов в разрезе по р. Куагаш установлено наличие резкого температурного градиента: от 700-750 градусов в верхней части разреза до 550-600 - в нижней. Парагенезис пород соответствует верхам амфиболитовой фации и давлениям не ниже 7 кбар. На основании полученных данных Ефимовым А.А. (1984) высказано предположение об образовании габбро-амфиболитовой зоны в результате "синкинематического метаморфизма, связанного с мощными динамическими явлениями на стыке твердого и высоконагретого тела Кемпирсайского массива с более холодным окружением (региональный фон соответствовал зеленосланцевой фации)". При этом происходил обмен веществом между массивом и окружением. По-видимому, на современном этапе эта гипотеза о происхождении габбро-амфиболитов и амфиболитов наиболее приемлема. К такому же выводу пришли и другие исследователи, занимавшиеся изучением строения Мамытского массива (1983). Габбро-амфиболиты и амфиболиты западного обрамления этого массива сходны с куагашскими. Восточная же часть разреза по р. Мамыт имеет существенные отличия. В ее составе выделяются породы, отсутствующие в пределах Кемпирсайского массива: роговообманковые эклогиты и в меньшем количестве клинопироксен-гранатовые эклогитовые амфиболиты. Эти породы содержат ассоциацию минералов, характерных для областей высокого давления: гранат+омфацит±ромбический пироксен (±плагиоклаз), редкие зерна муассанита. Происхождение данной ассоциации эти исследователи связывают с мантийным этапом развития гипербазитового комплекса и считают ее реликтовой, дOMETAMORФИЧЕСКОЙ. Условия метаморфизма амфиболитов обрамления Кемпирсайского и Мамытского массивов сходны: и те и другие принадлежат фациям гранатовых и эпидотовых амфиболитов, образовавшихся при температуре 650-500 градусов и давлении не выше 4 - 5 кбар. Однако имеются и существенные различия. Так, при переходе от куагашских амфиболитов к мамытским увеличивается щелочность пород, главным образом, за счет проявления роговой обманки, более богатой натрием. Этот факт объясняется наличием в первичных

породах Мамытского массива магматического натрового пироксена (омфацита) и позволяет высказать предположение о разобщенности Мамытского и Центрального блока Кемпирсайского массивов, причем первый образовался в более глубоких и более щелочных условиях.

Габбровый подкомплекс датируется ранним-средним ордовиком, как и весь кемпирсайский офиолитовый комплекс. Этому не противоречат определения абсолютного возраста, выполненные калий-аргоновым методом по двум пробам: 446 ± 16 и 461 ± 4 млн. лет. Вместе с этим в литературе имеются данные о более молодом возрасте габброидов. Так, Р. Эдвардом и Д. Вассербургом выполнены определения абсолютного возраста по соотношению изотопов Sm/Nd и Sr/Rb для флазер-габбро с р. Куагаш и пегматоидного габбро р. Шандаша, давшие следующие значения: 397 ± 20 млн. лет и 396 ± 33 млн. лет соответственно.

1.3. Дунит - клинопироксенит - габбровый подкомплекс.

Подкомплекс объединяет обогащенные калием габброиды, клинопироксениты и дуниты, развитые в Хабаровинском и Херсонском массивах, а также в северной части и западной эндоконтактной зоне Кемпирсайского. Хабаровинский массив, в целом имеющий площадь более 400 км^2 , в пределах Казахстана представлен меньшей своей частью. Восточный контакт массива (Тищенко В.Т., 1983) полого падает на запад ($10-12^\circ$), западный - на восток, что указывает на его лакколитообразную форму. Об этом же, как будто, свидетельствует аномалия силы тяжести, приуроченная к середине массива. Основываясь на тех же материалах Зоненшайн Л.П. считает его гипербазитовой пластиной, надвинутой в разогретом состоянии с востока на запад.

Около 80 % площади массива слагают гарцбургиты дунит-гарцбургитового подкомплекса, имеющие развитие преимущественно в западной его части.

Восточная и южная части Хабаровинского массива сложены породами дунит-клинопироксенит-габбрового подкомплекса, в строении которого, кроме пород, перечисленных в названии подкомплекса, участвуют верлиты, вебстериты, тылаи-

ты, габбро-нориты, роговообманковые габбро, монцониты, субщелочные габбро и др.

