

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ТЕКТониКИ И ГЕОФИЗИКИ ИМ. Ю.А. КОСЫГИНА
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

Талтыкин Юрий Викторович

**Распределение ильменитовой и магнетитовой серий магматических пород
мел - палеогенового возраста в Сихотэ – Алинском орогенном поясе**

1.6.1. Общая и региональная геология. Геотектоника и геодинамика

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель
доктор геолого-минералогических наук,
член-корреспондент РАН
Диденко Алексей Николаевич

Хабаровск – 2025

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1. ИЛЬМЕНитОВЫЕ И МАГНЕТитОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ В СИХОТЭ-АЛИНЬСКОМ ОРОГЕННОМ ПОЯСЕ.....	12
1.1 Представления о происхождении ильменитовых и магнетитовых гранитоидов.....	12
1.2 Сихотэ-Алиньский орогенный пояс как часть Тихоокеанского подвижного пояса (Циркум-Пацифики).....	22
1.2.1 Мезозойская геодинамика Тихоокеанского пояса.....	22
1.2.2 Геофизические особенности САОП и притихоокеанских орогенов.....	26
1.2.3 Связь ильменитовых и магнетитовых зон с металлогенией.....	28
ГЛАВА 2. ОКИСЛЕННЫЕ И ВОССТАНОВЛЕННЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ СИХОТЭ-АЛИНЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА В КАЧЕСТВЕ ОБЪЕКТА ИЗУЧЕНИЯ. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ МАГМАТИТОВ.....	32
2.1 Геохимии поливалентных элементов.....	33
2.2 Коэффициент окисленности железа.....	35
2.3 Магнитная восприимчивость.....	36
2.4 Силикатный анализ.....	39
2.5 Дополнительные индикаторы редокс-условий кристаллизации магматитов...	40
2.6 Месторождения и рудопроявления олова.....	43
2.7 Построение схемы редокс-зональности магматитов САОП. Пограничные массивы.....	45
2.8 Редокс-фон.....	56
ГЛАВА 3. ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ ПРИ СУБДУКЦИИ.....	59

3.1 Дегазация мантии Земли.....	59
3.2 Дегидратация погружающегося слэба.....	60
3.3 Дегидратация застойной части слэба.....	64
3.4 Дегазация «сухой» части слэба и «слэб-виндоу».....	65

ГЛАВА 4. СВОЙСТВА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ИЛЬМЕНитОВОЙ И МАГНЕТитОВОЙ СЕРИЙ Сихотэ-Алиньского Орогенного Пояса.....	71
--	-----------

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	91
------------------------	-----------

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	94
-------------------------------	-----------

ПРИЛОЖЕНИЕ	117
-------------------------	------------

Таблица № 1. Свойств образцов магматических пород САОП.....	117
---	-----

Таблица № 2. Возрасты магматических пород Сихотэ- Алиньского орогенного пояса.....	133
---	-----

Рисунок Т2.1.....	146
-------------------	-----

Рисунок Т2.2.....	147
-------------------	-----

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы и степень её разработанности

Механизм возникновения и дальнейшего существования региональных зон с различными окислительно-восстановительными условиями (**редокс-условиями**) кристаллизации магматических пород не вполне ясен. Считается, что породы ильменитовой серии (**ИС**), кристаллизующиеся в восстановительной обстановке, образуются в зонах сжатия, а магнетитовая серия (**МС**), кристаллизующаяся в окислительных условиях - в зонах растяжения [Печерский, 1964], хотя существуют и другие представления [Guo et al., 2022]. **С ильменитовыми образованиями, чаще всего, связаны месторождения олова и вольфрама, а с магнетитовыми - меди и золота, это, прежде всего, медно-порфировые и золото-серебряные месторождения. Таким образом, редокс-условия кристаллизации оказывают значительное влияние на рудную специализацию магматических образований.** Это хорошо иллюстрирует схема ильменитовых и магнетитовых зон Сихотэ-Алиньского орогенного пояса (САОП) [Коновалова и др., 2023; Konovalova et al., 2023] (рисунок 1.1.1). По мнению Ш. Ишихара [Ichihara, 1977], немагнитные гранитоиды ильменитовой серии, чаще всего S-типа, образуются в орогенных поясах за счет переработки органики из аккреционных комплексов. Однако известную на данный момент региональную зональность редокс-условий кристаллизации магматитов Циркум-Пацифики не всегда можно объяснить подобным механизмом (рисунок 1.1.2).

Не ясно в рамках данной гипотезы происхождение мощной магнетитовой зоны в орогенах Кордильер и Анд, где значительные объемы аккреционных образований. Кроме того, эффузивные аналоги гранитоидов также можно разделить на ильменитовую и магнетитовую серии [Мишин и др., 2003; Талтыкин и др., 2024б; Taltykin et al., 2024]. Влияние осадочного углерода в данном случае весьма спорно. Поэтому, перед нашими исследованиями в САОП стояла задача более детального изучения закономерностей распределения ильменитовой и магнетитовой серий магматических пород с целью выяснения условий формирования и развития региональной редокс-зональности магматитов при

образовании аккреционного Сихотэ-Алиньского орогена. Это позволит в дальнейшем более целенаправленно вести региональные металлогенические исследования, а также даст дополнительную информацию при палеогеодинамических реконструкциях.

Цель и задачи исследования

Целью работы является выяснение времени формирования и дальнейшего существования региональных зон распространения ильменитовой и магнетитовой серий магматических пород в САОП в течение десятков миллионов лет. Для этого были поставлены и решены несколько задач:

- отработана методика выделения пород ильменитовой и магнетитовой серий на основе ряда геолого-геохимических и геофизических признаков;
- построена схема редокс-зональности магматических пород Сихотэ-Алиньского орогенного пояса для выяснения её связи с петрохимическим составом пород, их геохимическим типом, глубиной кристаллизации и возрастом образования магматических тел;
- проанализировано влияние дегазации мантии, а также процессов дегидратации погружающейся океанической плиты при субдукции на редокс-условия в земной коре;
- исследованы геодинамические условия кристаллизации гранитоидов САОП в мел-палеогеновое время.

Объект и предмет исследования

Объект исследования - магматические породы мел-палеогенового возраста Сихотэ-Алиньского орогенного пояса. Предметом исследований являются окислительно-восстановительные условия кристаллизации этих пород.

Научная новизна

Показано, что возникшая при орогенезе зональность распределения окислительно-восстановительных условий кристаллизации магматических пород

в дальнейшем фиксируется в гранитно-метаморфическом слое новой континентальной коры. При последующих тектонических перестройках в САОП эта зональность сохраняется, а с ней и региональные металлогенические провинции. В настоящей работе показано взаимоотношение региональных редокс-зон с процессами магматизма в мел-палеогеновое время в САОП.

Теоретическая и практическая значимость

Предложен иной, чем у Ш. Ишихара [Ishihara, 1977], механизм возникновения редокс-зональности магматических пород при субдукции. Он удовлетворительно описывает основные закономерности распределения редокс-зональности в Циркум-Пацифике (и в САОП в частности). Практически, знание серий магматических образований позволит более целенаправленно определять участки, перспективные на тот или иной тип оруденения. В настоящий момент не всегда известно, к какой серии (**ИС** или **МС**) относятся магматические образования в отдельных регионах. Для этого необходимо проводить площадное районирование территорий по редокс-условиям кристаллизации магматических пород, тем более что при составлении геологических карт в настоящее время проводятся измерения магнитной восприимчивости (**МС**) магматитов. Также в комплексе с другими геолого-геофизическими методами изучение региональной редокс-зональности магматических пород позволяет строить модели тектонических обстановок прошлого.

Защищаемые положения

Результаты исследований позволяют утверждать следующее:

- 1. Магматические породы Сихотэ-Алиньского орогенного пояса разделяются на региональные зоны преимущественного развития ильменитовой или магнетитовой серий. В этих зонах присутствуют идентичные по петрохимическому составу, степени фракционирования, типу, глубине кристаллизации и возрасту магматические образования.**

2. **Ильменитовые породы I этапа магматизма (133-120 млн лет) относятся к коллизионным, а магнетитовые породы V этапа (моложе 52 млн лет) к надсубдукционным. Остальные магматические породы II - IV этапов относятся к «смешанным сериям».**
3. **Образовавшаяся в результате орогенеза новая континентальная кора в пределах САОП сохранила магнитные свойства, существовавшие в литосфере при формировании гранитно-метаморфического слоя в альб-сеноманское время.**

Фактический материал

В основу диссертационной работы положены результаты исследований свыше 500 образцов магматических пород (Таблица №1), собранные коллективом (Л.Ф. Мишин, Е.А. Коновалова и Ю.В. Талтыкин – с 2016 г.) в период 2012-2020 г.г. и коллективом (Е.А. Коновалова и Ю.В. Талтыкин) в период 2021-2024 г.г. в процессе полевых исследований Сихотэ-Алиньского орогенного пояса по серии профилей (рисунки 2.7.2 - 2.7.4). Используются также материалы по профильным замерам магнитной восприимчивости (с 2018 г.) в коренных выходах пород (с шагом 2-20 метров в зависимости от обнаженности местности), а также многочисленные замеры **MS** (свыше 600 замеров), выполненные в пограничных массивах, представленных породами **ИС** и **МС**, во время детальных маршрутов (протяженностью более 65 км). Проведено определение возрастов ильменитовых и магнетитовых образцов 2 массивов (Приисковый и Южный Сидимийский). В Таблице №2 представлены результаты определения возраста магматических пород САОП U-Pb методом по литературным источникам.

Личный вклад автора

Исследования с 2016 г. по 2022 г. проводилась автором под руководством научного руководителя д.г.-м.н. Л.Ф. Мишина, затем под руководством д.г.-м.н., чл.-корр. РАН А.Н. Диденко. Все эти годы автор участвовал в планировании и проведении полевых работ, отборе образцов (430 образцов из 507,

представленных в Таблице №1, получены при непосредственном участии автора в 2016-2024 гг.) и проведении части (порядка 80%) маршрутных съемок **MS** на Аксакинском, Южном Сидимийском и Приисковом массивах. Также автор принимал непосредственное участие в составлении карт и схем зональности редокс-условий кристаллизации магматических пород САОП. Автор лично проанализировал материалы (как экспериментальные измерения, так и теоретические модели) по окислительно-восстановительному состоянию литосферы в зонах конвергентных окраин и предложил свою модель возникновения редокс-зональности в зонах субдукции, которая удовлетворительно описывает различные формы этих зон в Циркум-Пацифике.

Во всех статьях (1-11), написанных в соавторстве, автор лично принимал участие в сборе полевых материалов, самостоятельно и вместе с соавторами участвовал в обработке полевой информации и подготовке публикаций, в обобщении материалов и формулировке выводов. Вклад соискателя состоит в разработке проблемы возникновения и дальнейшего существования региональных редокс-зон, их металлогении и связи с геодинамическими и тектоническими процессами в мел-палеогеновое время.

Методология и методы диссертационного исследования

Одной из задач данного исследования являлось сопоставление схемы зональности окислительно-восстановительных условий кристаллизации магматических пород Сихотэ-Алиня, построенной: а) по осредненным результатам определения коэффициента окисленности железа [Мишин и др., 2003; Меркулова, Мишин, 2015] и б) по магнитной восприимчивости образцов магматических образований САОП [Талтыкин и др., 2024б; Taltykin et al., 2024]. В результате стало ясно, что обе схемы вполне сопоставимы, но **MS** даёт более детальную картину распределения редокс-условий кристаллизации магматических пород.

Кроме измерений **MS** образцов и замеров в окрестностях точки отбора, были проведены лабораторные исследования в лаборатории физико-химических

методов исследований ИТиГ ДВО РАН. Для большинства образцов (385) выполнены рентгено-флуоресцентный анализ (РФА) и анализы (441) масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС), изучены шлифы (около 200), измерен вес (в процентах массы) магнитной фракции (259) и определена железистость (в долях от веса магнитной фракции) темноцветных минералов (155). На основании этих работ была выработана методика определения пород **ИС** и **МС** по комплексу признаков [Мишин и др., 2020; Mishin et al., 2020].

