

УДК 552.321.6:551.24

## ФРАГМЕНТЫ ОКЕАНИЧЕСКОЙ И КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ МАНТИИ В ОФИОЛИТАХ ОБРАМЛЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ: СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ГЕНЕЗИС ПЕРИДОТИТОВ САХАЛИНА

© 2018 г. **А. А. Степашко<sup>1</sup>**, **Ф. П. Леснов<sup>2</sup>**<sup>1</sup>*Институт тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия*<sup>2</sup>*Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия**e-mail: lesnovfp@list.ru*

Поступила в редакцию 26.11.2015 г., после доработки 03.03.2016 г.

Приведены результаты исследования оригинальных и опубликованных данных по химическому составу и возрасту мантийных перидотитов из офиолитов о. Сахалин. Установлена вещественная и генетическая близость перидотитов полигенных Березовского и Шельтингского плутонов, с одной стороны, и серпентинитов зон меланжа, с другой. По содержаниям и характеру вариаций  $Fe_2O_3$  и  $MgO$  перидотиты Сахалина принципиально отличаются от перидотитов офиолитовых комплексов Северо-Востока Азии (массивы Красногорский, о. Карагинского и др.), которые являются фрагментами мантии Тихоокеанской плиты. Напротив, сахалинские перидотиты имеют субконтинентальный генезис и близки по составу к ксенолитам лерцолитов мантии Ханкайского микроконтинента (южный Сихотэ-Алинь). Рассмотрена ритмика чередования сжатия и растяжения на окраине Азии за последние 180 млн лет, вызванная циклическим изменением скорости тихоокеанского спрединга. Образование Березовского массива, по данным, полученным U/Pb методом по цирконам, произошло 169–154 млн лет назад при юрском растяжении окраины континента. Согласованные данные по составу и возрасту показывают, что офиолиты Сахалина формировались в пределах окраинно-морского бассейна в процессе рифтогенного разрушения периферии Ханкайского кратона. Предполагаемая тектоническая обстановка была близка к той, которая реконструируется для юрских офиолитов Жозефин калифорнийской окраины Северо-Американского континента. Континентальный генезис перидотитов Сахалина согласуется с возрастом и тектоническим режимом формирования офиолитов острова.

DOI: 10.7868/S0030157418030139

### ВВЕДЕНИЕ

Накопление новых данных по составу и строению офиолитов в разных регионах мира, прежде всего изучение комплексов Тетиса [56, 57], подтвердило многообразие возможных обстановок, в которых формируется эта важнейшая с тектонической точки зрения ассоциация. За последние годы значительно усложнились и представления о природе офиолитов северо-западного обрамления Пацифики [33, 46, 48, 63 и др.]. Широкое распространение получила супрасубдукционная концепция, предполагающая, что офиолиты Северо-Востока Азии формировались в условиях океанических субдукционных систем, затем были тектонически перемещены на тысячи километров из центральной части Пацифики и аккретированы к континентальной окраине. Остается общепринятым вместе с тем то, что офиолиты этого региона являются “чуждыми” для Азии, вне зависимости от того, формировались ли они в абиссальных условиях или в океанических островодужных системах типа Марианской. В таком контексте мантийные

перидотиты восточной окраины Азии, ключевой компонент офиолитовой ассоциации, принято рассматривать в качестве фрагментов тихоокеанской мантии.

Результаты наших исследований геологии, состава и возраста гипербазитов о. Сахалин [16–19] ставят под сомнение обязательность такой интерпретации генезиса перидотитов восточной окраины Азии. Принципиальный вопрос, который ранее практически не затрагивался в литературе, заключается в том, все ли перидотиты в аккреционных комплексах Западной Пацифики являются фрагментами океанической мантии или же какая-то часть из них относится к подкратонной мантии Азиатского континента. Сравнительный анализ как наших, так и данных других исследователей, показывает, что перидотиты Сахалина очень близки по составу к фрагментам литосферной мантии южной части Сихотэ-Алиня. По всей видимости, как перидотиты, так и офиолиты острова в целом, имеют не океаническое, но окраинно-континентальное

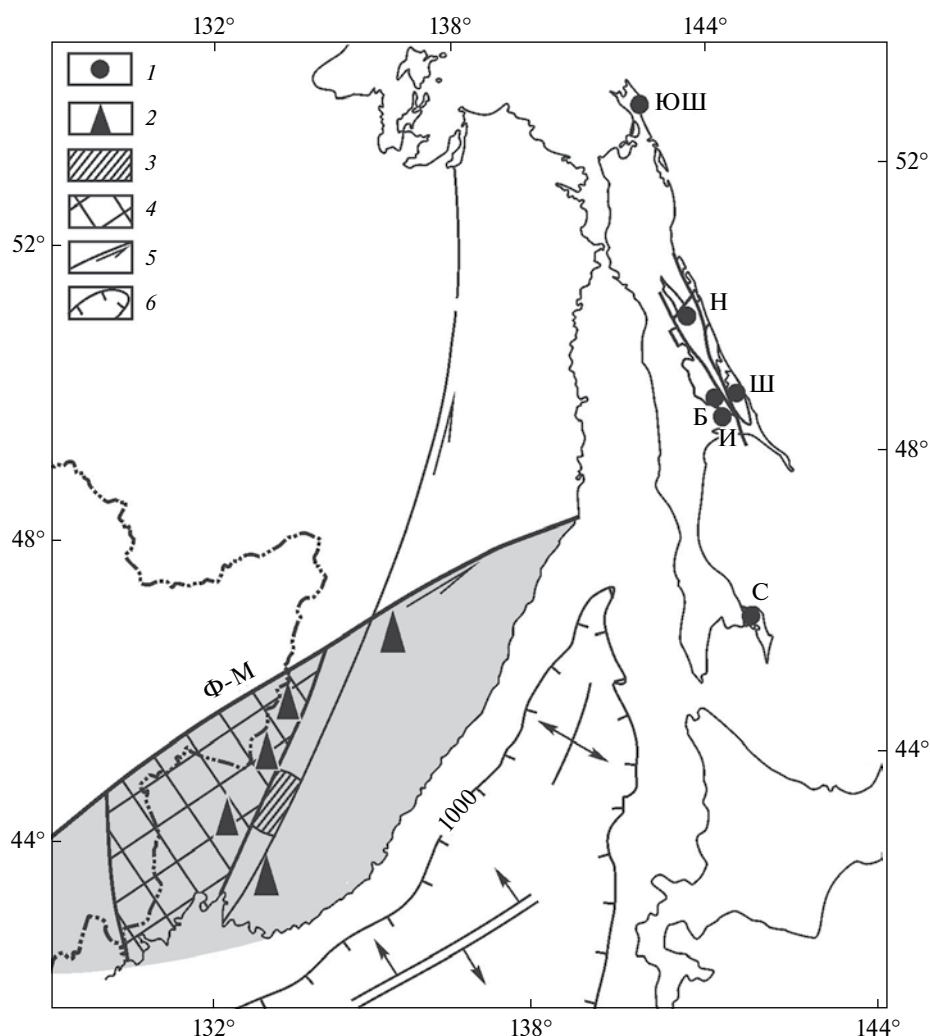
происхождение. Обоснование этого важного вывода является стержнем предлагаемой работы.

Возраст и геодинамический режим офиолитов Сахалина хорошо согласуются с предполагаемым генезисом мантийных перидотитов. Чередование тектонических обстановок на окраине Азии регулируется динамикой тихоокеанской литосферы [28–30, 64]. Кривая изменения скорости спрединга в последние 180 млн лет, как будет показано, позволяет надежно датировать периоды сжатия и растяжения вдоль границы океан – континент. Офиолиты Сахалина формировались в юре при самом продолжительном растяжении на востоке

Азии, скорее всего в условиях окраинно-морского спрединга при рифтогенном разрушения ее окраины. Именно такая тектоническая обстановка наиболее благоприятна для попадания блоков континентальной мантии в аккреционные комплексы.