Подкомплекс широко развит также в пределах Херсонского массива, протянувшегося в северо-западном направлении более чем на 10 км при ширине 1,8-3,5 км и расположенном в промежутке между Хабарнинским и Кемпирсайским массивами (рис. 2). Массив представлен аподунитовыми серпентинитами, клинопироксенитами и габбро, причем первые слагают его восточную и южную часть, вторые - западную, а габброиды - северную и, кроме того, образуют различные по размерам тела, залегающие среди полей двух первых разновидностей пород.

На Кемпирсайском массиве породы третьего подкомплекса слагают его северную часть. Основную часть площади их распространения занимают дуниты. Пироксениты представлены рядом разобренных тел неправильной формы с извилистыми очертаниями, протягивающихся полосой вдоль восточного эндоконтакта массива. Габбро в этой части образует единичные дайки и небольшие по размеру тела.

Наибольшее распространение из пород подкомплекса имеют дуниты и аподунитовые серпентиниты, которые внешне и по минеральному составу мало отличаются от таковых дунит-гарцбургитового подкомплекса, но по химическому составу ближе к дунитам Платиноносного пояса Урала. Так, например, в описываемых дунитах более высокое отношение RO^1/SiO_2 - 2-2,5 и более высокая железистость от 10 до 15,5%. Кроме того, эти породы являются частично сульфидоносными, в отличие от хромитоносных первого подкомплекса.

Среди пироксенитов подкомплекса выделяются собственно клинопироксениты, оливиновые клинопироксениты и их плагиоклазсодержащие разновидности (тылаиты). По внешнему облику среди них преобладают средне- и крупнозернистые породы, реже отмечаются мелкозернистые. Состоят пироксениты, в основном, из клинопироксена диопсидового ряда, оливина и переменных количеств магнетита. В тылаитах плагиоклаз представлен, чаще всего, битовнитом, в редких случаях - анортитом.

Габбровая часть подкомплекса представлена, преимущественно, габбро - норитами, в меньшем количестве присутствуют мелано- и лейкократовые габбро, располагающиеся в контактовых зонах оливинсодержащих клинопироксенитов с гарц-

бургитами первого подкомплекса. Незначительно распространены субщелочные (калиевые) габбро и монцониты. Особенностью габброидов является пестрота их структур, выражающаяся в существовании различных переходов между мелко-, средне- и крупнокристаллическими разновидностями, от постепенных до резких. Нередко среди габбро-норитов наблюдаются обособления пегматоидных разновидностей. Такое разнообразие структур сближает описываемые породы с габброидами Платиноносного пояса Урала.

Все породы третьего подкомплекса подвержены метаморфизму амфиболитовой фации, сопровождавшемуся интенсивным катаклизмом. Результатом этих процессов является амфиболитизация пород в различной степени и появление сланцеватой, полосчатой и бластомилонитовой текстур. Однако, первичные особенности химического состава пород сохраняются. Габброиды подкомплекса характеризуются, в отличие от кокпектинских габбро, повышенными содержаниями K_2O , P_2O_5 , TiO_2 , что позволяет сопоставлять их с базальтами акайской свиты нижнего и среднего ордовика. Близость химического состава базальтов и габброидов и их пространственная совмещенность позволяют говорить о комагматичности этих пород и служит подтверждением времени образования подкомплекса.

В состав описываемого подкомплекса включены и жильные образования, представляющие собой заключительную фазу внедрения габброидов. Среди жильных образований отмечены горнblendиты, иситы, плагиоклазиты, монцониты, габбро-пегматиты. Самостоятельную группу пород составляют монцониты. Они образуют изолированные линзовидные тела, расположенные западнее Хабарнинского массива. Ширина тел составляет 200-300 м, протяженность 700-1100 м. Для них характерны средне-, реже - крупнозернистая структура, массивная, участками пятнисто-полосчатая текстура, изменчивость минерального состава.

Различия в химических составах пород первого, второго и третьего подкомплексов проявились и в различии их геохимических спектров. Так, дуниты описываемого подкомплекса отличаются более высоким содержанием титана, марганца, бария, фосфора, ванадия, меди и низким - хрома, никеля и кобальта. Габброиды, в отличие от плутонических габбро Кокпектинского

массива, имеют резко повышенное содержание рубидия, стронция, бария и свинца. Пироксениты характеризуются повышенными концентрациями хрома и никеля и пониженными - цинка, мышьяка.

2. Образования 2-го океанического слоя.

В составе второго океанического слоя выделяются два комплекса: комплекс сближенных параллельных даек основного состава и Акайский вулканогенно-осадочный комплекс.