Эти исследования позволили также построить ряд петрофизических и петрохимических диаграмм, в том числе и график связи **MS** с коэффициентом окисленности железа в интрузивных породах САОП [Талтыкин и др., 2024б; Taltykin et al., 2024].

Достоверность полученных результатов

Достоверность полученных обеспечивается достаточным объемом выборки исследуемого фактического материала, применением современного высокоточного оборудования (для большинства образцов сделаны РФА (385) и ИСП-МС (441) анализы, также изучены шлифы (~200), измерен вес магнитной фракции (259) и определена железистость темноцветных минералов (155)). Схема редокс-зон по **MS** удовлетворительно сходится с зональностью, определенной по коэффициенту окисленности железа [Мишин и др., 2003]. Основные результаты опубликованы в рецензируемых изданиях, входящих в базы данных RSCI и Scopus.

Апробация работы и публикации

По результатам работы было сделано 27 докладов на следующих научных конференциях:

III конференция «В КИЛЬВАТЕРЕ БОЛЬШОГО КОРАБЛЯ...» (Черноголовка, 2018);

X, XI, XII Косыгинские чтения (Хабаровск, 2019, 2021, 2024);

XX международная конференция «Физико-химические и петрофизические..» (Москва, ИГЕМ РАН, 2019);

Всероссийская конференция, посвященная 120-летию со дня рождения Д.С. Коржинского (Москва, ИГЕМ РАН, 2019);

LI, LIII Тектонические совещания (Москва, ГЕОС, 2020, 2022);

XI Всероссийская научно-практическая конференция (Якутск, 2021);

VIII, IX, X Всероссийские научные конференции (Биробиджан, 2021, 2022, 2024);

XIII Всероссийское петрографическое совещание (Иркутск, 2021);

XX научная конференция (Иркутск, 2022);

V, VI Всероссийские конференции (Владивосток, 2021, 2023);

16-е двухгодичное собрание международного Геологического Общества (SGA) (Новая Зеландия, 2022).

По теме диссертации опубликовано 11 научных статей, в том числе 6 в рецензируемых изданиях, рекомендованных для защиты в МГУ имени М.В. Ломоносова:

- Тихоокеанская геология (2020, 2023, 2024),
- Вестник Северо-Восточного научного центра Дальневосточного отделения Российской Академии Наук (2020),
- Петрология (2022),
- Геология рудных месторождений (2023),

из них 1 научная статья в изданиях дополнительного списка рецензируемых научных изданий из перечня, рекомендованного Минобрнауки России, в котором могут быть опубликованы научные результаты диссертаций:

- Вестник Северо-Восточного научного центра Дальневосточного отделения Российской Академии Наук (2020),

и 5 статей в иных журналах:

Региональные проблемы: 2021 г. – 2 статьи; 2022 г. - 1 статья; 2024 г. – 2 статьи.

Благодарности

Работа выполнена в лаборатории тектоники осадочных бассейнов Института тектоники и геофизики ДВО РАН. Автор выражает глубокую благодарность своему старшему товарищу, коллеге и первому научному руководителю д.г.-м.н. Л.Ф. Мишину за всестороннюю помощь и поддержку при написании данной работы. Искренняя благодарность коллективам лабораторий тектоники осадочных бассейнов под руководством к.г.-м.н. Е.П. Развозжаевой и тектоники под руководством к.г.-м.н. Кудымова А.В. за активное участие в обсуждении проблем редокс-зональности магматизма в САОП, а также помощь во время подготовки материалов. Особая благодарность моей коллеге и соавтору Е.А. Коноваловой за совместную плодотворную работу и вед.н.с. В.Г. Невструеву за ценные советы и консультации в ходе написания диссертации. Большая признательность моему руководителю д.г.-м.н., чл.-корр. РАН А.Н. Диденко за неоценимую помощь в подготовке диссертации. Также автор искренне благодарен доктору геол.-мин. наук академику РАН Александру Ивановичу Ханчуку за обсуждения, ценные советы и замечания, позволившие значительно повысить качество работ.

ГЛАВА 1. ИЛЬМЕНИТОВЫЕ И МАГНЕТИТОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ В СИХОТЭ-АЛИНЬСКОМ ОРОГЕННОМ ПОЯСЕ¹

1.1 Представления о происхождении ильменитовых и магнетитовых гранитоидов

¹ При подготовке данного раздела диссертации автором использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А., **Талтыкин Ю.В.**, Крутикова В.О., Добкин С.Н., Юрченко Ю.Ю., Штарева А.В. Окислительные условия и связанная с ними геохимическая и металлогеническая зональности магматических образований Сихотэ-Алиньского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39. № 3. С. 51-67 (2,08 п.л., авторский вклад – 35%). DOI: 10.30911/0207-4028-2020-39-3-51-67. Импакт-фактор РИНЦ: 1,189.

Mishin L.F., Konovalova E.A., **Taltykin Yu.V.**, Krutikova V.O., Dobkin S.N., Yurchenko Yu.Yu., Shtareva A.V. Redox Conditions and Related Geochemical and Metallogenic Zonation of Magmatic Rocks of the Sikhote Alin Orogenic Belt // Russian Journal of Pacific Geology. 2020. Vol. 14. № 3. P.241–256. DOI: 10.1134/S1819714020030057. (1,96 п.л., авторский вклад – 35%). SJR: 0,352.

2. **Талтыкин Ю.В.**, Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А. Окислительно-восстановительный фон в земной коре Сихотэ-Алиньского орогенного пояса при кристаллизации магматитов мел-палеогенового возраста: связь с геодинамикой // Вестник Северо-Восточного научного центра Дальневосточного отделения Российской Академии Наук. 2020. № 4. С. 24-38. (1,74 п.л., авторский вклад – 80%). DOI: 10.34078/1814-0998-2020-4-24-38. Импакт-фактор РИНЦ: 0,229.

3. Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А., **Талтыкин Ю.В.** Влияние окислительных условий на геохимическую и металлогеническую зональности на примере мезозойских магматических поясов Восточной Якутии // Петрология. 2022. Т. 30. № 3. С. 260-280. (2,57 п.л., авторский вклад – 35%). DOI: 10.31857/S0869590322030050. Импакт-фактор РИНЦ: 1,933.

Mishin L.F., Konovalova E.A., **Taltykin Yu.V.** Effects of Redox Conditions on Geochemical and Metallogenic Zoning: An Example of Mesozoic Magmatic Belts in Eastern Yakutia // Petrology. 2022. Vol. 30. № 3. P. 258–277. DOI: 10.1134/S0869591122030055. (2,45 п.л., авторский вклад – 35%). SJR: 0,463.

4. **Талтыкин Ю.В.**, Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А. Модель возникновения зональности редокс-условий кристаллизации магматитов в аккреционных и коллизионных орогенах в мезозое: связь с геодинамикой (по материалам исследований в Сихотэ-Алиньском орогенном поясе) // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2022. Материалы LIII Тектонич. совещания. Т. 2. М.: ГЕОС. 2022. С. 231-235.

5. **Taltykin Yu.**, Mishin L., Kepezhinskas P., Konovalova E. Cretaceous to Paleogene magmatism and mineralization in the Sikhote-Alin Range (Russian Far East): implications for the redox-driven metallogenic zonation of Circum-Pacific orogens. In: Christie AB (ed.) Proceedings of the 16th SGA Biennial Meeting, 28-31 March 2022. 2022. Vol. 1. P. 376-379.

6. Коновалова Е.А., Мишин Л.Ф., **Талтыкин Ю.В.** Ильменитовые и магнетитовые магматические породы Дальнего Востока. // Региональные проблемы. 2022. Т. 25. № 3. С. 66-68. (0,37 п.л., авторский вклад – 40%) <https://doi.org/10.31433/2618-9593-2022-25-3-66-68>. Импакт-фактор РИНЦ: 0,266.

7. Коновалова Е.А., Талтыкин Ю.В., Юрченко Ю.Ю., Мишин Л.Ф. Окислительно-восстановительный режим формирования пород Приискового массива и его металлогенические следствия (Южный Сихотэ-Алинь, Приморье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2023. Т. 65. № 3. С. 254-269. (1,96 п.л., авторский вклад – 30%). DOI: 10.31857/S0016777023030012. Импакт-фактор РИНЦ: 1,145.

Kononova E.A., Taltykin Yu.V., Yurchenko Yu.Yu., Mishin L.F. Redox Conditions of Formation of Rocks of the Priiskovy Massif and Their Metallogenic Consequences (South Sikhote-Alin, Primorye) // Geology of Ore Deposits. 2023. Vol. 65. № 3. P. 240–254. DOI: 10.1134/S1075701523030017. (1,84 п.л., авторский вклад - 30%). SJR: 0,276.

Вопрос о закономерностях размещения месторождений полезных ископаемых в Циркум-Пацифике и в САОП в частности обсуждается еще со середины прошлого века [Смирнов, 1946]. Немаловажную роль в этом процессе играют окислительно-восстановительные условия (редокс-условия) кристаллизации магматических пород [Романовский, 1987; Ishihara, 1998].

Все основные рудные месторождения в САОП, так или иначе, связаны с магматическими и постмагматическими процессами (рисунок 1.1.1) [Коновалова и др., 2023; Kononova et al., 2023]. И, хотя месторождения являются, в первую очередь, экономическим понятием, а процесс образования месторождений или рудопроявлений зависит от многих факторов, редокс-условия кристаллизации магматитов определяют ряд тенденций в образовании региональных рудно-магматических систем.

Так, по материалам полевых исследований [Печерский, 1964] и экспериментальных работ [Linnen et al., 1995, 1996] установлено, что олово (Sn) переноситься только восстановленными растворами, то есть оно связано с ильменитовой серией интрузивов. С оловом часто встречаются вольфрам и определенный ряд редкоземельных элементов. Золото-серебряные и медно-порфировые месторождения приурочены к окисленным магматическим породам (магнетитовая серия). Золото-медные проявления встречаются в обеих сериях. В этой связи изучение распределения редокс-зональности магматических пород и причин возникновения этой зональности имеет важное практическое значение.

Кроме того, известно, что вся магматическая деятельность связана с тектоникой и геодинамикой региона, что позволяет попытаться найти связь

редокс-условий кристаллизации магматитов с глубинными процессами в литосфере и верхней мантии.

Основными зонами магматизма в настоящее время, а также в предшествующие эпохи были активные континентальные окраины, где происходило наращивание земной коры. Самой обширной и наиболее активной в мезозой-кайнозойское время является Тихоокеанская активная окраина.