### СОСТАВ И ПРИРОДА ПЕРИДОТИТОВ САХАЛИНА

Ультраосновные породы пользуются на острове широким распространением (рис. 1), разнообразны по составу и объединяются в мезозойскую Восточно-Сахалинскую офиолитовую ассоциацию [5, 10,



**Рис. 1.** Положение массивов перидотитов Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации и близких к ним по составу мантийных перидотитов Сихотэ-Алиня в структуре континентальной окраины. 1 – массивы ультрамафит-мафитового состава о. Сахалин: Б – Березовский; Ш – Шельгингский; ЮШ – Южно-Шмидтовский (Левенштерновский); тела серпентинитов меланжа: Н – Набильского; С – Сусунайского районов; И – Восточно-Сахалинских гор (Ивашкинский комплекс), 2 – миоценовые щелочно-базальтовые постройки с мантийными ксенолитами [27], 3 – калиновский офиолитовый комплекс, девон [7], 4 – ханкайский древний массив. Серым цветом показано предполагаемое распространение верхней мантии Ханкайского кратона, 5 – региональные сдвиги. Ф-М – Фушунь-Мишаньский разлом мегасистемы Тан-Лу, 6 – область редуцированной коры Япономорской котловины (стрелками показаны направления растяжения при ее раскрытии в миоцене).

23, 26]. Характерным структурным элементом ее являются мощные зоны серпентинитового меланжа, ширина которых достигает, например в центральной части Набильского хребта, 5–10 км [3, 20, 23, 31]. Перидотиты в меланже сильно серпентинизированы и представлены бескорневыми глыбами и тектоническими блоками разного размера. Мантийная принадлежность и океаническая природа этих образований обычно не подвергаются сомнению. К типичным офиолитовым гипербазитам мантийного генезиса также относится крупный блок дунит-гарцбургитового состава, расположенный на севере острова – Южно-Шмидтовский (Левенштерновский) массив [19, 20]. Дискуссионной остается природа перидотитов, входящих в состав сложных перидотит-пироксенит-габброноритовых плутонов Восточно-Сахалинских гор – Березовского и Шельтингского [2, 10, 16, 19, 26]. Они представляют собой крупные тектонические блоки, грубо зональные по структуре с широким развитием реакционных образований. К офиолитовым образованиям мантийного генезиса – фрагментам нижнего слоя океанической коры, они были отнесены Ю.Н. Разницыным в первом монографическом исследовании сахалинских офиолитов [23]. В недавнем обзоре офиолитов Восточной Азии [46] перидотиты Шельтингского массива также рассматриваются как сильно истощенные гарцбургиты, обычные для офиолитовых комплексов Северо-Востока. Не менее популярной, однако, остается альтернативная гипотеза, которая рассматривает эти гипербазиты, наряду с пироксенитами, в качестве дифференциатов основной магмы [20, 25]. Современный вариант этой гипотезы предполагает [6], что перидотиты Березовского и Шельтингского массивов являются кумулятами, образовавшимися из бонинитовой магмы в зоне субдукции.

**Петрография мантийных перидотитов.** В Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации среди пород этой группы выделяются гарцбургиты, лерцолиты и дуниты [19]. Ультрамафиты серпентинизированы, часто сильно. Наиболее распространенной разновидностью являются гарцбургиты, которые широко представлены в Березовском, Шельтингском и Южно-Шмидтовском массивах. Количественно-минеральный состав гарцбургитов (%): оливин (30–50), ортопироксен (50–65), клинопироксен (0–5), хромшпинель (2–5). Вторичные минералы представлены серпентином (5–50%) и магнетитом (~2%). Лерцолиты также принимают участие в строении всех трех массивов. Содержание оливина в них уменьшается до 15–20%, ортопироксена до 10–15%, а содержания клинопироксена возрастают до 60%, содержания хромшпинели ~2–5%. Дуниты встречены во всех массивах в подчиненных количествах. В породе резко преобладает оливин, в качестве второстепенных минералов выделяются клинопироксен до 5% и хромшпинель

1–5%. Среди дунитов отмечаются обособления массивных и густо вкрапленных хромититов.

Состав минералов мантийных перидотитов отличается выдержанностью и подробно рассмотрен в сводке [19]. Содержания железа и магния в оливинах хорошо коррелированы. Значение параметра  $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$  в них изменяется незначительно в диапазоне 0.9–0.8. Для состава разных зерен оливина, взятых из одного образца, параметр  $Mg\#$  варьирует в очень узких пределах [19]. В ортопироксенах Южно-Шмидтовского массива содержания  $MgO$  изменяются в диапазоне 32–35 мас.%, а содержания  $FeO$  остаются на уровне ~6 мас.%. В клинопироксенах перидотитов содержания магния отвечают интервалу 15–18 мас.%, при содержаниях железа ~2–4 мас.%. Значение параметра  $Mg\#$  в клинопироксенах из разных массивов Сахалина изменяется от 0.8 до 0.96. По данным рентгеноспектрального анализа состав хромшпинелей, представленных во всех разновидностях перидотитов, варьирует в широких пределах [19]. Содержания  $Cr_2O_3$  изменяются в диапазоне 20–50 мас.%,  $Al_2O_3$  – 10–40 мас.%,  $FeO$  – 15–50 мас.%,  $MgO$  – 4–16 мас.%. Значения параметра  $Cr\#$  в изученных хромшпинелях из лерцолитов и гарцбургитов отвечают интервалу 0.2–0.6, а  $MgO\#$  – 0.7–0.5. Между этими параметрами, судя по составу шпинелей из перидотитов Южно-Шмидтовского и Березовского массивов, существует обратная корреляция.

**Мантийный генезис перидотитов Сахалина.** Рассматривая природу перидотитов Березовского и Шельтингского плутонов, прежде всего важно сравнить их состав с серпентинитами зон меланжа. На диаграммах основных компонентов (рис. 2) две эти группы ультраосновных пород расположены очень близко друг к другу. Серпентиниты меланжа отличаются лишь более высокими содержаниями  $MgO$ , но уже по  $CaO$  и  $Al_2O_3$  это различие заметно снижается, и совсем не наблюдается по содержаниям  $Fe_2O_3$  и  $SiO_2$ . Близость состава предполагает общий генезис всех перидотитов Сахалина при более высокой, что естественно, степени измененности серпентинитов меланжа. Для обеих групп ультраосновных пород характерна высокая изменчивость содержаний петрогенных компонентов, но в целом составы как тех, так и других обычны для мантийных перидотитов из офиолитовых комплексов. Вариации магния, алюминия и кальция в сахалинских перидотитах хорошо отвечают планетарному тренду деплетирования мантии (рис. 2в, 2г). А на диаграммах основных компонентов нет никаких признаков того, что перидотиты Березовского и Шельтингского массивов могут быть кумулятами основной магмы. Все изученные перидотиты острова, как следует из графиков, являются фрагментами мантии, обычными по составу для офиолитовых комплексов. Наблюдаемая вариативность

содержаний железа и кремния (рис. 2а, 2б) отражает, скорее всего, значительный диапазон глубинных условий эволюции мантийного вещества [45].