2.1. Комплекс сближенных даек

Комплекс объединяет полнокристаллические породы основного состава, являющиеся интрузивной фацией базальтов. Основными разновидностями пород являются диабазы и габбро-диабазы, образующие параллельные дайки. Эти образования образуют полосу шириной до 1 км, на юге - до 2 км, протягивающуюся вдоль западного контакта Кемпирсайского массива от р. Шандаша до р. Куагаш. Наиболее полно породы изучены в двух разрезах: по правому безымянному притоку р. Кокпекты, расположенному севернее руч. Шандаша и по р. Куагаш в районе зимовки им. Чкалова. В первом случае на протяжении 3 км наблюдаются амфиболизированные габбро-диабазы (Ферштатер Г.Б., 1984). Степень метаморфизма в них возрастает с запада на восток. Габбро-диабазы представляют собой меланократовые породы офитовой структуры, состоящие из амфибола, реликтов клинопироксена и плагиоклаза. Крупнозернистые разновидности пород являются вмещающими для жил мелкозернистых диабазов и габбро-диабазов. Жилы имеют резкие контакты с хорошо сохранившимися зонами закалки. Химический состав жил и вмещающих пород одинаков и характеризуется высоким содержанием титана, железа и низким - щелочей. По содержанию двух первых элементов габбро-диабазы четко отличаются от плутонических габброидов (Ферштатер Г.Б., 1984).

Аналогичные породы наблюдаются и в разрезе по р. Куагаш. Здесь на протяжении ста метров обнажен массив габбро-диабазов и диабазов, образующих сближенные дайки. Практически все дайки сложены хорошо раскристаллизованными разновидностями и имеют четко выраженные зоны закалки в приконтактных частях. Среди двузакальных даек отмечается

большое количество даек, сохранивших зону закалки лишь с одной стороны, т.е. однозакальные, разорванные дайки, что указывает на многофазность внедрения габбро-диабазов. Мощность тел достигает 1.5 - 2.0 м; азимут падения даек 220-230°, угол 50-55°. Весь блок разбит многочисленными трещинами. В разрезе отмечены также и более поздние по времени внедрения субширотные с пологим южным падением дайки габбро-диабазов, прорывающие все породы подкомплекса.

По петрографическому составу, как указано выше, среди пород комплекса выделяются две разновидности: габбро-диабазы и диабазы. Обе они характеризуются меланократовостью, мелкозернистой, равномернозернистой и порфиroidной структурами. Порфиroidные выделения представлены сосюритизированным зональным плагиоклазом либо амфиболизированным пироксеном. Основная масса пород сложена микролитами этих же минералов, и включает, кроме того, мелкую рассеянную вкрапленность магнетита. В большей степени проявляются окварцевание и актинолитизация пород.

Петро- и геохимические характеристики габбро-диабазов имеют резкую обособленность от плутонических габбро второго подкомплекса и близость к базальтоидам акайской свиты. На классификационной диаграмме Rb - Sr (Ферштатер Г.Б., 1984) фигуративные точки габбро-диабазов располагаются в поле примитивных океанических толеитов. Относительно высокое содержание железа, титана, иттрия подтверждает этот вывод. При сравнении состава плутонических и вулканоинтрузивных габброидов уральскими геологами выявлено закономерное изменение состава в ряду троктолит-оливиновое габбро-диопсидовое габбро-базальтоиды (габбро-диабазы, диабазы). Последние как бы завершают этот ряд, в котором от троктолитов к базальту возрастает содержание кремнезема, титана, железа, щелочей, ванадия, редких элементов, растет меланократовость и падает основность плагиоклаза (Ферштатер Г.Б., 1984). Общим для плутонических и вулканоинтрузивных габброидов является бедность их такими элементами как фосфор, щелочи, рубидий и стронций.

Согласно имеющимся публикациям, габбро вулканоинтрузивного типа, слагающие комплекс сближенных даек, являются производными плутонических габброидов и залегают

в верхней части офиолитового разреза. Возраст их, как и всего кемпирсайского офиолитового комплекса, ранне- и среднеордовикский. Комагматами диабазов и габбро-диабазов комплекса являются базальты акайской свиты.

2.2. Акайский вулканогенно-осадочный комплекс (акайская свита - O₁₋₂ ак).