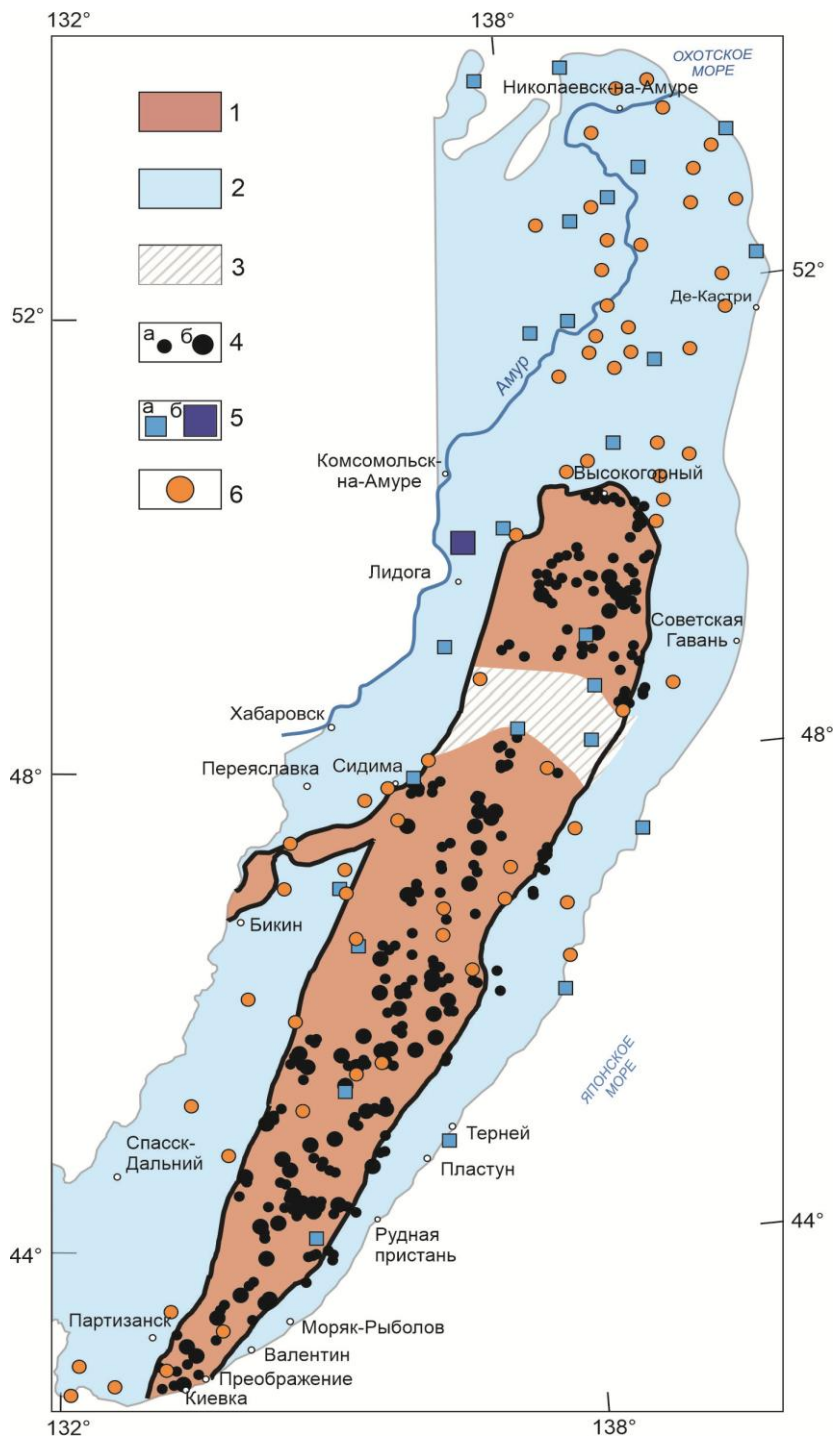
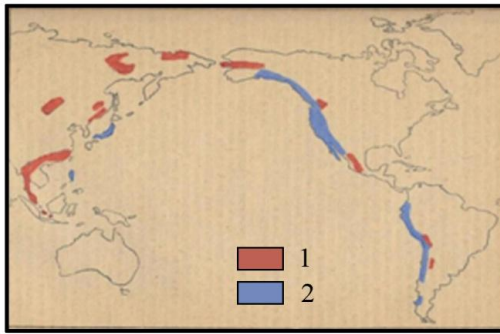


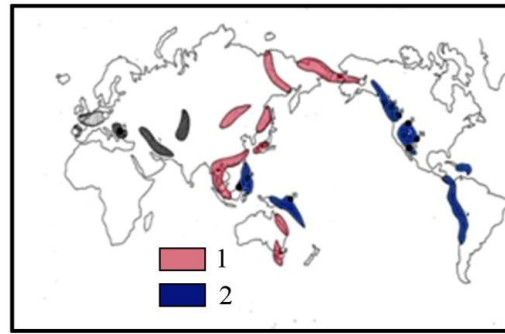
Рисунок 1.1.1 Схема распределения магматических пород магнетитовой и ильменитовой серий в САОП с элементами металлогении [Коновалова и др., 2023; Konovalova et al., 2023] с упрощениями. Условные обозначения: 1 – магматические породы **ИС**; 2 – магматические породы **МС**; 3 – область с неустойчивыми характеристиками окислительных условий; 4 – проявления (а) и месторождения (б) Sn и Sn – W; 5 – (молибден)-медно-порфировые проявления (а), Малмыжское месторождения (б); 6 - месторождения и рудопроявления золота.

Одним из первых авторов, выявившем в структуре Тихоокеанского металлогенического пояса внутреннюю (серебряно-медную) и внешнюю (олово-вольфрамовую) зоны, был С.С. Смирнов [Смирнов, 1946]. Различия в металлогенической специализации он объяснял изменением состава магматитов от основного (вблизи океана) до кислого (вглубь материка) (рисунок 1.1.2). Тогда же он отметил разницу в рудной специализации восточного и западного побережья Тихого океана.

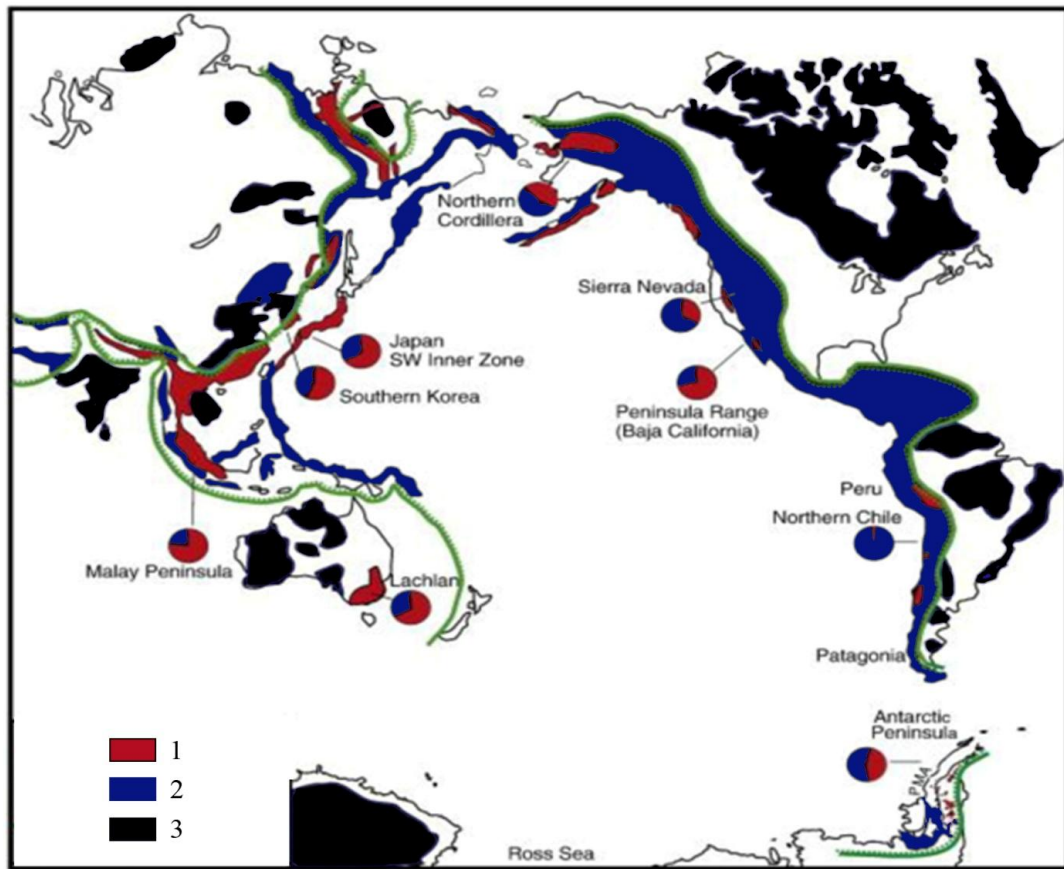
В 1964 г. Д.М. Печерский опубликовал работу [Печерский, 1964], посвященную магнитным свойствам гранитоидов северо-востока СССР. В этом исследовании гранитоиды были разделены на две группы: магнитные и немагнитные. Работа проведена на основании полевых исследований, как на северо-востоке СССР, так и по другим регионам страны, также был использован значительный объем экспериментальных данных. Показано, что в большинстве случаев магнитные свойства гранитоидов формируются на стадии кристаллизации магмы и определяются, в первую очередь, фугитивностью кислорода, а также давлением и температурой в очаге. Петрографический состав интрузивов, их возраст и состав вмещающих пород слабо влияют на магнитные свойства гранитоидов. Намагниченность сильнее зависит от тектонической обстановки их образования.



Смирнов, 1946



Ishihara, 1977



Ishihara, 1998; Wendt et al., 2013

Рисунок 1.1.2 Схемы зональности поясов Циркум-Пацифики с упрощениями: 1 - олово, 2 - серебро-медь по [Смирнов, 1946]; 1 - ильменитовый, 2 - магнетитовый по [Ishihara, 1977] и 1 - ильменитовый, 2 - магнетитовый, 3 - древние щиты по [Ishihara, 1998; Wendt et al., 2013].

После выделения Б.У. Чаппеллом и А.Дж.Р. Уайтом в 1974 г. S- и I- типов гранитоидов [Chappell, White, 1974, 2001], Ш. Ишихара в 1977 г. [Ishihara, 1977], изучая магматические комплексы Японии, вводит понятие ильменитовой

(немагнитной) и магнетитовой (магнитной) серий гранитоидов. Магнетитовая серия содержит до 3% сильномагнитного минерала магнетита, она формировалась в условиях высокой фугитивности кислорода. В ильменитовой серии может быть до 0,1 % немагнитного минерала ильменита, фугитивность кислорода при кристаллизации была низкой. По мнению Ш. Ишихара, граница, разделяющая две серии, вероятно, проходит рядом с буфером Ni-NiO. При этом гранитоиды магнетитовой серии (это чаще I-тип) образовывались на глубоком уровне (верхняя мантия) и не взаимодействовали с углеродсодержащими осадочными (аккреционными) комплексами; тогда как большинство гранитоидов ильменитовой серии (обычно S-типа) возникло в середине нижней континентальной коры. Магмы смешивались с углеродом метаморфических и осадочных пород на различных этапах своей магматической истории. Эта связь проявлялась для ильменитовых гранитов в высоких значениях изотопа кислорода $\delta^{18}\text{O}$, предполагающая большой вклад осадков [Ishihara, 2007]. Ш. Ишихара указал на связь месторождений олова-вольфрама именно с ильменитовыми гранитоидами, а меди и золота - преимущественно с магнетитовыми (рисунки 1.1.2, 1.2.3.1). Ш. Ишихара вслед за Д.М. Печерским также предложил использование магнитной восприимчивости (**MS**) для разделения серий, в том числе и в полевых условиях [Ishihara, 1979].

В конце XX - начале XXI веков были проведены многочисленные исследования по различным аспектам редокс-условий кристаллизации магматитов. В первую очередь стоит отметить работы Ш.Ишихара с коллегами по изучению магнитной восприимчивости гранитных массивов в различных регионах мира: Япония, Чили, Перу, Ю. Африка, Восточная Азия и др. [Ishihara, 1977, 2004, 2007; Ishihara, Ulriksen, 1980; Ishihara et al., 2000, 2002], одним из результатов которого явилась схема распространения пород ильменитовой и магнетитовой серий в Циркум-Пацифике и сопредельных территориях [Ishihara, 1998]. Она была дополнена в 2013 г. А. Вендтом с коллегами после исследований в Антарктиде [Wendt et al., 2013] (рисунок 1.1.2). Аналогичные исследования проводились и другими учеными в Калифорнии [Gastil, 1990], Бразилии

[Dall'Agnol, Oliveira, 2007], Португалии [Sant'Ovaia et al., 2013], Индии [Pandit et al., 2014; Anettsungla et al., 2018], Индонезии [Maulana et al., 2013]. Для нас наиболее интересна работа К.Дж.Р. Харта с соавторами [Hart et al., 2004] по Северной Кордильере на Аляске. Было замечено, что распределение ильменитовой и магнетитовой серий не определяется возрастом гранитоидов (в рамках раннего мела), а при реконструкции положения массивов на начало позднего мела можно получить две параллельные океаническому побережью зоны: магнетитовую и за ней вглубь континента ильменитовую. Также эти материалы согласуются с выводом, полученным при исследованиях в Сихотэ-Алиньском орогенном поясе (САОП) и Якутии [Мишин и др., 2020, 2022; Mishin et al., 2020, 2022] о том, что граница между ильменитовой и магнетитовой сериями для гранитоидов находится в районе значений $MS\ 0,5-0,6 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, а не $3 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, как предположил Ш. Ишихара [Ishihara et al., 2002].