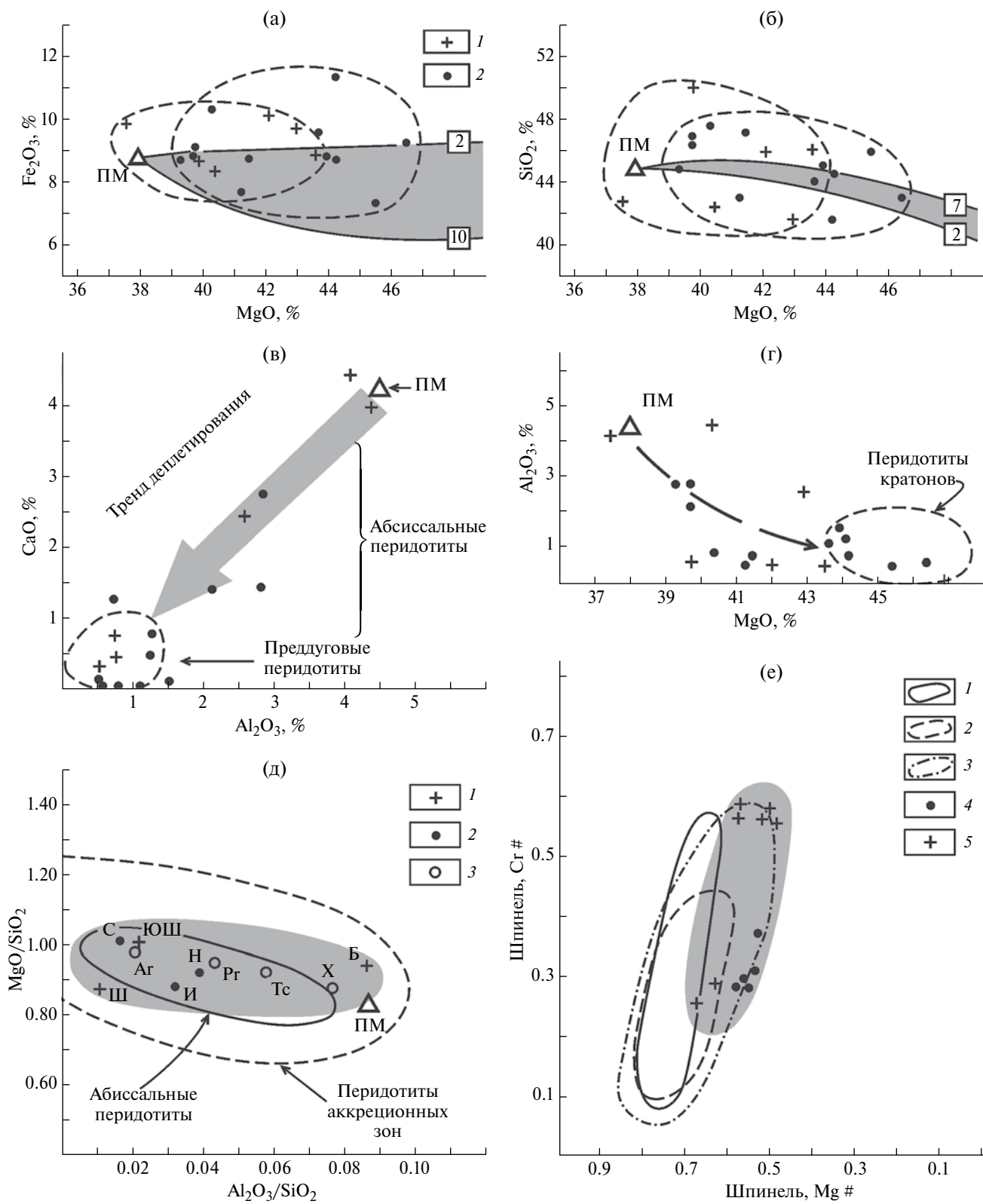
Гипотеза об океанической природе перидотитов Сахалина предполагает, что вариации их состава связаны с постепенным преобразованием вещества мантии при последовательной смене геотектонических обстановок [38, 46, 54, 56]. Породы, близкие к примитивной мантии (рис. 2в), в этой интерпретации формировались в трансформных разломах и рифтовых долинах срединно-океанических хребтов. Затем перидотиты испытали постепенное преобразование в абиссальных условиях, которое завершилось максимальным истощением мантийного вещества в преддуговой обстановке зоны субдукции [38, 46]. Однако аналогичный тренд уменьшения содержаний алюминия и кальция при увеличении магния характерен и для перидотитов континентальной мантии (рис. 2г). Самые деплетированные перидотиты Сахалина в этом смысле отвечают наиболее древней подкратонной мантии. По среднему составу ультрабазиты острова близки к составу протерозойской мантии периферии и обрамления архейских кратонов, возраст которой составляет 2.5–1.0 млрд лет [42, 59].

На известной диаграмме  $MgO/SiO_2 - Al_2O_3/SiO_2$  средние составы перидотитов Сахалина хорошо согласуются с полем вариаций абиссальных перидотитов (рис. 2д). Однако в эту же область на диаграмме попадают мантийные перидотиты заведомо континентального генезиса. В данном случае использованы средние составы мантийных перидотитов трех типов подкратонной мантии [42], отвечающих континентальной коре разного возраста (тип архон – кора древнее 2.5 млрд лет, протон – 2.5–1.0 млрд лет, тектон – кора моложе 1.0 млрд лет). В это же поле абиссальных перидотитов попадает средний состав мантийных ксенолитов (рис. 2д) – фрагментов мантии древнего Ханкайского микроконтинента, расположенного сейчас в южной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса. Остается открытым вопрос о континентальном или океаническом генезисе сахалинских перидотитов, если использовать для диагностики состав шпинелей. На диаграмме  $Cr\# - MgO\#$  (рис. 2е) шпинели Березовского и Южно-Шмидтовского массивов хорошо согласуются со шпинелями из ксенолитов Гавайских островов. Но вместе с тем шпинели перидотитов Сахалина значительно выходят за границы поля вариаций перидотитов океанического дна. При прямом сопоставлении химического состава изучаемых пород с мировыми данными и оценками таким образом невозможно определить, являются ли перидотиты Сахалина фрагментами тихоокеанской мантии или же характеризуют мантийный край Азиатского континента.

**Континентальный источник перидотитов Сахалина.** Высокая изменчивость содержаний компонентов в породах маскирует главную вариационную закономерность состава ультрабазитов Сахалина. Уменьшая локальную компоненту изменчивости и переходя к средним составам пород, по массивам для перидотитов и по районам для серпентинитов меланжа (таблица), обнаруживаем отрицательную корреляцию содержаний суммарного  $Fe_2O_3$  и  $MgO$  (рис. 3а). Общий тренд на диаграмме формируют как породы полигенных массивов, так и серпентиниты зон меланжа, а завершает его наиболее магнезиальная дунит-гарцбургитовая ассоциация Южно-Шмидтовского массива, расположенного на севере острова. Судя по нашим данным, перидотиты Березовского и Шельтингского плутонов Восточно-Сахалинских гор неправомерно относить к типу сильно истощенных гарцбургитов [46]. Их составы попадают в низкомагнезиальную часть вариационного тренда (рис. 3а), причем такую же позицию на диаграмме занимает средний состав серпентинитов Ивашкинского комплекса, опробованных в зоне меланжа в районе Березовского массива [10].

Существование общего тренда подтверждает генетическое единство изученных перидотитов Сахалина, которые все являются фрагментами одного мантийного источника. Наблюдаемая для них сильная корреляционная зависимость железа и магния может быть использована для сравнения с перидотитами из других районов Азиатской окраины. Ультраосновные блоки, по всей видимости, тихоокеанской мантии входят в состав многочисленных офиолитовых комплексов Корякии и Камчатки. На протяжении мела и кайнозоя они были включены в океанические и островодужные террейны, перемещены из центральной части океана и аккрецированы к окраине Азии [14, 15]. Средние составы наиболее известных и характерных дунит-гарцбургитовых массивов Северо-Востока: Красногорского, Чиринайского, Камчатского мыса, о. Карагинского и п-ва Елистратова, данные из [1, 4, 21, 22], на диаграмме  $Fe_2O_3/MgO$  (рис. 3а) занимают компактную область, положение которой принципиально отличается от позиции Сахалинских перидотитов. В ультрабазитах Северо-Востока не только выше содержание магния, но они также смещены в сторону более высоких содержаний железа относительно продолжения тренда перидотитов острова. Такое соотношение на диаграмме позволяет предполагать, что “тихоокеанские” ультрабазиты Северо-Востока Азии, с одной стороны, и перидотиты Сахалина, с другой, имеют разные мантийные источники.