Образования Акайского комплекса чрезвычайно широко распространены на территории описываемого района. В начале толще измененных основных эффузивов с прослоями туфогенных и осадочных пород была выделена Н.И.Леоненко в 1955 году. Название дано по руч. Акай - правому притоку р. Жаксы-Каргалы, где находится ее стратотип. Впоследствии свита была признана сборной, ее отложения включены в состав других подразделений и название вышло из употребления (Стратиграфический словарь СССР, 1975). Новые материалы, полученные при геологическом доизучении Кемпирсайского района, в частности, результаты изучения детальных разрезов, находки фауны, позволили опровергнуть мнение о сборном характере акайской свиты и восстановить употребление этой стратиграфической единицы (Новиков, Бабенко, 1985; Иванов, Бабенко, Наседкина, 1987).

Образования Акайского комплекса слагают до 50% площади Косистекско-Аксуйской зоны, протягиваясь вдоль ее восточной границы в виде прерывистой, расширяющейся к югу (до 15 км), разделенной зонами меланжа на блоки, субмеридиональной полосы, от верховьев руч. Косагаш на севере до верховьев руч. Кокпекты и Каражар на юге и далее, переходя в Западное Примугоджарье. В Кемпирсайской зоне породы акайского комплекса распространены, по-видимому, не менее широко, однако, в ходе диапиридного перемещения Кемпирсайского массива они совместно с породами других комплексов, свит и толщ были метаморфизованы и дислоцированы настолько, что стало практически невозможно распознать и отделить друг от друга. Сохранились лишь отдельные блоки в западной экзоконтактовой зоне массива, сложенные относительно слабо метаморфизованными породами типично "акайского" облика.

В разрезе акайского комплекса преобладают подушечные лавы базальтов. Встречаются также пластовые потоки диабазов, прослои и пачки литокластических туфов основного состава. В значительных объемах отмечаются туффиты различной зернистости, туфопесчаники, полевошпат-кварцевые песчаники, алевролиты и аргиллиты, слагающие прослои и мощные (до 200 м), протяженные субмеридионально ориентированные пачки, прослеживающиеся по простиранию на расстояние до 10-15 км. Эпизодически в разрезах присутствуют глинисто-кремнистые и кремнистые сланцы, изредка встречаются прослои и линзы яшм. Мощность комплекса превышает 2500 м. Взаимоотношения его с окружающими толщами повсеместно тектоническое. Образования комплекса вмещают достаточно многочисленные силлы, штоки и дайки диабазов. Для него характерно также обилие штоков и даек спессартитов, отмечаются и единичные штоки пикритов.

Гипостратотип акайского комплекса описан по правому берегу р. Куагаш к западу от Чкаловской фермы (Иванов, Бабенко, Наседкина, 1987). Породы его по разрезу в нескольких местах охарактеризованы фауной. Так, на меридиональном участке р. Куагаш, в 400 м к западу от фермы, в пачке кристаллокластических туффитов среднего состава, залегающих среди базальтов, найдены конодонты *Cordylodus cf. ramosus* Hadd. и др., характерные для низов среднего ордовика. В 1,75 км ниже по течению, из прослоя вишнево-бурых кремнистых туфоаргиллитов в литокластических туфах базальтов отобраны конодонты *Drepanodus aff. subarcuatus* Purnisch, *Drepanodus cf. arcuatus* Pander, *Oistodus cf. lanceolatus* Pander ранне-среднеордовикского возраста. Еще в 0,5 км к западу, в мощной пачке песчаников, залегающей среди базальтов, вблизи с. Тассай (с. Троицкое) собраны плохо сохранившиеся беззамковые брахиоподы и акритархи ранне-среднеордовикского облика (Новиков, Бабенко, 1985). Тогда же обосновано отнесение этой пачки песчаников к разрезу акайской свиты (комплекса). Ранее (Абдулин, Авдеев, Сеитов, 1977) упомянутая пачка выделялась как самостоятельный тектонический клин кидрясовской свиты. Примерно в этой же части разреза акайской свиты (комплекса), на юго-восточной окраине с. Тассай (Троицкого), в редких линзовидных телах известняков, размером до 0,4 x 1 м, залегающих

в субмеридиональном пласте туфоконгломератов (мощностью около 2 м) среди базальтов, найдены редкие криноидеи и конодонты, с наибольшей вероятностью указывающие на ранне-среднеордовикский возраст вмещающих пород (Иванов, Бабенко, Наседкина, 1987).