Т.Такаги на примере Японии показал, что принадлежность к той или иной серии не зависит от возраста и на основании изучения отношений изотопов стронция и неодима предположил, что ильменитовые серии связаны с загрязнением гранитной магмы более чем на 15 процентов субдуцированными отложениями [Takagi, 2004]. А Ц. Сюй с соавторами [Xu et al., 2022] допускает появление S-гранитов в результате растяжения и декомпрессионного плавления при откате слэба.

В рассматриваемый период времени было проведено значительное количество исследований и лабораторных экспериментов по геохимическим аспектам редокс-условий кристаллизации магматических расплавов. Показано, что степень окисления железа в силикатных расплавах определяется температурой, фугитивностью кислорода, давлением и химическим составом расплава. Важную роль в окислительно-восстановительном балансе могут играть различные элементы, такие как сера, хлор, фтор и т.п. [Борисов, Шапкин, 1989; Путинцев, Григорьев 1993; Wilke, 2005; Рябчиков, Когарко, 2010; Кигай, 2011; Borisov et al., 2015, 2017; Losq et al., 2020; Liu et al., 2022].

На юге Дальнего Востока СССР работы по изучению физических свойств гранитных комплексов, и в том числе магнитной восприимчивости, проводились еще во второй половине XX века. Так, Э.Я. Дубинчиком и В.К. Путинцевым [Дубинчик, Путинцев, 1971] на основании измерений плотности и **MS** были выделены 5 петрофизических групп гранитоидов юга Дальнего Востока. При этом породы плутонических массивов одного комплекса могли иметь различную магнитную восприимчивость.

В Институте тектоники и геофизики ДВО РАН также проводились исследования окислительно-восстановительных условий кристаллизации магматических пород как на базе лаборатории петрофизики под руководством Н.П. Романовского [Романовский, 1987; Физические..., 1987], так и коллективом авторов [Мишин и др., 1988; Мишин, Петухова, 1990; Мишин, Романовский, 1992]. В 2001 вышла Российско-Китайская тектоническая карта области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов масштаба 1:1 500 000 (гл. ред. Л.П. Карсаков, Чжао Чуньцзин) на территорию юга Дальнего Востока России и Северо-Восточного Китая [Тектоника..., 2005]. На ней определенным крапом все магматические породы территории разделены на 3 группы: восстановленные, окисленные и нерасчлененные. Работа была проведена Л.Ф. Мишиным. Он обобщил результаты отдельных определений количества закисного и окисного железа в образцах магматических пород при геологических съемках масштаба 1:100 000 и 1:200 000. Было показано, что не только гранитоиды, но и их эффузивные аналоги можно разделить на окисленные и восстановленные серии [Мишин и др., 2003]. Одной из особенностей пород ильменитовой серии является европиевый (**Eu**) минимум в спектре редкоземельных элементов (РЗЭ). При этом величина этого минимума практически не зависит от формационного состава и возраста пород, глубины их кристаллизации, щелочности и т.п. В породах магнетитовой серии, формирующихся в окислительном режиме, европий находится в трехвалентной форме (в отличие от двухвалентной в ильменитовой серии) и ведет себя идентично с другими РЗЭ [Мишин, 2010].

Используя эту Карту как базовый материал в дальнейшем была построена схема редокс-зональности Сихотэ-Алиньского орогенного пояса [Меркулова, Мишин, 2015]. А по ранее предложенной методике расчета коэффициента окисленности [Мишин и др., 2003] составлены аналогичные карты западного сектора Монголо-Охотского орогенного пояса [Мишин и др., 2019] и мезозойских магматических поясов Восточной Якутии [Мишин и др., 2022; Mishin et al., 2022].

Учитывая сложность раздельного определения FeO и Fe_2O_3 в образцах (в настоящее время, как правило, определяют суммарное (total) количество окислов железа FeO^T), были проведены работы по изучению связи магнитной восприимчивости и коэффициента окисленности, изучены геохимические особенности ильменитовой и магнетитовой серий и предложена комплексная методика выявления окисленных и восстановленных магматических пород. На этой основе построена уточненная схема редокс-зональности условий кристаллизации магматитов САОП [Мишин и др., 2020; Mishin et al., 2020].

Необходимо отметить значительный вклад в изучение ильменитовых гранитоидов и связанной с ними оловоносности дальневосточных исследователей. Рудно-магматическим системам этого типа посвящен ряд крупных работ [Романовский, 1987; Гоневчук, 2002; Родионов, 2005]. Кроме того в работах [Гоневчук, 2002; Родионов, 2005; Фатьянов, Хомич, 2010; Хомич, Борискина, 2017, 2019] указывалось на связь гранитоидов ильменитовой серии с восстановленными флюидами в областях субдукции и коллизии. Были изучены механизмы образования и развития оловоносных и золотоносных рудно-магматических систем, выявлена связь минерогенеза и процессов, связанных с застойной частью слэба в транзитной мантийной зоне, показано влияние галогенов на окислительно-восстановительное состояние глубинного флюида.

По мнению Г.А. Валуй [Валуй и др., 2005; Валуй, 2014], в САОП все гранитные интрузивы вулканоплутонического пояса по характеру участия флюидов в процессе кристаллизации разделяются на две группы: (а) – ильменитсодержащие, кристаллизовавшиеся в условиях открытой системы с относительно быстрой потерей флюидной компоненты и (б) –

магнетитсодержащие, образовавшиеся в условиях закрытой системы, что обеспечивает присутствие флюидов от начальных до завершающих стадий кристаллизации.

Таким образом, подводя итог, можно констатировать: в Циркум-Пацифике по краям континентов выделяются региональные зоны распространения мезозойских магматических пород ильменитовой и магнетитовой серий. Они вытянуты вдоль побережья Тихого океана и имеют размеры от тысячи и более км в длину и ширину в сотни км. При этом магнетитовая зона расположена вдоль побережья океана, а ильменитовая - за ней. Внутри зоны петрографический состав магматитов, их возраст и глубина кристаллизации, чаще всего, не имеют значения. Одной из таких зон является Сихотэ-Алиньский орогенный пояс.

Основной гипотезой возникновения ильменитовой серии гранитоидов является предположение Ш.Ишихара о влиянии осадочного углерода аккреционных комплексов на окисленные магматические растворы. Однако она в настоящее время не может объяснить ряд фактов. Так, среди пород ильменитовой и магнетитовой серий присутствуют практически все типы гранитоидов [Jiang X. et al., 2018a, 2018b]. Кроме того, их эффузивные аналоги также можно разделить на ильменитовую и магнетитовую серии [Мишин и др., 2003]. Влияние осадочного углерода в данном случае на андезиты, а тем более на базальты, весьма сомнительно. Также сложно объяснить в рамках данной гипотезы широкую магнетитовую зону в орогенах Кордильер и Анд, где значительные мощности аккреционных образований, в то время как в северной Кордильере [Hart et al., 2004] ширина магнетитовой зоны составляет порядка 300-350 км, а ильменитовой вслед за ней до 300 км.

Поэтому, перед нашими исследованиями в САОП стояла задача более детального изучения закономерностей распределения ильменитовой и магнетитовой серий магматических пород с целью выяснения возможных причин возникновения и развития региональной редокс-зональности магматитов при образовании САОП [Талтыкин и др., 2020]. Это позволит в дальнейшем более целенаправленно вести региональные металлогенические исследования, а также

даст дополнительную информацию при палеогеодинамических реконструкциях региона.

1.2 Сихотэ-Алиньский орогенный пояс как часть Тихоокеанского подвижного пояса (Циркум-Пацифики)

1.2.1 Мезозойская геодинамика Тихоокеанского пояса

Согласно глобальным геодинамическим моделям прошлого века всю поверхность Земли можно разделить на два основных сегмента: Тихоокеанский и Индо-Атлантический. Тихоокеанский тектонический сегмент включает в себя Тихий океан и Тихоокеанский тектонический пояс [Пущаровский, 2000]. Океан Панталасса (предшественник Тихого океана при распаде Родинии) занимал почти половину площади поверхности Земли, по крайней мере, с позднего докембрия. И, хотя возраст океанического дна Тихого океана не превышает 200 млн лет (время распада Пангеи), континентальные регионы Тихоокеанского побережья испытывают длительную субдукцию со времен докембрия [Frisch et al., 2011]. Зона Тихоокеанского пояса состоит из ряда литосферных плит, отличающихся как по возрасту, так и по характеру перемещений. Границы между плитами могут быть дивергентными (срединно-океанические хребты и рифтовые зоны), трансформными (вдоль которых происходит скольжение плит) и конвергентными (зоны субдукции, где происходит погружение одной плиты под другую). Субдукция является основным механизмом образования новой континентальной коры. Аккреционные процессы, орогенез, магматизм и метаморфические изменения превращают океаническую кору в кору континентального типа [Геологическая..., 2021].

Мезозойская эпоха складчатости объединяет многочисленные фазы и эпохи тектонической активности. Она проявилась, главным образом, в пределах Тихоокеанского подвижного пояса. Разные авторы выделяют различное количество фаз складчатости. Основными можно назвать киммерийскую (поздняя юра - ранний мел) и ларамийскую (поздний мел – ранний палеоген). Модель геодинамического развития Тихоокеанского региона, основанная на полосовых

магнитных аномалиях и абсолютной системе отсчета, представлена М. Сетон с коллегами. Она показывает положение границ плит, начиная с 200 млн лет [Seton et al., 2012]. На данный момент в бассейне Тихого океана выделяют пять крупных (Тихоокеанская, Антарктическая, Наска, Кокос и Хуан Де Фука), а также четыре более мелких (Ривера, Галапагосская, Пасхальная и Хуан-Фернандеса) океанических плит. Кроме того, по геологическим данным предполагается существование в Тихоокеанском и прото-Тихоокеанском бассейнах (Панталасса) несколько уже исчезнувших плит (Фараллон, Финикс, Изанаги, Кула, Алук и Бауэр) [Seton et al., 2012].

Развитие Восточно-Азиатского региона в мезозое неразрывно связано с движением плиты Изанаги. Предполагается, что ее субдукция вдоль восточной Азии началась между 200 и 180 млн лет, и была прекращена примерно 55-50 млн лет, а 40 млн лет назад произошло полное отмирание плиты Изанаги [Seton et al., 2012]. В настоящее время существует несколько геодинамических моделей развития Сихоте-Алиньского региона и восточного побережья Китая в юрско-меловое время.

По мнению Т. Вань в период яншанского тектонического события (200 – 135 млн лет) плита Изанаги субдуцировала под континент в ЗСЗ направлении. В это время толщина континентальной коры для Восточной Азии несколько увеличилась примерно на 4-8 км [Wan, 2020]. Осевые направления складок указывают на то, что в яншанский период ориентация близкого к горизонтальному максимального главного сжимающего напряжения изменялась постепенно, т. е. от ССЗ в раннюю эпоху через СЗ в среднюю эпоху и к ЗСЗ в позднюю эпоху. Позже, в готерив-палеоценовое время (135-56 млн лет), в связи с расширением океана Тетис на север, миграцией на север Индийской и Австралийской плит восток Азиатского континента находился под воздействием ССВ горизонтального сжатия, сформировавшего ряд зон сдвигового характера ССВ направления. При этом направление максимального сжимающего напряжения в меловой системе китайского континента изменилось с ССВ в раннем мелу на СВ в среднем мелу и на ВСВ в позднем мелу. Когда позже

Тихоокеанская плита повернулась к ЗСЗ, между Восточноазиатской плитой и Тихоокеанской плитой образовались зоны субдукции и ряд траншейно–островных дуг [Wan, 2020].

Изучением геодинамики востока РФ, в том числе Сихотэ-Алиня и зоны перехода «океан-континент», занимались ученые и специалисты как центральных, так и дальневосточных НИИ и геологических организаций. Отметим работы Ю.И. Бакулина, В.В. Голозубова, А.Н. Диденко, И.В. Кемкина, Ю.А. Косыгина, Б.А. Натальина, Л.М. Парфенова, А.И. Ханчука и др.