Близкие по составу к сахалинским ультрабазиты обнаруживаются на континенте в пределах южной части Сихотэ-Алиня (рис. 1). Мантийные ультрабазиты



Средние составы перидотитов из офиолитов Восточного Сахалина мас. %

Компоненты	Б	И	Н	Ш	С	ЮШ	К	ХАН	СВ
SiO <sub>2</sub>	42.35	46.74	45.08	47.49	43.62	43.51	45.85	44.75	42.41
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.03	0.31	0.03	0.06	0.04	0.22	0.15	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.71	1.50	1.75	0.54	0.74	0.94	2.28	3.44	0.68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.30	9.28	9.11	9.28	8.91	8.89	9.60	9.32	9.19
MnO	0.16	0.07	0.19	0.13	0.11	0.16	0.10	0.10	0.12
MgO	40.34	41.42	41.79	41.88	44.38	45.53	40.14	39.43	47.08
CaO	3.89	0.85	1.12	0.50	2.04	0.60	1.30	2.42	0.34
Na <sub>2</sub> O	0.19	0.07	0.51	0.09	0.07	0.24	0.38	0.31	0.09
K <sub>2</sub> O	0.00	0.02	0.12	0.06	0.06	0.07	0.14	0.08	0.04
n	3	4	4	3	4	68	2	23 (5)	142 (5)

Примечание. Ультрабазиты Сахалина: Б – перидотиты Березовского массива; И – серпентиниты Восточно-Сахалинских гор, Ивашкинский комплекс [10]; Н – серпентиниты Набильского района [31]; Ш – перидотиты Шельтинского массива [2]; С – серпентиниты Сусунайского района [3]; ЮШ – перидотиты Южно-Шмидтовского (Левенштерновского) массива, неопубликованные данные Д.Ф. Семенова; К – перидотиты Калиновского офиолитового комплекса Сихотэ-Алиня [31]. Эталонные мантии: ХАН – ксенолиты лерцолитов из вулканов Сальского, Подгелбаночного, Вострцовского, Свиягинского и Медвежьего, южная часть Сихотэ-Алиня, по данным [8, 9, 27, 35]; СВ – перидотиты массивов офиолитовых комплексов Северо-Востока Азии: Красногорского, Чиринойского, Камчатского мыса, о. Карагинского и п-ова Елистратова, по данным [1, 4, 21, 22 и др.]; n – количество анализов (в скобках – количество массивов или вулканов).

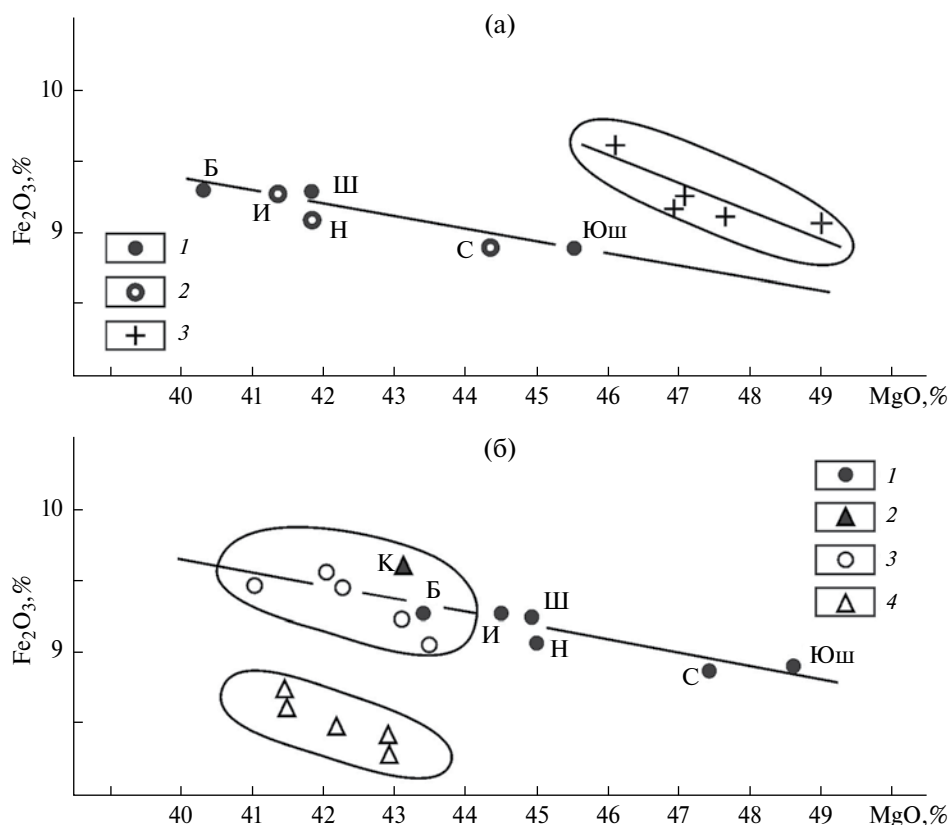
офиолитового генезиса здесь изучены в составе девонского Калиновского комплекса [7, 31, 46], расположенного на восточной границе древнего Ханкайского блока. На диаграмме Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/MgO (рис. 3б) они отвечают низкомагнезиальной части тренда, а состав их по содержаниям магния и железа наиболее близок к перидотитам Березовского массива острова (таблица). Многочисленные фрагменты литосферной мантии Ханкайского блока обнаружены в щелочно-базальтовых постройках миоценового возраста южной части Сихотэ-Алиня [8, 9, 35]. Детальный анализ

состава показывает [27], что ксенолиты относятся к двум дискретным группам шпинелевых лерцолитов, причем в большинстве вулканических построек ксенолиты обеих групп представлены одновременно. Они существенно отличаются по содержаниям железа, как результат средние составы однородных групп ксенолитов из 7 вулканов южного Сихотэ-Алиня образуют два параллельно вытянутых поля на диаграмме Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/MgO (рис. 3б).

Такой характер распределения указывает на расслоенность литосферной мантии Ханкайского



**Рис. 2.** Вариации содержаний петрогенных компонентов в перидотитах о. Сахалин. (а и б) – Положение фигуративных точек на диаграммах в координатах Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–MgO и SiO<sub>2</sub>–MgO: 1 – перидотиты Березовского и Шельтинского массивов; 2 – серпентиниты меланжа. Цифрами в квадратах обозначены изолинии изменения состава перидотита в экспериментах по плавлению при давлении 2, 7, 10 GPa по данным [45]. (в и г) – Положение фигуративных точек на диаграммах в координатах CaO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–MgO: 1 – перидотиты; 2 – серпентиниты о. Сахалин относительно трендов истощения океанической и континентальной мантии. ПМ – состав примитивной мантии, по данным [50]. (д) – Диаграмма в координатах MgO/SiO<sub>2</sub> – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub>: 1 – перидотиты; 2 – серпентиниты Сахалинской офиолитовой ассоциации. Средние составы пород из массивов: ЮШ – Южно-Шмидтовский; Ш – Шельтинский; Б – Березовский; средние составы серпентинитов: И – Ивашкинский комплекс; Н – Набильский комплекс; С – Сусунайский районы (приведены в таблице). 3 – Средние составы подкратонной мантии (типы перидотитов): Аг (архон), соответствует составу коры с возрастом >2.5 млрд лет; Рг – протон, возраст 2.5–1.0 млрд лет; Тс – тектон, возраст коры <1.0 млрд лет, по [42]. X – средний состав ультрамафитовых ксенолитов из базальтов Ханкайского микроконтинента. Поле абиссальных перидотитов показано по данным [54], поле перидотитов аккреционных (субдукционных) зон показано по данным [37]. Серой заливкой выделено поле перидотитов Сахалинской офиолитовой ассоциации. (е) – Составы хромшпинелей из перидотитов: 4 – Березовский массив; 5 – Южно-Шмидтовский массив. Выделены поля составов перидотитов: 1 – срединно-океанические хребты; ксенолиты островов Таити (2) и Гавайских (3), по данным [53].



**Рис. 3.** Составы перидотитов о. Сахалин и фрагментов океанической и континентальной мантии Восточной Азии на диаграммах в координатах  $Fe_2O_3$ – $MgO$ .

(а) – Средние составы перидотитов о. Сахалин и Северо-Востока Азии: 1, 2 – Перидотиты и серпентиниты о. Сахалин; буквенные обозначения указаны на рис. 1; 3 – средние составы пород дунит-гарцбургитовой ассоциации Северо-Востока: массивы Красногорский, Чиринайский, о. Карагинский, Камчатский мыс, п-ов Елистратова, по данным [1, 4, 21, 22].