Находки фауны в породах акайской свиты известны и в других пунктах. Так, в линзовидном прослое красных кремнистых туфоаргиллитов, среди базальтов, обнажающихся на левом берегу р. Ойсылкара, в 2 км к юго-востоку от пос. Абая (Сухиновка), К.С. Ивановым найдены конодонты *Acontiodus falcatus* (Hadd.), *Drepanodus cf. arcuatus* Pander, *Oistodus cf. extenuatus linguatus* Lind., *Periodon cf. aculeatus* Hadd., характерные для низов среднего ордовика. На крайнем севере площади распространения комплекса (свиты), на левом берегу р. Медес, в 0,9 км по аз. 245° от устья р. Колымбай, в линзе сургучных яшм среди базальтов В.Н. Пучковым и К.С. Ивановым собраны среднеордовикские конодонты *Periodon cf. aculeatus* Hadd., *Prothopanderodus insculptus* (Br. et M.), *Spinodus spinathus* (Hadd.). Приведенные данные позволяют считать возраст акайского комплекса (свиты) ранне-среднеордовикским. (Такой возраст и название свиты (комплекса) приняты на IV Уральском стратиграфическом совещании, 1990 г.).

Наиболее характерными породами комплекса (свиты) являются базальты. Это массивные, реже миндалекаменные порфиновые породы с интерсертальной и вариолитовой структурой основной массы. Порфиновые вкрапленники представлены мелкими (до 1 мм) лейстами, реже таблицами альбитизированного плагиоклаза и короткопризматическими кристаллами моноклинного пироксена, образующими офитовые и пойкилоофитовые сростания. Количество их составляет 10-25% объема породы. Основная масса состоит из беспорядочно расположенных микролитов, иногда мелких (0,2-0,5 мм) лейст плагиоклаза и сноповидных вариолей, представляющих собой тонкие метельчатые сростания плагиоклаза и пироксена. Интерстиции кроме мелких зерен пироксена выполнены хлоритом и лейкоксеном. В геохимическом плане базальты, равно как и субвулканические диабазы имеют специализацию на мышьяк: при кларке 0,0002 (для пород основного состава), среднее содержание элемента составляет 0,005%. Остальные элементы

концентрируются либо в количествах близких к кларковым (Cu, Pb, Zn), либо значительно меньших, чем таковые (Ni, Co, Cr, V, Ti). По соотношению содержания Rb и Sr в базальтах акайской свиты (комплекса), с некоторой долей условности, можно говорить о них, как о производных океанической толеитовой магмы. Принадлежность их к толеитовой серии подтверждается и в результате изучения химических анализов, при разделении эффузивов по критерию Мияширо. Они относятся к породам с нормальной и иногда слабо повышенной щелочностью, при значительном преобладании Na₂O над K₂O и характеризуются относительно низким, по сравнению с другими толеитовыми сериями областей растяжения, содержанием Al₂O₃, MgO, FeO и TiO₂ (табл.1).

Туффиты, слагающие мощные протяженные пачки среди базальтов, представлены, как правило, слоистыми псаммитовыми и алевроитовыми разностями серого и темно-серого цвета. Преобладают алевроитовые туффиты. Пирокластический материал в них представлен мелкими обрывками вулканического стекла, остроугольными обломками плагиоклаза и кварца, осадочный - слабо обработанными мелкими обломками этих же минералов. Цемент - кремнистый, либо кремнисто-хлоритовый.

Песчаники и алевролиты, слагающие мощную Троицкую пачку, а также мелкие линзы и прослои среди базальтов - это темно-серые и зеленовато-серые, массивные породы, сложенные полуокатанными, реже угловатыми обломками кварца (70-80%) и плагиоклаза (20-25%). Кроме них присутствуют чешуйки мусковита и биотита (до 5%), фрагменты кремнистых пород, эффузивы основного и, иногда, кислого состава. Цемент - базальный, редко контактово-поровый, по составу хлорит-серицит-кварц-полевошпатовый.

Одной из характерных черт свиты (комплекса) является обилие субвулканических тел, сложенных габбро-диабазами, спессартитами и редко пикритами.

3. Образования 1-го океанического слоя Кемпирсайского антиклинория.