Б.А. Натальин [Натальин, 1991] рассмотрел вопросы коллизионной и субдукционной тектоники юга Дальнего Востока. Он пришел к выводу, что в Сихотэ-Алине ведущую роль в образовании тектонических структур играла сдвиговая составляющая (по сути, выполняющая роль коллизионного взаимодействия).

Значительно более полно вопросы мезозойской геодинамики северо-западного обрамления Тихого океана освещены В.В. Голозубовым с коллегами [Голозубов, 2006; Голозубов и др., 2006]. Основным фактором, влияющим на развитие региона в юрско-меловое время, явилось движение плиты Иванага (рисунок 1.2.1.1). Для юрского этапа становления северо-западного обрамления Тихого океана характерно доминирование режима субдукции Андийского типа, переходящего в трансформную окраину. Так, вдоль Сихотэ-Алиньского участка окраины субдукция, возможно, происходила под острым углом к краю континента без образования магматического пояса.

Для нас более важным является магматизм САОП. С юры начинают накапливаться аккреционные комплексы, как при фронтальной субдукции, так, возможно, и при косой субдукции под острым углом. Трансформные обстановки создают условия для накопления осадков в бассейнах в режиме растяжения. Кроме того происходят перемещения значительных блоков земной коры вдоль трансформных разломов. Этот процесс идет, по крайней мере, до готерива. В настоящее время можно выделить следующие этапы магматизма: **I)** готерив-раннеаптский (133-120 млн лет); **II)** поздний апт-альб-сеноманский (120-94 млн

лет); **III**) турон-раннепалеоценовый (94-~60 млн лет); **IV**) позднепалеоцен-раннеэоценовый (~60-53 млн лет) и **V**) позднеэоцен-раннечетвертичный (от 53 млн лет) [Крук и др., 2014, 2019; Ханчук и др., 2019; Grebennikov et al., 2016, 2021; Jahn et al., 2015; Kemkin et al., 2016, 2021; Martynov et al., 2017; Wu et al., 2022 и др.].

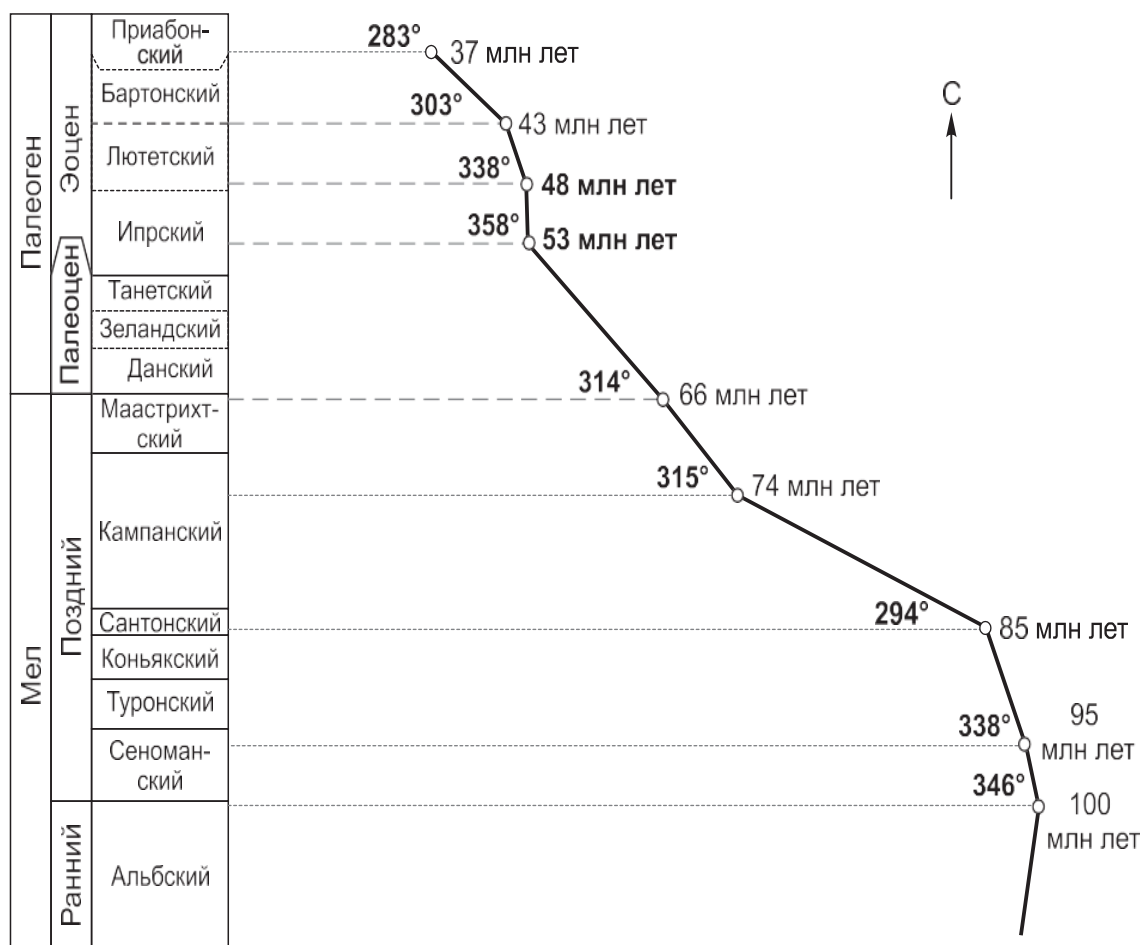


Рисунок 1.2.1.1 Стратиграфическая шкала и вектор движения плиты Изанаги до палеоцена и Тихоокеанской плиты после палеоцена [Гребенников, Максимов, 2021]. Полужирным шрифтом выделены недостаточно надежные данные [Engebretson et al., 1985].

В готериве за счет движений по системе разломов Тан-Лу на западе региона происходят первые орогенные события, отмеченные внедрениями Хунгарийских гранитов **S** – типа [Крук и др., 2014; Grebennikov et al., 2016]. В дальнейшем

основной **II** этап магматизма приходится на альб-сеноманское время. Согласно [Ханчук и др., 2019; Grebennikov et al., 2016] основная часть этих магматитов представлена гранитоидами **S**- и **I**-типа, и только в южной части САОП это гранитоиды **A**-типа (рисунок 3.2.1). Достаточно локальный ареал их распространения говорит о возможной связи их с локальным разрывом в плите. Позднемеловой магматизм **III** этапа происходит уже после ряда крупных тектонических преобразований региона. Эти преобразования произошли видимо только после присоединения Киселевско-Маноминского террейна. Согласно исследованиям А.Н. Диденко с коллегами [Диденко и др., 2014, 2017; Khanchuk et al., 2015] присоединение Киселевско-Маноминского террейна могло произойти в конце позднего мела (70 ± 5 млн лет). Раннепалеоценовый магматизм **IV** этапа, который отмечается Якутинскими гранитоидами **A**-типа, а также магматитами в зоне Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканического пояса, проходил в обстановке трансформной окраины. САОП уже практически имел ту же конфигурацию, что и сейчас [Grebennikov et al., 2016]. **V** этап также отмечен преимущественно окисленными породами вдоль побережья.

1.2.2 Геофизические особенности САОП и притихоокеанских орогенов

Ильменитовым зонам многих складчатых поясов Сихотэ-Алиня, Японии, Восточного Китая, Калифорнии и т.п. обычно соответствуют хорошо выраженные региональные минимумы силы тяжести. В других регионах области распространения пород ильменитовой серии обозначены лишь цепочками гравитационных минимумов. Интерпретация регионального минимума гравитационного поля Сихотэ-Алиньского орогена приводит ряд авторов [Кулинич, 1969; Романовский, Рейнлиб, 1984; Брянский, 1984; Романовский и др., 1992] к предположению о наличии разуплотнения в этих зонах до глубин 40-60 км и более. Также здесь увеличена мощность земной коры, наблюдаются участки пониженных скоростей по данным ГСЗ [Аргентов и др., 1976] и высокопроводящие области в литосфере [Каплун, Бронников, 2017]. По результатам сейсмотомографических исследований в течение года на 573

станциях [Wang et al., 2017] можно говорить о подъеме астеносферы с 90 до 60 км на юге Сихотэ-Алиня. Это может быть связано как с деламацией нижней части литосферы на продвинутой стадии орогенеза [Рассказов, 2017], так и с кайнозойской активизацией в этой зоне Тихоокеанской плиты.

Огромная работа по изучению и обобщению петрофизических и палеомагнитных свойств пород Япономорского сектора зоны перехода от континента к Тихому океану была проделана А.Н. Сокаревым, Р.Г. Кулиничем и З.Н. Прошкиной [Сокарев и др., 2010; Сокарев, Кулинич, 2012]. Представлены материалы исследований плотностных, магнитных, электрических характеристик горных пород Приморского края и ряда островов Японского моря, начиная с 1955 года. К сожалению, использование различных методик и аппаратуры для измерений магнитной восприимчивости не позволяет напрямую использовать эти данные в наших работах.

Н.П. Романовский с соавторами [Романовский, Рейнлиб, 1984; Романовский, 1987; Романовский и др., 1992] проанализировали более 30 тысяч измерений плотности и магнитной восприимчивости гранитоидов Востока СССР, провели петрофизический анализ строения гранитных рудномагматических систем Северо-Востока СССР и всего Тихоокеанского побережья. Авторы пришли к выводу о схожести глубинного строения Кордильер и Сихотэ-Алиня по комплексу геофизических измерений и геологических признаков и считают, что американская ветвь притихоокеанских орогенных сооружений так же, как и азиатская, обязана своим происхождением единым по генетической сути глубинным процессам позднефанерозойской тектономагматической активизации [Романовский, Рейнлиб, 1984]. Кроме того, наблюдаемая корреляция ареалов гранитоидного магматизма и региональных минимумов силы тяжести соответствует, в первую очередь, магматитам мезозойского возраста. Подобные зоны разуплотнения и гранитизации являются основными источниками эндогенной металлогении [Романовский и др., 1992].

С такими зонами нередко связывают [Тимурзиев, 2004] процессы насыщения литосферы облегченными мантийными дифференциатами за счет

глубинной дегазации Земли. Также здесь может наблюдаться повышенная скорость распространения флюидов. Для верхней части коры «фоновые» значения [Семашко, 2011] составляют 5-6 мм/год (это 5 км/млн лет), но в условиях повышенной проницаемости, а тем более в зоне действия надкритических условий для газов и их растворов скорость перемещения флюидов может значительно возрасти [Ablesimov et al., 1988]. Кроме того, по мнению Ф.А. Летникова [Летников, 2006], именно закритические флюидные системы способны к экстракции из твердых, расплавных и жидких фаз и к последующему переносу громадных количеств вещества, намного превосходящих величины, характерные для равновесных систем в докритической области. С другой стороны, по мнению Н.Л. Добрецова [Добрецов и др., 2015] в зонах субдукции основная часть дегидратации слэба идет в докритической области.

Таким образом, нет принципиальных различий в строении Тихоокеанских орогенных поясов близкого возраста, включающих в себя аккреционные комплексы океанических плит. В то же время выявлено [Смирнов, 1946; Ishihara, 1998], что магнетитовые и ильменитовые гранитоиды неоднородно распределены по обе стороны Тихого океана (рисунок 1.1.2). Гранитоиды ильменитовой серии доминируют в западной части Тихого океана, в то время как гранитоиды магнетитовой серии преобладают в Восточно-Тихоокеанском орогенном поясе, т.е. различие состоит в редокс-условиях кристаллизации магматитов.

1.2.3 Связь ильменитовых и магнетитовых зон с металлогенией

Как было показано на рисунке 1.1.2 схемы различных металлогенических зон Циркум-Пацифики существуют как минимум с 1946 г. [Смирнов, 1946]. Основная схема выполнена Ш. Ишихара [Ishihara, 1998] (рисунок 1.2.3.1) и дополнена А. Вендтом с коллегами [Wendt et al., 2013] после исследований в Антарктиде.