(б) – Средние составы перидотитов о. Сахалин и ультрамафитов из верхнемантийных ксенолитов из базальтов Ханкайского микроконтинента. Перидотиты: 1 – о. Сахалин; 2 – Калиновского (К) офиолитового комплекса (девон); 3, 4 – ксенолиты лерцолитов из двух групп щелочнобазальтовых вулканов ( $N_2$ – $Q_1$ ): Сальского, Борисовского, Подгелбаночного, Востречовского, Свягинского, Дальнего и Медвежьего из обрамления Ханкайского микроконтинента, по данным [8, 9, 27, 35].

массива, проявления которой изучены в последние годы для многих регионов. Согласованные результаты геохимического и изотопного изучения мантийных ксенолитов и их минералов, глубинного сейсмического зондирования указывают на химическую стратификацию подкратонной верхней мантии [40, 41, 55, 60, 62, 66]. Образование ее может быть связано, например, с разными по глубине этапами древней переработки. Как показывают экспериментальные данные по высокобарическому плавлению мантийных перидотитов [45], например, реститы, которые образуются при низком давлении, имеют более высокие содержания железа. В таком контексте две группы ксенолитов южного Сихотэ-Алиня (рис. 3б) характеризуют два слоя лерцолитовой мантии Ханкайского кратона. Составу более железистого верхнего слоя мантии отвечают офиолитовые перидотиты,

как Калиновского комплекса, так и массивов Сахалина.

## РИТМИКА РЕГИОНАЛЬНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ И ТИПЫ ОФИОЛИТОВ

С общих позиций, появление мантийных ультрабазитов в структуре континентальной окраины можно связывать с двумя противоположными тектоническими режимами. Первый, в известном смысле классический, вызывается ростом сжатия на границе континента и океана. Офиолиты в этом случае формируются в периоды усиления субдукции, ускорения аккреции океанических террейнов, а перидотиты являются фрагментами океанической мантии, перемещенными на тысячи километров. Подобный генезис характерен, по всей видимости, для офиолитов и перидотитов Корякии

и Камчатки. Противоположный тектонический режим развивается при растяжении, которое сопровождается рифтогенезом, образованием окраинных морей, эксгумацией мантии при уменьшении ее мощности и разрыве коры на краю континента [49]. Генезис офиолитов в этом случае связан с центрами спрединга окраинных морей. Перидотиты в них могут быть представлены фрагментами подкратонной мантии и испытать лишь незначительное перемещение при последующем закрытии морских котловин. Именно в такой рифтогенной обстановке должны были образоваться офиолиты Сахалина, если перидотиты острова являются фрагментами мантии Ханкайского кратона. Возраст офиолитов в этом случае должен обязательно отвечать времени растяжения окраины Азии.

**Циклы спрединга и периоды сжатия окраины континента.** Главным фактором, который определял смену режимов сжатия и растяжения на границе континент—океан, была динамика нарастания океанической коры в спрединговом центре Фараллон-Пацифик-Изанаги (Кула) [15, 30, 39]. Чем выше была скорость океанического спрединга, тем сильнее становилось давление на окраину Азии [29, 64]. И напротив, при замедлении спрединга сжатие уменьшалось, складывались условия для растяжения и рифтогенеза на континентальной окраине, для формирования котловин окраинных морей. Как показывает анализ скорости тихоокеанского спрединга и динамики формирования подводных гор Западной Пацифики [28, 30], за последние 200 млн лет было пять циклов разрастания океанической коры (рис. 4). Каждый из них начинался ростом скорости спрединга, которая достигала максимальных значений ~180, ~130, ~88, ~42 млн лет назад, и заканчивался постепенным замедлением спрединга. Последний цикл неполон и только начался с ускорения спрединга 15 млн лет назад.

Усиление спрединга на начальных стадиях циклов неизбежно приводит к возрастанию сжатия по границе континент—океан, и эта зависимость хорошо согласуется с эпохами метаморфизма высокого давления, прежде всего, глаукофан-сланцевого и эклогитового, на окраине Азии. Для аккреционных комплексов восточного Сахалина, как показывают абсолютные датировки, выделяется четыре периода такого метаморфизма [7, 12, 20]. По сводным изотопно-геохронологическим данным, собранным Рождественским В.С. [20], этапы высокобарного метаморфизма одновременно проявлены (рис. 4) как на Сахалине, так и на Хоккайдо соответственно: 1) 178–206 и 180 млн лет, 2) 131–148 и 132–145 млн лет, 3) 90–100 и 90–116 млн лет, 4) 55–77 и 55–70 млн лет. Южнее в структуре юго-западной Японии породы метаморфизма, типичного для субдукционной обстановки, образуют два известных наложенных пояса. Возраст

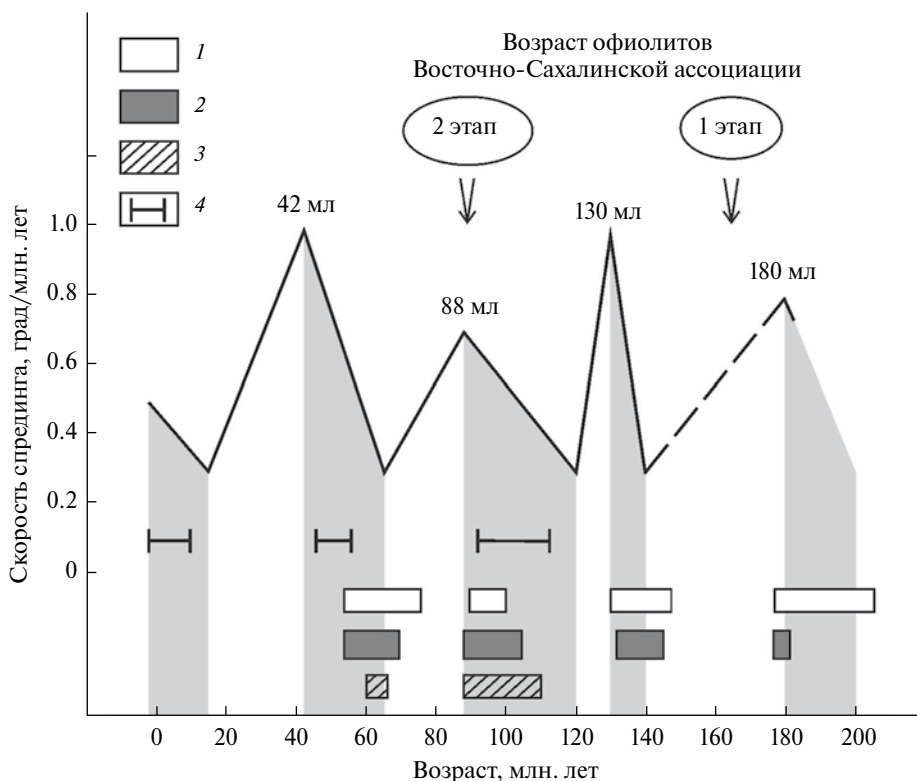
эклогитов первого из них — пояса Санбагава составляет 115–88 млн лет [47], метаморфических пород пояса Шиманто — 66–60 млн лет [36]. Каждому из четырех этапов ускорения тихоокеанского спрединга (рис. 4), таким образом, отвечает определенный период метаморфизма высокого давления, фиксирующий нарастание сжатия по восточной окраине Азии (на Сахалине, в северной и юго-западной Японии).