Завершение развития ордовикского палеоокеана происходило в условиях существования ордовикской островной дуги

и накопления достаточно глубоководных отложений углисто-кремнисто-глинистого состава. Ненарушенных контактов между образованиями 2-го и 1-го океанического слоя в районе не существует. Большинство блоков пород осадочных комплексов, тектонически перекрывающих базальты акайского комплекса (2-ой океанический слой), как правило, лишены определенных органических остатков. Однако, в северной части Кемпирсайского антиклинория отмечены блоки осадочных пород, содержащих конодонты позднеордовикского возраста. Так, в пачке коричневатых и зеленоватых алевритистых равноплитчатых кремней, обнажающаяся в верхней части склона горы у зимовки Кенсайран на правом берегу р. Тереклы, установлены конодонты *Periodon grandis* (Ethington), *Drepanodus* sp.

Наиболее крупный блок вулканогенно-осадочных пород ордовикского возраста установлен восточнее Хабарнинского массива по руч. Коктас (правый приток р. Эбиты). Кремнистая толща этого блока отнесена к Коктассайской толще. Здесь в правом борту руч. Коктас, начиная с 520 м по азимуту 22° от его устья, с запада на восток описано 45 слоев кремней, глинисто-кремнистых, углисто-глинисто-кремнистых сланцев, метафтанитов, а иногда глинистых сланцев. Породы серого, темно-серого до черного цвета прослаиваются между собой.

В слое 27 - серые и темно-серые метаморфизованные кремнистые сланцы со щеповидной отдельностью. В породах К.С. Ивановым найдены конодонты *Acodus* sp. indet., *Drepanodus* sp. indet., *Falodus* (?) sp. indet., *Distodus* cf. *parallelus* Pander, *Periodon* (?) sp. indet. ордовикского возраста (заключение В.А. Наседкиной) – 56.

Заключение.

Развитие Урала на протяжении многих сотен миллионов лет (650-220 млн. лет) протекало в условиях раскрытия океанических бассейнов, их последующим закрытием, образованием складчатых сооружений, что, впрочем, было тесно увязано с глобальной эволюцией.

Главные события, приводившие к образованию палеоокеанической коры, периодически повторялись в этой истории - в нижнем-среднем ордовике, в среднем девоне, возможно, в

нижнем карбоне.

Изложенный фактический материал, в основном, доказывает существование на территории Казахского Урала ордовикского палеоокеана. Решение спорных вопросов может являться объектом альтернативных интерпретаций и служить основой для последующих геологических исследований.

Литература

1. **Абдулин А.А., Авдеев А.В., Сеитов Н.С.** Тектоника Сакмарской и Орь-Илекской зон Мугоджар – А-Ата, Наука, 1977. 235 с.
2. **Габбро и гранитоиды, ассоциированные с гипербазитами Кемпирсайского и Хабарнинского массивов на Южном Урале** / Г.Б. Ферштатер, Н.С. Бородина, Е.В. Пушкарев, В.А. Чашухина – Препринт УНЦ АН СССР, Свердловск, 1982. 74 с.
3. **Ефимов А.А.** Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов – М., Наука, 1984. 232 с.
4. **Ефимов А.А., Пучков В.Н.** О происхождении офиолитовой ассоциации – АН СССР, УНЦ, Свердловск, 1980. 63 с.
5. **Иванов К.С., Бабенко В.А., Наседкина В.А.** К стратиграфии вулканогенных толщ ордовика Сакмарской зоны Урала – Новые данные по геологии Урала: информационные материалы, Свердловск, УНЦ АН СССР, 1987, с. 12-25.
6. **Коробков В.Ф., Новиков И.Н., Федоров В.И.** Кемпирсайская офиолитовая ассоциация. Свердловск. С. 56-65.
7. **Новиков И.Н., Бабенко В.А.** Новые данные о геологическом возрасте и составе акайской свиты (Ю. Урал). / Ежегодник – 1984 – Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР, Свердловск, 1985, с. 21-23.
8. **Природа амфиболитов Кемпирсайского и Мамытского массивов** / Н.А. Панях, С.Ф. Соболев, Т.Л. Петрова, С.В. Маламедов – Изв. АН СССР, сер. геол., 1983, №2, с. 25-38.
9. **Смирнова Т.А.** Некоторые новые данные о гипербазитах Кемпирсайского плутона. / Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала – Свердловск, 1969, с. 93-102.
10. **Ферштатер Г.Б.** Петрология главных интрузивных ассоциаций – М, Наука, 1987. с. 232.
11. **Штейнберг Д.С., Чашухина И.С.** Серпентинизация ультрабазитов – М., Наука, 1977. 311 с.
12. **Эвгеосинклинальные габбро-гранитовые серии** / Г.Б. Ферштатер, Л.В. Малахова, Н.С. Бородина и др. – М., Наука, 1984. 264 с.