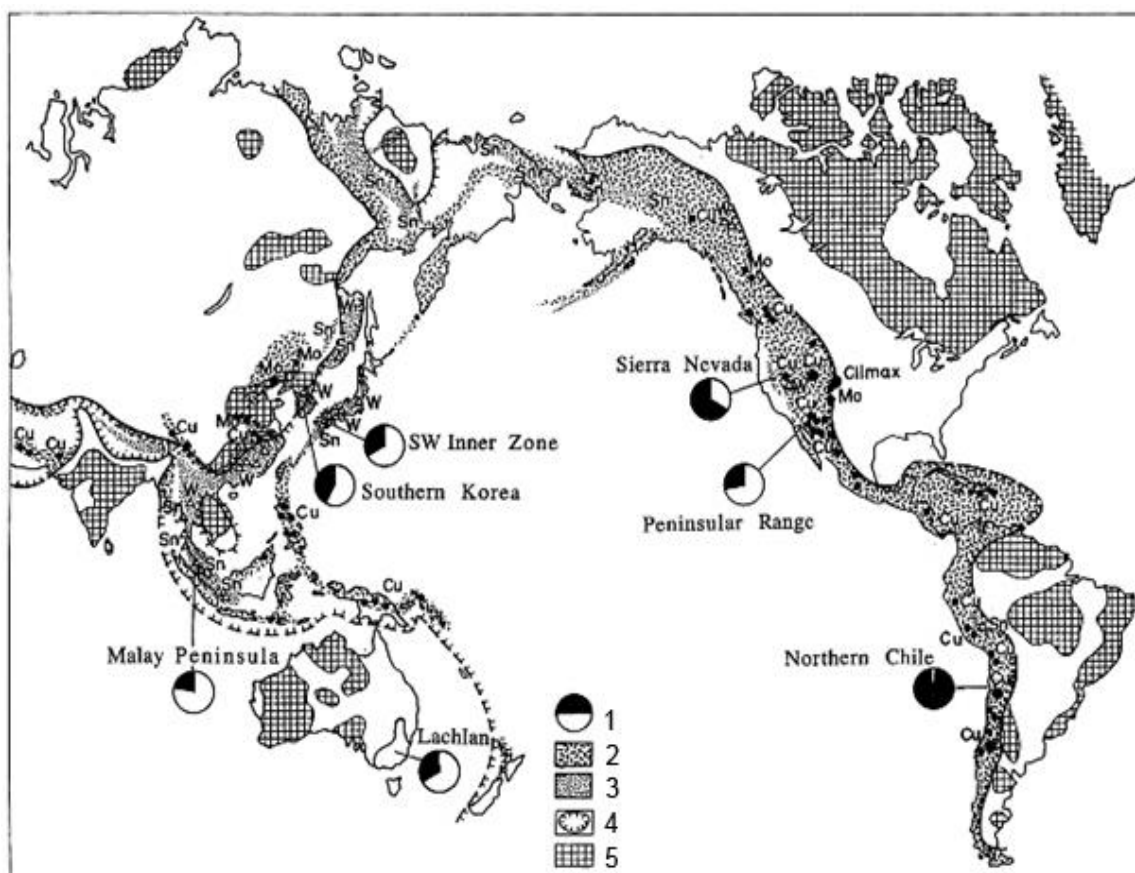


Рисунок 1.2.3.1 Распределение мезозойско-кайнозойских магнетитовых и ильменитовых гранитоидов и порфировых отложений Cu-Mo и грейзен-жил Sn-W в Циркум-Тихоокеанском магматическом поясе по [Ishihara, 1998] с изменениями. Условные обозначения: 1 – магнетитовая (черная) и ильменитовая (белая) серии, 2 – магнетитовые магматические пояса, 3 – ильменитовые магматические пояса, 4 – мезозойско-кайнозойские орогены, 5 – щиты.

Как видно, вся зональность северной части Тихоокеанского побережья построена по металлогении, прямых измерений магнитной восприимчивости там не было. Однако наш опыт картирования ильменитовых и магнетитовых зон востока РФ по коэффициенту окисленности и магнитной восприимчивости [Мишин и др., 2019, 2020, 2022; Mishin et al., 2020, 2022] (рисунок 1.2.3.2) показывает, что:

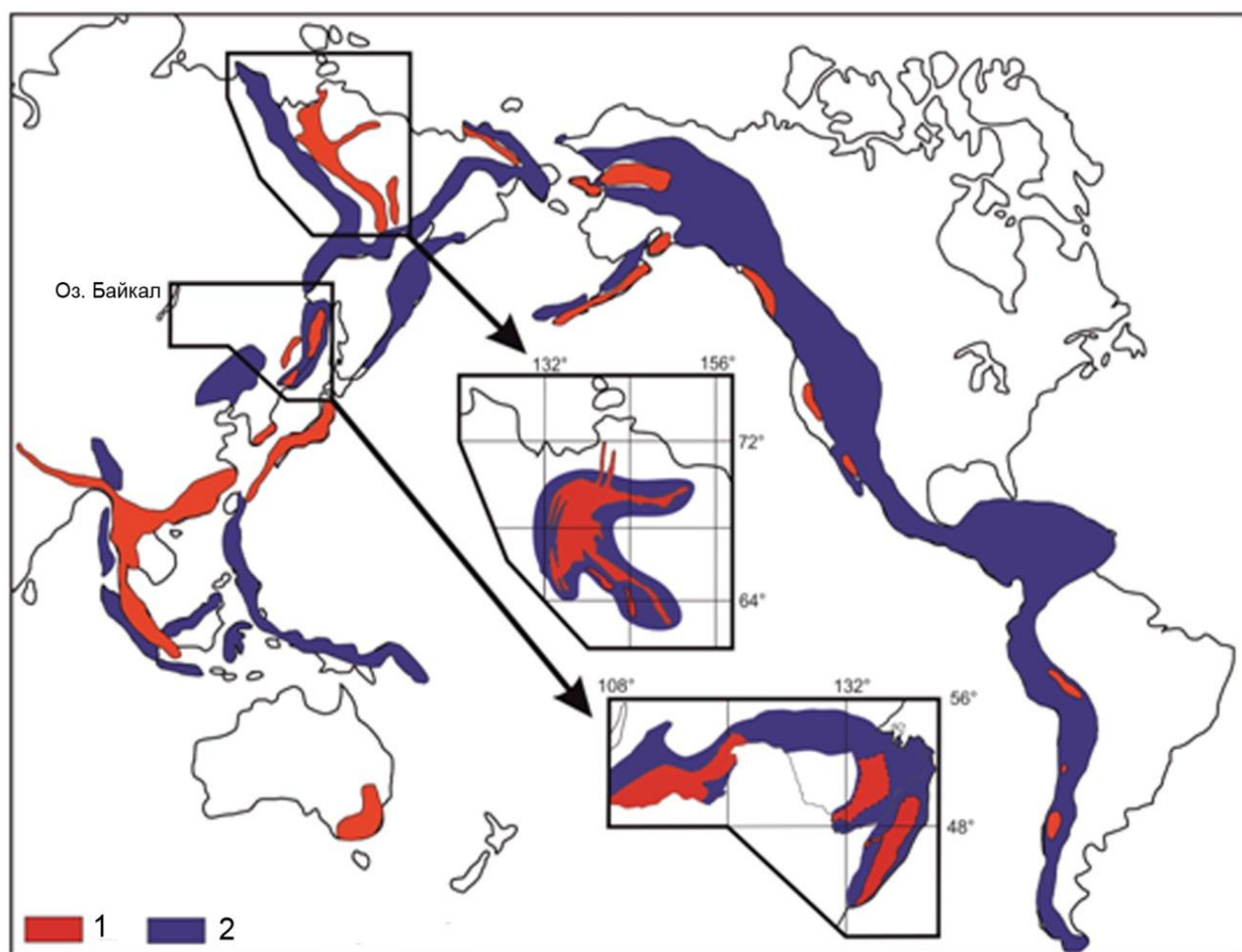


Рисунок 1.2.3.2 Расположение зон ильменитовой и магнетитовой серий в Циркум-Пацифике по материалам [Wendt et al., 2013]. На врезках дано распределение магнетитовых и ильменитовых зон Монголо-Охотского и Сихотэ-Алинского орогенных поясов, а также Верхоянского складчато-надвигового пояса [Коновалова и др., 2022; Талтыкин и др., 2022; Taltykin et al., 2022]. Условные обозначения: 1 ильменитовая зона, 2 – магнетитовая зона.

- не все ильменитовые массивы в силу своего эрозионного среза в настоящий момент связаны с оловорудными месторождения (например, Главный Батолитовый пояс в Якутии). В то же время месторождение Депутатское на севере имеет огромные запасы олова, а гранитный плутон находится на глубине около 300 м [Мишин и др., 2022; Mishin et al., 2022];

- золото-медные месторождения могут быть связаны с магматитами **ИС** и **МС**, хотя с магнетитовой серией значительно чаще. Медно-порфировые месторождения привязаны к **МС**.

Основным свойством данной зональности (на которую еще в 1946 г. указал С.С. Смирнов) является внутренняя к океану зона магнетитовых пород и внешняя – ильменитовых. В работе К. Харта с коллегами [Hart et al., 2004] показано, что восстановление первоначального расположения гранитоидных блоков земной коры с учетом разломной тектоники создадут эту же закономерность.

ГЛАВА 2. ОКИСЛЕННЫЕ И ВОССТАНОВЛЕННЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ СИХОТЭ-АЛИНЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА В КАЧЕСТВЕ ОБЪЕКТА ИЗУЧЕНИЯ. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ МАГМАТИТОВ²

² При подготовке данного раздела диссертации автором использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А., **Талтыкин Ю.В.**, Крутикова В.О., Добкин С.Н., Юрченко Ю.Ю., Штарева А.В. Окислительные условия и связанная с ними геохимическая и металлогеническая зональности магматических образований Сихотэ-Алиньского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39. № 3. С. 51-67 (2,08 п.л., авторский вклад – 35%). DOI: 10.30911/0207-4028-2020-39-3-51-67. Импакт-фактор РИНЦ: 1,189.

Mishin L.F., Konovalova E.A., **Taltykin Yu.V.**, Krutikova V.O., Dobkin S.N., Yurchenko Yu.Yu., Shtareva A.V. Redox Conditions and Related Geochemical and Metallogenic Zonation of Magmatic Rocks of the Sikhote Alin Orogenic Belt // Russian Journal of Pacific Geology. 2020. Vol. 14. № 3. P. 241–256. DOI: 10.1134/S1819714020030057. (1,96 п.л., авторский вклад – 35%). SJR: 0,352.

2. **Талтыкин Ю.В.**, Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А. Окислительно-восстановительный фон в земной коре Сихотэ-Алиньского орогенного пояса при кристаллизации магматитов мел-палеогенового возраста: связь с геодинамикой // Вестник Северо-Восточного научного центра Дальневосточного отделения Российской Академии Наук. 2020. № 4. С. 24-38. (1,74 п.л., авторский вклад – 80%). DOI: 10.34078/1814-0998-2020-4-24-38. Импакт-фактор РИНЦ: 0,229.

3. Коновалова Е.А., Мишин Л.Ф., **Талтыкин Ю.В.** Региональные и локальные окислительно-восстановительные условия формирования магматических пород (на примере гранитоидных массивов Сихотэ-Алиньского орогенного пояса: Аксакинский, Южный Сидимийский, Приисковый) // Петрология и геодинамика геологических процессов: Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых). 06–13 сентября 2021 г. Иркутск., Изд-во Института географии им. В.Б.Сочавы СО РАН. В 3-х томах. 2021а. Т. 2. С. 35-38.

4. Коновалова Е.А., Мишин Л.Ф., **Талтыкин Ю.В.** Магматизм зоны перехода окислительно-восстановительных условий на примере Аксакинского и южного Сидимийского гранитоидных массивов (Сихотэ-Алинь) // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. V Всероссийская конференция с международным участием, Владивосток, 20–23 сентября 2021 г.: материалы / Дальневосточный институт геологии ДВО РАН. Владивосток: Изд-во Дальневост. федерал. ун-та, 2021б, С. 111-113.

5. Коновалова Е.А., Мишин Л.Ф., **Талтыкин Ю.В.** Гранитоидные массивы зоны перехода окислительно-восстановительных условий (Сихотэ-Алиньский орогенный пояс) // Региональные проблемы. 2021в. Т. 24. № 2–3. С. 60-63. (0,49 п.л., авторский вклад – 40%). DOI: 10.31433/2618-9593-2021-24-2-3-60-63. Импакт-фактор РИНЦ: 0,266.