На северо-востоке континента ритмика сжатия наиболее полно отражена в комплексах и структуре зоны Камчатско-Алеутского сочленения [24]. Первый и главный этап коллизии и образования офиолитов в районе Камчатского мыса отвечает альб-сеноману, при абсолютном возрасте габброидов 95 млн лет (Ar/Ag метод). Следующий этап регионального сжатия окраины Азии имеет эоценовый возраст, когда коллизия началась на юге полуострова 55–53 млн лет назад и смещалась на север Камчатки, где перемещения по Лесновско-Ватынскому надвигу завершились около 45 млн лет назад [34]. В последний третий этап сжатия образовалась современная чешуйчато-надвиговая структура района Камчатского мыса. Он начался в конце миоцена и существовал по крайней мере до четвертичного времени [24]. Подчеркнутые периоды сжатия на Северо-Востоке Азии: меловой, эоценовый и палеоцен-четвертичный (рис. 4), фиксируют три последних ускорения тихоокеанского спрединга.

**Периоды растяжения окраины Азии и возраст офиолитов Сахалина.** Циклическая модель вариаций скорости спрединга (рис. 4) предполагает чередование сжатия и растяжения континентальной окраины. Хорошо известен последний олигоцен-миоценовый период рифтогенеза, который отвечает стадии уменьшения скорости спрединга в интервале 42–15 млн лет. В это время сформировалась система современных морей Восточной Азии: Японского, Южно-Китайского, бассейнов Шикоку и Паресе-Вела Филиппинского моря [61]. Наиболее точно датирована история Японского моря, раскрытие которого началось 30–25 млн лет назад и резко прекратилось, судя по палеомагнитным данным [58], с началом сжатия окраины континента 15 млн лет назад.

Предыдущий период рифтогенеза на окраине Азии, отвечающий позднемеловой стадии замедления спрединга 88–65 млн лет назад (рис. 4), также известен. В конце его, при максимуме растяжения, началось формирование Желтого и Восточно-Китайского морей, осадочных бассейнов Западно-Филиппинского, впадин Бохайского залива и устья реки Жемчужной [61]. Позднемеловое окраинное море реконструируется для этого времени к востоку от Сахалина [11]. Уменьшение сжатия окраины континента, как показывают приведенные оценки, должно накопиться и проявляется





**Рис. 4.** Циклическое чередование режимов сжатия и растяжения на окраине Азии и два этапа образования офиолитов о. Сахалин. Кривая – вариации скорости спрединга в северной части Тихого океана, по данным [30]; серой заливкой выделены периоды сжатия окраины континента, вызванные ускорением спрединга. Интервалы метаморфизма высокого давления, выделенные по данным об абсолютном возрасте пород: 1 – о. Сахалин; 2 – северной (о. Хоккайдо); 3 – ЮЗ Японии (о. Хонсю), по данным [20, 36, 47]; 4 – периоды сжатия, установленные для северо-восточной окраины континента (п-ов Камчатка), по данным [24, 34].

в тектонической структуре далеко не сразу. Необходимо порядка 15–20 млн лет для того, чтобы растяжение стало значительным, началось образование рифтогенных структур и раскрытие окраинно-морских бассейнов. По этой причине, возможно, самый короткий (~10 млн лет) период ранне-мелового замедления тихоокеанского спрединга (рис. 4) слабо выражен в тектонической истории Азиатской окраины.

Снижение скорости тихоокеанского спрединга было самым продолжительным в юре, 180–140 млн лет назад (рис. 4). Постепенное уменьшение сжатия в этот период привело к тому, что в интервале 160–140 млн лет растяжением оказалась охвачена огромная часть Азии [51, 61]. В это время возникли десятки рифтогенных бассейнов на западе Китая, в Монголии и Забайкалье (Хайлар, Эрлянь, Восточная Гоби и др.). Еще восточнее началось формирование огромных осадочных впадин – Сунляо и Амуро-Зейской [51, 61]. По своим масштабам и интенсивности юрский рифтогенез явно не уступал последнему олигоцен-миоценовому растяжению окраины континента.

Первые результаты изотопного датирования габброидных пород Березовского полигенного массива, полученные К-Аг методом, показали позднеюрско-раннемеловой возраст его становления [26]. Два этапа формирования офиолитов острова были выделены Ю.Н. Разницыным [23]. На первом и главном, в конце юры (142 ± 7 млн лет), произошло образование главных мафит-ультрамафитовых плутонов. На втором этапе, в коньякское время, внедрились диабазовые и плагиогранитные дайки, возраст которых порядка 87 млн лет. Существование двух этапов становления офиолитов Сахалина было подтверждено последующими исследованиями абсолютного возраста офиолитов, проводившимися, в основном, К-Аг и Rb-Sr методами [6, 12, 20]. Наиболее надежные данные по изотопному возрасту офиолитов Сахалина были получены U-Pb методом по цирконам из пород Березовского массива [18, 19]. Среди нескольких десятков проанализированных зерен циркона резко преобладают кристаллы популяции с возрастом 186–143 млн лет. Для нее наблюдается хорошо выраженный максимум значений в интервале 169–154 млн лет. На данный момент, видимо, это

наиболее надежная оценка возраста Березовского массива и в целом офиолитов Сахалина. Таким образом, их образование произошло, несомненно, в кульминационную стадию юрского растяжения на востоке Азии (рис. 4). В это время на окраине континента могло существовать обширное окраинное море, сопоставимое с Японским, с центром спрединга которого связан генезис офиолитов Сахалина. Резко подчиненная по количеству зерен популяция объединяет цирконы с возрастом 103–72 млн лет [18, 19]. Этот период отвечает сжатию окраины Азии, связанному с кульминацией спрединга 88 млн лет назад (рис. 4). Скорее всего магматизм этого возраста зафиксировал закрытие юрско-раннемелового рифтогенного бассейна, в котором формировались офиолиты Сахалина.

Специальное изучение ксенолитов Канады и Скандинавии, подкрепленное сейсмическими исследованиями, показало [55, 62], что мантия кратонов может далеко выходить за их поверхностные контуры, протягиваясь на расстояние до 200 км под более молодыми структурами обрамления. Ханкайская мантия, судя по ксенолитам (рис. 1), также находится под структурами коры всей южной части Сихотэ-Алиня. С учетом данных по Сахалинским перидотитам размеры Ханкайского кратона на уровне мантии должны во много раз превышать площадь того небольшого блока древних пород, который выходит на поверхность. В современной структуре сахалинские офиолиты расположены заметно севернее Ханкайского блока. Видимо, Сахалин был тектонически смещен вдоль побережья на несколько сот километров. Реконструкции олигоцен-миоценового разрушения континентальной окраины предполагают, что трансляция Сахалинского блока могла произойти относительно недавно. Судя по структурным и палеомагнитным данным, раскрытие Японского моря 30–15 млн лет назад сопровождалось перемещением северной Японии на северо-восток с поворотом против часовой стрелки [58]. Аналогичную кинематику можно предполагать и для блока Сахалин-Хоккайдо (рис. 1), вращение которого в СВ направлении вызвало, в этом случае, раскрытие самой глубокой северной части япономорской котловины.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

Данные о вариациях состава определенно показывают, что перидотиты крупных полигенных плутонов Сахалина: Березовского, Шельтингского, Южно-Шмидтовского, очень близки к серпентинитам зон меланжа и вместе с ними являются типичными представителями мантийных ультрабазитов из офиолитовых комплексов. Однако, при

сравнении их с перидотитами Корякии и Камчатки не нашла подтверждения гипотеза о том, что в офиолитах Сахалина представлены блоки океанической мантии. Напротив, все изученные сахалинские перидотиты принадлежат по составу к одной и той же мантии, которая имеет не океаническую, но континентальную природу. К фрагментам этой же мантии также относятся ультрабазиты девонских офиолитов южной части Сихотэ-Алиня а, главное, мантийные ксенолиты основания Ханкайского микроконтинента, поднятые к поверхности миоценовыми базальтами.

Субкратонный мантийный источник перидотитов хорошо согласуется с юрским возрастом офиолитов Восточно-Сахалинской ассоциации. Именно в юрский период Восточная Азия испытала наиболее продолжительный период растяжения, что отразилось в начале образования здесь многочисленных рифтогенных бассейнов, в том числе гигантских впадин Амуро-Зейской и Сунляо. Офиолиты Сахалина, наиболее вероятно, имеют рифтогенную природу и формировались в центре спрединга при раскрытии окраинного моря в режиме, аналогичном олигоцен-миоценовому раскрытию Япономорской котловины. Согласованные данные по составу перидотитов и возрасту офиолитов, таким образом, подтверждают правомерность и обоснованность тектонической реконструкции генезиса офиолитов Сахалина, впервые предложенной и обоснованной Разнициным [23].

Результаты работы вызывают серьезные сомнения в правомерности известных реконструкций эволюции сихотэ-алиньской части окраины Азии для юрского времени [13, 32]. В этот период тектоническая граница континента и океана заведомо не могла проходить непосредственно к западу от Ханкайского массива и должна была находиться существенно восточнее. Более реалистичная, по нашему мнению, модель должна отражать чередование этапов сжатия и растяжения континентальной окраины, а значит чередования процессов господствующей субдукции, с одной стороны, рифтогенеза и раскрытия окраинных морей, с другой. Такой сбалансированный подход к пониманию тектонической истории для Северо-Востока Азии развивается Чеховым [33]. При разработке новой модели важно учитывать, что динамика спрединга в центре Фараллон-Пацифик-Изанаги (Кула) в юрско-меловое время определяла одинаковую ритмику деформаций как на западной, так и на восточной границе Тихого океана. Юрское замедление спрединга вызвало такое же, как на Востоке Азии, региональное растяжение Калифорнийской окраины Северо-Американского континента. Обстановка окраинного моря реконструируется здесь для офиолитов Жозефин гор Кламат [43, 52]. Как

предполагается, 170–165 млн лет назад западный край Северо-Американского континента был расколот на блоки, произошло раскрытие обширного рифтогенного бассейна, в центре спрединга которого в интервале 165–160 млн лет сформировалась офиолитовая ассоциация Жозефин. Как и на Сахалине, в офиолитах Жозефин установлены бониниты [44]. Образование их, как предполагается, происходило в преддуговой обстановке внешней зоны субдукции, которая ограничивала окраинно-морскую систему со стороны океана. Современным аналогом как Калифорнийской окраины Северо-Американского континента, так и Сахалинской окраины Азии является, по всей видимости, система окраинно-морских бассейнов Новой Каледонии – Северного Фиджи в юго-западной части Тихого океана [23, 44, 65]. Тектоническая эволюция здесь протекала при разрушении коры Австралийского континента и на его мантийном основании. Именно такие тектонические условия, вероятнее всего, определили и генезис юрских офиолитов острова Сахалин и их мантийных перидотитов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Белый В.Ф., Аникин В.В.* Геологическое строение и офиолиты полуострова Елистратова. Препринт: Магадан, 1985. Ч. 1. 44 с.
2. *Бехтольд А.Ф., Семенов Д.Ф.* Новые данные о составе и структуре Шельтингского габбро-перидотитового плутона (о. Сахалин) // Докл. АН СССР. 1978. Т. 243. № 2. С. 445–448.
3. *Бехтольд А.Ф., Семенов Д.Ф.* Метабазиты и гипербазиты Сусунайского хребта (о. Сахалин) // Тихоокеан. геология. 1990. № 1. С. 121–126.
4. *Велинский В.В.* Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан-континент. Новосибирск: Наука, 1979. 264 с.
5. *Вергунов Г.П.* Новые данные об ультраосновных породах Сахалина и Курильских островов // Докл. АН СССР. 1964. Т. 158. № 3. С. 629–637.
6. *Высоцкий С.В., Говоров Г.И., Кемкин И.В., Саптин В.И.* Бонинит-офиолитовая ассоциация Восточного Сахалина: геология и некоторые особенности петрогенезиса // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17(6). С. 3–15.
7. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. Ханчука А.И. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
8. Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1980. 331 с.
9. *Голубева Э.Д.* Основные черты петрогеохимии и минералогии кайнозойских базальтоидов и лерцолитовых ксенолитов Приморья. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Владивосток, 1975. 20 с.
10. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Сахалинская. Лист М-54-XXIV (Первомайск). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. 157 с.
11. *Гранник В.М.* Петрогеохимическая характеристика магматических пород Восточно-Сахалинской позднемезозойской островодужной системы // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 67–86.
12. *Жаров А.Э.* Аккреционная тектоника и геодинамика Южного Сахалина // Геотектоника. 2004. № 4. С. 45–63.
13. *Кемкин И.В.* Строение террейнов юрской аккреционной призмы Сихотэ-Алинь-Приамурского региона и юрская геодинамическая эволюция Восточной окраины Азии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 10. С. 1003–1017.
14. *Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и Южной Корякии. Тектоническая и геофизическая интерпретация. М.: Научный мир, 2003. 256 с.
15. *Кононов М.В.* Тектоника плит Северо-Запада Тихого океана. М.: Наука, 1989. 168 с.
16. *Леснов Ф.П., Гора М.П., Бобров В.А. и др.* Распределение редкоземельных элементов и вопросы генезиса Березовского мафит-ультрамафитового массива (о. Сахалин) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17. № 4. С. 42–58.
17. *Леснов Ф.П., Степашко А.А.* Новые данные о химическом составе пород мафит-ультрамафитовых массивов Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации // Металлогения древних и современных океанов. Материалы совещания. Миасс, 2010. С. 234–239.
18. *Леснов Ф.П., Гальварсен В.Г., Цимбалист В.Г. и др.* Первые данные об U-Pb изотопном датировании и коренной платиноносности Березовского полигенного мафит-ультрамафитового массива (о. Сахалин) // Докл. РАН. 2010. Т. 433. № 6. С. 792–795.
19. *Леснов Ф.П.* Петрология полигенных мафит-ультрамафитовых массивов Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации. Новосибирск: ГЕО, 2015. 240 с.
20. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона // Под ред. Богданова Н.А., Хаина В.Е. М.: ИЛОВМ РАН, 2000. 193 с.
21. *Пейве А.А.* Строение и структурное положение офиолитов Корякского хребта // Тр. ГИН АН СССР. 1984. Вып. 393. 99 с.
22. *Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П. и др.* Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1973. 320 с.