6. **Талтыкин Ю.В.**, Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А. Структура редокс-зональности в литосфере Сихотэ-Алиньского орогенного пояса в мел-палеогеновое время // Тектоника, глубинное строение и минералогия Востока Азии: XI Косыгинские чтения: материалы Всероссийской конференции с международным участием, 15–18 сентября 2021, г. Хабаровск / Отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Манилов. Хабаровск : ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН. 2021а. С. 64-66.

7. **Талтыкин Ю.В.**, Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А. Редокс-зональность Сихотэ-Алиньского орогенного пояса, связь с геодинамикой // Региональные проблемы. 2021б. Т. 24. № 2–3. С. 81–84. (0,49 п.л., авторский вклад – 80%) DOI: 10.31433/2618-9593-2021-24-2-3-81-84. Импакт-фактор РИНЦ: 0,266.

8. Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А., Талтыкин Ю.В. Влияние окислительных условий на геохимическую и металлогеническую зональности на примере мезозойских магматических поясов Восточной Якутии // Петрология. 2022. Т. 30. № 3. С. 260-280. (2,57 п.л., авторский вклад – 35%). DOI: 10.31857/S0869590322030050. Импакт-фактор РИНЦ: 1,933.

Mishin L.F., Konovalova E.A., Taltykin Yu.V. Effects of Redox Conditions on Geochemical and Metallogenic Zoning: An Example of Mesozoic Magmatic Belts in Eastern Yakutia // Petrology. 2022. Vol. 30. № 3. P. 258–277. DOI: 10.1134/S0869591122030055. (2,45 п.л., авторский вклад – 35%). SJR: 0,463.

9. Коновалова Е.А., Талтыкин Ю.В., Юрченко Ю.Ю., Мишин Л.Ф. Окислительно-восстановительный режим формирования пород Приискового массива и его металлогенические следствия (Южный Сихотэ-Алинь, Приморье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2023. Т. 65. № 3. С. 254-269. (1,96 п.л., авторский вклад – 30%). DOI: 10.31857/S0016777023030012. Импакт-фактор РИНЦ: 1,145.

Konovalova E.A., Taltykin Yu.V., Yurchenko Yu.Yu., Mishin L.F. Redox Conditions of Formation of Rocks of the Priiskovy Massif and Their Metallogenic Consequences (South Sikhote-Alin, Primorye) // Geology of Ore Deposits. 2023. Vol. 65. № 3. P. 240–254. DOI: 10.1134/S1075701523030017. (1,84 п.л., авторский вклад – 30%). SJR: 0,276

10. Талтыкин Ю.В., Коновалова Е.А., Мишин Л.Ф., Юрченко Ю.Ю. Зональность окислительно-восстановительных условий кристаллизации магматических пород мел-палеогенового возраста Сихотэ-Алиньского орогенного пояса (Дальний Восток России) // Тихоокеанская геология. 2024б. Т. 43. № 1. С. 56-72. (2,08 п.л., авторский вклад – 80%). DOI: 10.30911/0207-4028-2024-43-1-56-72. Импакт-фактор РИНЦ: 1,189.

Taltykin Yu.V., Konovalova E.A., Mishin L.F., Yurchenko Yu.Yu. Zonation of Redox Conditions during Crystallization of Cretaceous–Paleogene Igneous Rocks of the Sikhote-Alin Orogenic Belt (Russian Far East) // Russian Journal of Pacific Geology. 2024. Vol. 18. № 1. P. 50–65. DOI: 10.1134/S181971402401007X. (1,96 п.л., авторский вклад – 80%). SJR: 0,352.

10. Коновалова Е.А., Швалов В.А., Талтыкин Ю.В. Петромагнитные характеристики пород Маглойского массива (Хабаровский край, Амурский район): связь с условиями формирования и металлогенией // Региональные проблемы. 2024. Т. 27. № 3. С. 48-50. (0,37 п.л., авторский вклад – 40%) <https://doi.org/10.31433/2618-9593-2024-27-3-48-50>. Импакт-фактор РИНЦ: 0,266.

11. Талтыкин Ю.В., Коновалова Е.А. Металлогения и редокс-условия кристаллизации магматических пород Буреинского массива (Еврейская автономная область): предварительные материалы // Региональные проблемы. 2024а. Т. 27. № 3. С. 45-47. (0,37 п.л., авторский вклад – 80%). <https://doi.org/10.31433/2618-9593-2024-27-3-45-47>. Импакт-фактор РИНЦ: 0,266.

2.1 Геохимия поливалентных элементов

Валентность - способность атома образовывать химические связи. Некоторая часть химических элементов обладают поливалентностью, т.е. меняют свою валентность в зависимости от окислительно-восстановительных условий. При этом их валентные формы по-разному участвуют в геохимических процессах. Так, растворимость в силикатных расплавах двухвалентного олова на порядок выше растворимости четырехвалентной формы [Linnen et al., 1995, 1996]. Переход из одного валентного состояния в другое (редокс-реакция) при фиксированной температуре и давлении зависит от редокс-пары, состава расплава и, главным образом, от летучести кислорода fO_2 .

Наиболее достоверным и доступным показателем летучести кислорода является соотношение окисной и закисной валентных форм железа в магматических породах.

Рэдокс-реакция трехвалентного и двухвалентного железа определяется формулой (I):

$$\lg(\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}) = h/T + k \lg(f\text{O}_2) + S \quad (\text{I})$$

где $f\text{O}_2$ – фугитивность кислорода, h , k и S – константы, зависящие от состава расплава, T – температура расплава (К) [Борисов и др., 1991]. По мнению М.В. Воловецкого с коллегами [Воловецкий и др., 2012] это эмпирическое уравнение лучше описывает результаты экспериментов с гранитными расплавами по сравнению с аналогичными по форме уравнениями с постоянными значениями h и k , основанными на обобщении данных для широкого спектра природных расплавов от основных до кислых.

Соотношение $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ практически не зависит от глубины кристаллизации магмы и слабо связано со щелочностью пород. Отмечается лишь определенный тренд возрастания окисленности от основных пород к кислым, поэтому для определения окислительных условий было рассчитано эмпирическое уравнение окисленности железа, приведенное к предельному содержанию в магматических породах SiO_2 , равному 76% (II) [Мишин, 1994]:

$$f' = \text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) + 0.38 - (\text{SiO}_2/200) \quad (\text{II})$$

Коэффициент f' позволяет сравнивать в безразмерных единицах окислительные условия кристаллизации магматических пород независимо от содержания в них кремнезема и глубины кристаллизации. На практике для гранитоидов приемлемый показатель окислительных условий может быть вычислен по упрощенной формуле (в условных единицах) (III):

$$f' = \text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) \quad (\text{III})$$

Для океанических базальтов рядом исследователей [Fudali, 1965; Лебедева и др., 2001] отмечается пропорциональная зависимость значений $\lg f\text{O}_2$ от окисленности железа f' (рисунок 2.1.1).

Похожие результаты получены и в работах М.В. Воловецкого и О.А. Луканина с коллегами [Воловецкий и др., 2012; Луканин и др., 2012], хотя количество нерешенных вопросов в этой области еще достаточно велико [Борисов, 2010]. Оценки $f\text{O}_2$ природных магматических систем, приводимые И.Д. Рябчиковым и Л.Н. Когарко [Рябчиков, Когарко, 2016], также подтверждают эту зависимость.

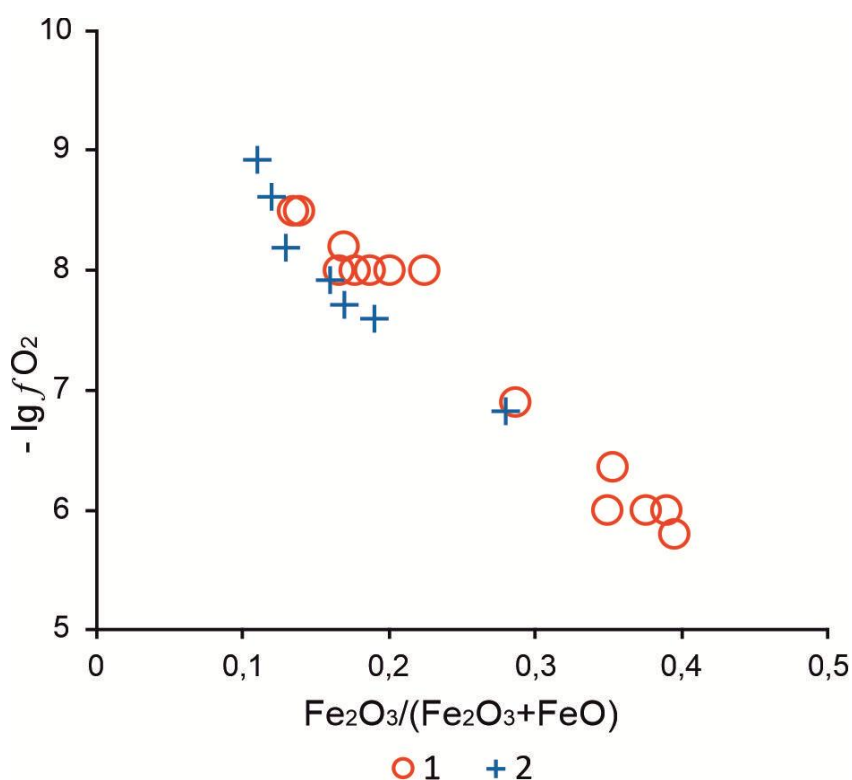


Рисунок 2.1.1. Зависимость окисленности железа f' от значений $-\lg f\text{O}_2$ океанических базальтов [Мишин и др., 2022; Mishin et al., 2022]. Используются данные: 1 – Fudali, 1965; 2 – Лебедева и др., 2001.

2.2 Коэффициент окисленности железа

Используя значение f' были построены схематические карты окислительных условий кристаллизации магматических пород в окраинно-континентальных поясах юга Дальнего Востока, в том числе для Сихотэ-Алиньского орогенного пояса [Мишин и др., 2003]. Карты строились на основе средних характеристик аналитических данных, приведенных в записках к геологическим картам масштаба 1: 50000, 100000, 200000. Эта методика дает сглаженные значения окисленности и требует заверки комплексом более детальных геохимических исследований, что и было сделано в последние 10 лет. На основании многолетних работ было принято значение коэффициента окисленности железа $f' = 0.3-0,35$ в качестве границы между восстановленными и окисленными магматитами [Мишин и др., 2022; Mishin et al., 2022].

Редокс-условия и связанное с ними валентное состояние железа определяют целый комплекс геохимических и металлогенических особенностей магматических пород [Мишин и др., 2020; Mishin et al., 2020]. При кристаллизации в окислительных условиях железо находится преимущественно в менее подвижной трехвалентной форме и на самых ранних стадиях образует сильномагнитный минерал магнетит, остаточный расплав при этом обедняется железом. Если после кристаллизации магнетита еще остается свободное железо может появиться гематит, но уже при более низких температурах. Его магнитная восприимчивость меняется в широких пределах. В восстановительных условиях железо в двухвалентной форме связывается в первую очередь с темноцветными минералами (биотит, амфибол), незначительные остатки формируют ильменит [Ishihara, 1977; Мишин, Романовский, 1992; Мишин и др., 2020; Mishin et al., 2020]. Это позволяет использовать магнитные методы (измерение **MS**) для экспресс-разделения ильменитовой и магнетитовой серий.

2.3 Магнитная восприимчивость

Магнитная восприимчивость (MS) - физическая величина, характеризующая связь между магнитным моментом (намагниченностью) вещества и магнитным полем в этом веществе. Она определяется отношением

намагниченности единицы объёма вещества к напряжённости намагничивающего магнитного поля. По своему смыслу **MS** является величиной безразмерной.