23. *Разницын Ю.Н.* Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана // Тр. ГИН РАН. 1982. Т. 371. 108 с.
24. *Савельев Д.П.* Этапы тектонической эволюции офиолитовых комплексов в зоне Камчатско-Алеутского сочленения // Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии. Материалы конф., посвящ. памяти Л.М. Парфенова. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2007. С. 302–303.
25. *Слодкевич В.В.* Шельтингский перидотит-пироксенит-норитовый расслоенный плутон Восточного Сахалина // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222. № 4. С. 946–949.
26. *Слодкевич В.В., Леснов Ф.П.* Геология и некоторые вопросы петрологии Березовского мафит-ультрамафитового плутона (о. Сахалин) // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976. Т. 10. С. 53–63.
27. *Степашко А.А.* Химическая структура ультраосновной мантии. Владивосток: Дальнаука, 1998. 128 с.
28. *Степашко А.А.* Происхождение подводных гор Западной Пацифики и особенности динамики Тихоокеанской плиты в меловое время // Океанология. 2006. № 3. С. 442–448.
29. *Степашко А.А.* Особенности меловой динамики Тихоокеанской плиты и этапы магматической активности на северо-востоке Азии // Геотектоника. 2006. Т. 46. № 3. С. 70–81.
30. *Степашко А.А.* Циклы Тихоокеанского спрединга // Океанология. 2008. Т. 48. № 3. С. 436–444.
31. *Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В.* Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое: Препринт. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 56 с.
32. *Ханчук А.И., Кемкин И.В.* Геодинамическая эволюция Япономорского региона в мезозое // Вестник ДВО РАН. 2003. № 6. С. 94–108.
33. *Чехов А.Д.* Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии (окраинноморская модель). М.: Научный мир, 2000. 240 с.
34. *Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К.* Латеральная изменчивость тектонических структур в зоне эоценовой коллизии островной дуги с континентом (Камчатка) // Геотектоника. 2008. № 6. С. 70–91.
35. *Щека С.А.* Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 166 с.
36. *Aoki K., Maruyama S., Isozaki Y. et al.* Recognition of the Shimanto HP metamorphic belt within the traditional Sanbagawa HP metamorphic belt: New perspectives of the Cretaceous-Paleogene tectonics in Japan // J. of Asian Earth Sciences. 2011. V. 42. P. 355–369.
37. *Deschamps F., Godard M., Guillot S., Hattori K.* Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review // Lithos. 2013. V. 178. P. 96–127.
38. *Dilek Y., Polat A.* Suprasubduction zone ophiolites and Archean tectonics // Geology. 2008. V. 36. № 5. P. 431–432.
39. *Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G.* Relative motions between oceanic plates in the Pacific basin // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. № 12. P. 10291–10310.
40. *Gaul O.F., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Pearson N.J.* Mapping olivine composition in the lithospheric mantle // Earth and Planetary Science Letters. 2000. V. 182. № 3–4. P. 223–235.
41. *Griffin W.L., Doyle B.J., Ryan C.G. et al.* Layered mantle lithosphere in the Lac de Gras area, Slave craton: composition, structure and origin // J. of Petrology. 1999. V. 40. P. 705–727.
42. *Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Afonso J.C., Begg G.C.* The composition and evolution of lithospheric mantle: a re-evaluation and its tectonic implications // J. of Petrology. 2009. V. 50. № 7. P. 1185–1204.
43. *Harper G.D., Saleeby J.B., Heizler M.* Formation and emplacement of Josephine ophiolite and the Nevada orogeny in the Klamath mountains, California-Oregon: U/Pb zircon and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology // J. of Geophys. Res. 1994. V. 99. № B3. P. 4293–4321.
44. *Harper G.D.* Tectonic implications of boninite, arc tholeiite, and MORB magma types in the Josephine Ophiolite, California-Oregon // Geological Society, London. Special Publications. 2003. V. 218. P. 207–230. doi: 10.1144/GSLSP.2003.210.01.12
45. *Herzberg C.* Geodynamic information in peridotite petrology // J. of Petrology. 2004. V. 45 № 12. P. 2507–2530.
46. *Ishiwatari A., Sokolov S.D., Vysotskiy S.V.* Petrological diversity and origin of ophiolites in Japan and Far East Russia with emphasis on depleted harzburgite // Ophiolites in Earth History. 2003. Geol. Soc., London, Spec. Publ. № 218. P. 597–617.
47. *Itaya T., Tsujimori T., Liou J.G.* Evolution of the Sanbagawa and Shimanto high-pressure belts in SW Japan: insights from K-Ar (Ar-Ar) geochronology // J. of Asian Earth Sciences. 2011. V. 42. P. 1075–1090.
48. *Kimura G., Rodzdestvenskiy V.S., Okumura K. et al.* Mode of mixture of oceanic fragments and terrigenous trench fill in an accretionary complex: example from southern Sakhalin // Tectonophysics. 1992. V. 202. № 2–4. P. 361–374.
49. *Manatschal G., Muntener O.* A type sequence across an ancient magma-poor ocean-continent transition: the example of the western Alpine Tethys ophiolites // Tectonophysics. 2009. V. 473. P. 4–19.
50. *McDonough W.F., Sun S.S.* The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.

51. *Meng Qing-Ren*. What drove late Mesozoic extension of the northern China-Mongolia tract? // *Tectonophysics*. 2003. V. 369. P. 155–174.
52. *Miller M.M., Saleeby J.B.* U-Pb geochronology of detrital zircon from Upper Jurassic synorogenic turbidites, Galice Formation, and related rocks, western Klamath Mountains: Correlation and Klamath Mountains provenance // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. № B9. P. 18045–18058.
53. *Neumann E.-R., Simon N.S.C.* Ultra-refractory mantle xenoliths from ocean islands: How do they compare to peridotites retrieved from oceanic sub-arc mantle? // *Lithos*. 2009. V. 107. P. 1–16.
54. *Niu Y.* Bulk-rock major and trace element composition of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges // *J. of Petrology*. 2004. V. 45. № 12. P. 2423–2458.
55. *O'Reilly S.Y., Griffin W.L.* Imagin global chemical and thermal heterogeneity in the subcontinental lithospheric mantle with garnets and xenoliths: Geophysical implications // *Tectonophysics*. 2006. V. 416. P. 289–309.
56. New insights from field studies and the ocean Drilling Program / Eds. Dilek Y. et al. Geological Society of America Special Paper. 2000. V. 349. 537 p.
57. Ophiolites in Earth History /Eds. Dilek Y., Robinson P.T. Geological Society of London, Special Publication. 2003. V. 218. 723 p.
58. *Otofujii Y.-I.* Large tectonic movement of the Japan Arc in late Cenozoic times inferred from paleomagnetism; Review and synthesis // *The Island Arc*. 1996. № 5. P. 229–249.
59. *Pearson D.G., Witting N.* Formation of Archaean continental lithosphere and its diamonds: the root of the problem // *J. Geol. Soc.* 2008. V. 165. P. 895–914.
60. *Peltonen P., Brugmann G.* Origin of layered continental mantle (Karelian craton, Finland): Geochemical and Re-Os isotope constraints // *Lithos*. 2006. V. 89. P. 405–423.
61. *Ren J., Tamaki K., Li S., Zhang J.* Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas // *Tectonophysics*. 2002. V. 344. P. 175–205.
62. *Snyder D.B.* Lithospheric growth at margins of cratons // *Tectonophysics*. 2002. V. 355. P. 7–22.
63. *Sokolov S.D., Luchitskaya M.V., Silantyev S.A. et al.* Ophiolites in accretionary complexes along the Early Cretaceous margin of NE Asia: age, composition and geodynamic diversity // *Ophiolites in Earth History / Eds. Dilek Y., Robinson P.T. Geological. Soc. London: Special. Publications*, 2003. V. 218. P. 619–664.
64. *Stepashko A.A.* Cretaceous seamounts: record of the extension history of the Pacific plate. P. 1–19 // *New Oceanography Research Developments: Marine Chemistry, Ocean Floor Analyses and Marine Phytoplankton / Eds. Mortorino L., Puopolo K. Hauppauge. New York: Nova Science Publishers, Inc.* 2010. P. 249–267.
65. *Ulrich M., Picard C., Guillot S. et al.* Multiple melting stages and refertilization as indicators for ridge to subduction formation: The New Caledonia ophiolite // *Lithos*. 2010. V. 115. P. 223–236.
66. *Yuan H., Romanowicz B.* Lithospheric layering in the North American craton // *Nature*. 2010. V. 466. P. 1063–1068.

## Fragments of the Oceanic and Continental Mantle in Ophiolites of the Northwestern Pacific Margins: Composition, age and Genesis of Sakhalin Peridotites

**A. A. Stepashko, F. P. Lesnov**

Results are presented of the study of original and published data on the chemical composition and age of mantle peridotites from the Sakhalin Island ophiolites. Material and genetic proximity had been established of peridotites from Berezovsky and Shelting plutons, on the one hand, and the mélange zone serpentinites, on the other. By compositions and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и MgO variations, the Sakhalin peridotites radically differ from those of the North-East Asia ophiolite complexes (Krasnogorsky Massif, Karaginsky Island Massif, etc.) that are the fragments of the Pacific Plate mantle. On the contrary, Sakhalin peridotites have the sub-continental genesis, and are compositionally close to xenoliths of lherzolites from the Hankai Micro-continent's mantle (southern Sikhote-Alin). The rythmics had been considered of the alternation in compression and expansion at the edge of Asian continent in the last 180 million years, caused by cyclic changes in the Pacific spreading velocity. Formation of Berezovsky Massif, according to the data obtained by U-Pb method over zircons, took place 169–154 million years ago under the Jura expansion of the continent edge. Concerted data on the age and composition demonstrate that Sakhalin ophiolites had been formed within the limits of marginal sea basin in the process of rift induced destruction of the Khankai craton periphery. The assumed tectonic situation was close to that being reconstructed for the Josephine Jura ophiolites of the Californian edge of North American continent. Continental genesis of the Sakhalin ophiolites is in conformity with the age and tectonic mode of the ophiolite formation at the Island of Sakhalin.