Еще в 1964 г. Д.М. Печерский [Печерский, 1964] на основе региональных магнитометрических измерений на северо-востоке СССР установил связь оловянной минерализации именно с немагнитными гранитоидами. Позже Ш. Ишихара (вслед за Д.М. Печерским) предложил использовать магнитную восприимчивость для разделения ильменитовой и магнетитовой серий магматических пород. Уже в конце 70 годов XX столетия при полевых исследованиях вулканических пород в Японии он применил каппаметр КТ-3 [Ishihara, 1979]. В настоящее время существуют различные варианты переносных каппаметров, в том числе установки для измерения анизотропии магнитных свойств в образцах. Мы использовали каппаметр КТ-5.

Наши исследования показали связь коэффициента окисленности железа магматических пород с магнитной восприимчивостью [Коновалова и др., 2021a; Талтыкин и др., 2024b; Taltykin et al., 2024] (рисунок 2.3.1). Этот факт позволяет значительно упростить картирование зон распространения пород ильменитовой и магнетитовой серий. При этом в отличие от Ш. Ишихара, значение **MS** для разделения ильменитовой и магнетитовой серий интрузивных пород было принято $0,5 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, а не $3 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ [Мишин и др., 2020, 2022; Mishin et al., 2020, 2022] (рисунок 2.3.2). Аналогичные значения были получены и К. Хартом на Аляске [Hart et al., 2004]. Для эффузивных пород эта закономерность также просматривается, хотя и не так четко (рисунок 2.3.3). Не исключено, что при дальнейших исследованиях, мы выделим переходную зону между **МС** и **ИС** по аналогии с Ш. Ишихара [Ishihara, 1979].

Измерения магнитной восприимчивости пород дополняются сравнениями с картами аномального магнитного поля. Это особенно важно в труднодоступных районах. При этом иногда существует возможность проследить границу перехода редокс-условий, установленную по полевым измерениям **MS**, используя магнитное поле [Коновалова и др., 2023; Konovalova et al., 2023].

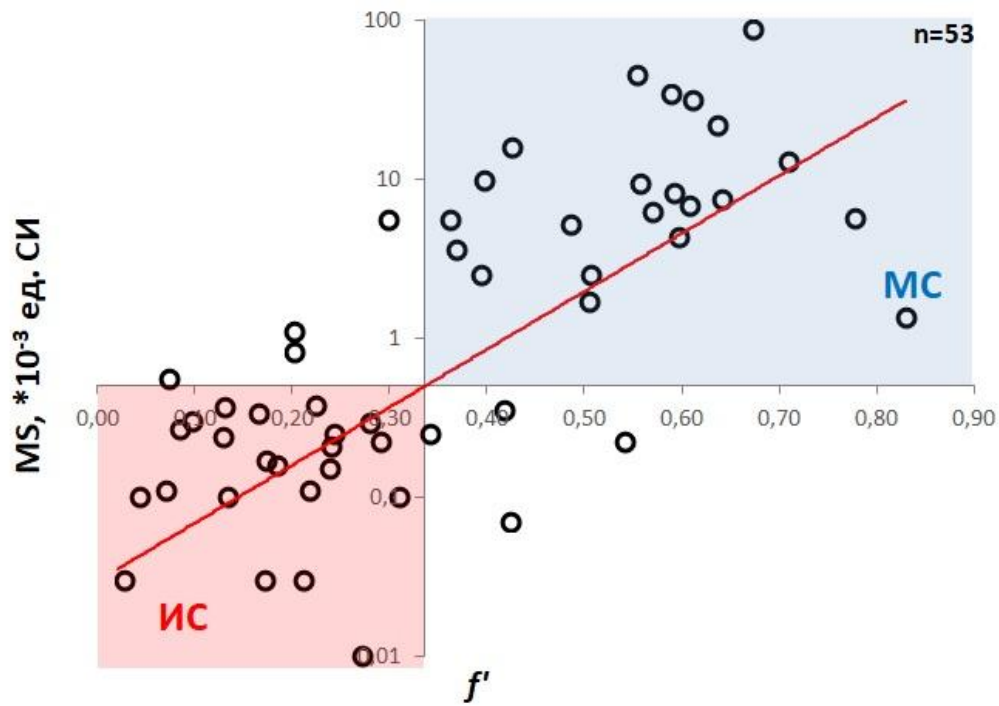


Рисунок 2.3.1 Связь MS с коэффициентом окисленности железа в интрузивных породах САОП [Талтыкин и др., 2024б; Taltykin et al., 2024]

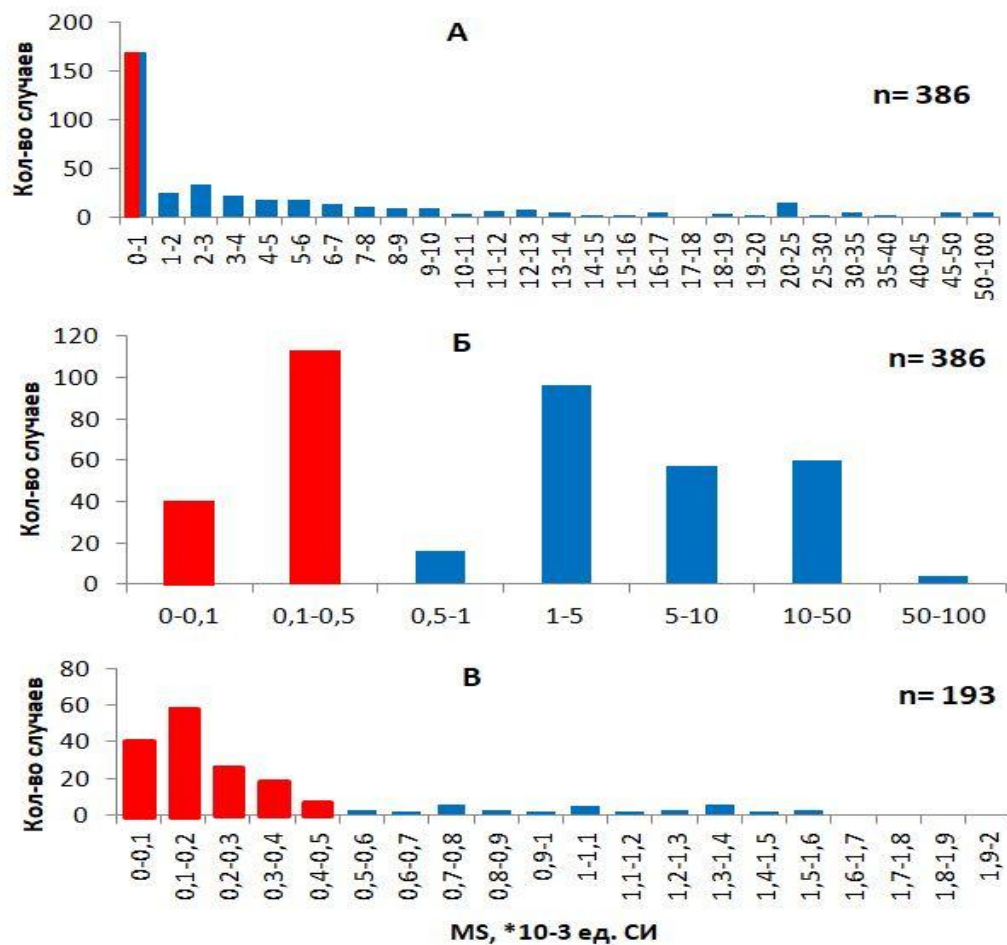


Рисунок 2.3.2 Гистограммы распределения магнитной восприимчивости в интрузивных магматических породах СОАП [Талтыкин и др., 2024б; Taltykin et al., 2024]. Полная выборка **MS** в арифметическом масштабе (А), полулогарифмическом (Б) и интервальная (В): интервал 0–2. **ИС** - красная и **МС** – синяя.

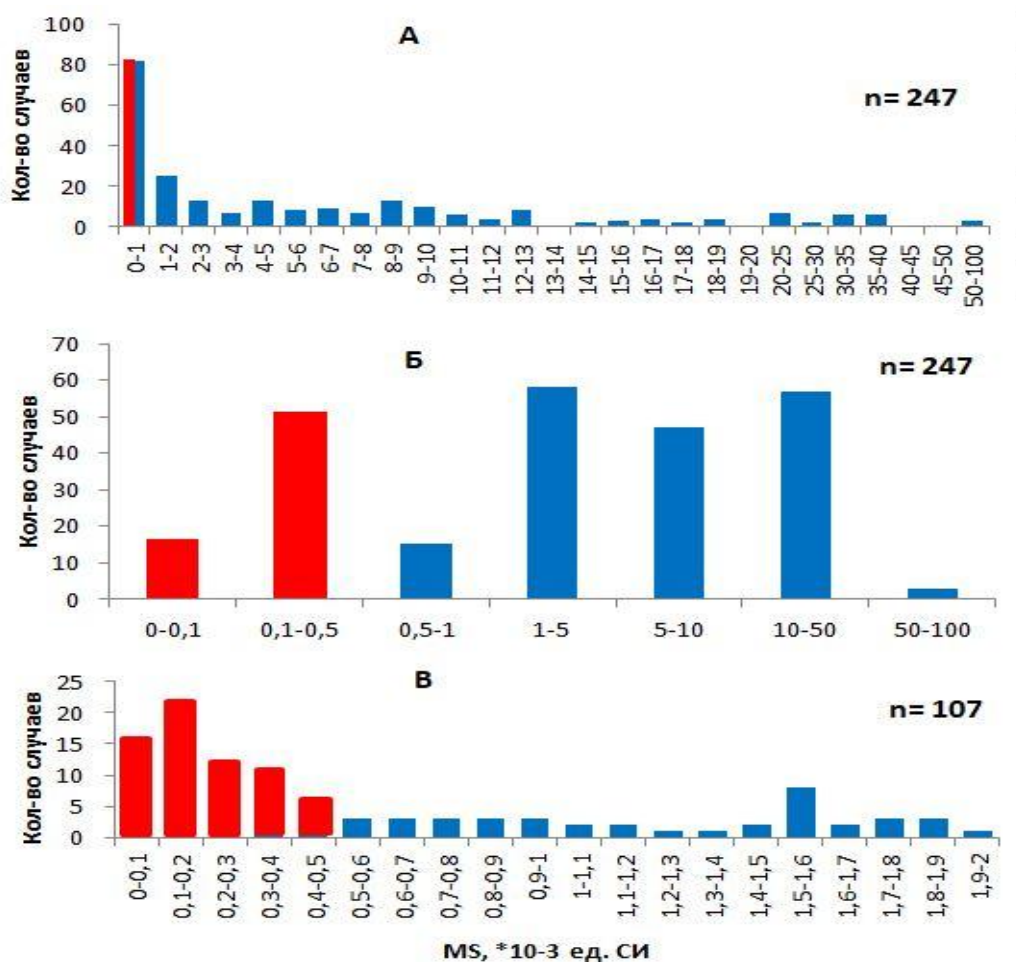


Рисунок 2.3.3 Гистограммы распределения магнитной восприимчивости в эффузивных магматических породах СОАП [Талтыкин и др., 2024б; Taltykin et al., 2024]. Полная выборка **MS** в арифметическом масштабе (А), полулогарифмическом (Б) и интервальная (В): интервал 0–2. **ИС** - красная и **МС** – синяя.

2.4 Силикатный анализ

Химический состав пород определялся методом РФА на приборе S4 Pioneer фирмы Bruker, Германия (аналитик Л.М. Ильин). Недостатком данного метода является то, что железо определялось суммарное. Поэтому для отдельных гранитных массивов в целях контроля были определены химическим методом содержания окисного и закисного железа: Fe^{3+} определялось трилонометрическим методом, Fe^{2+} - бихроматным методом (аналитик В.Е. Зазулина). Результаты анализов служат, в первую очередь, для определения количества SiO_2 в породе, а также щелочности и других химических характеристик.

2.5 Дополнительные индикаторы редокс-условий кристаллизации магматитов

Для определения редокс-условий кристаллизации магматических пород дополнительно изучались процентное содержание магнитной фракции и железистость темноцветных минералов: биотита, амфибола и роговой обманки. Экспериментально показано [Мишин и др., 2020; Mishin et al., 2020], что вес магнитной фракции прямо связан с магнитной восприимчивостью пород (рисунок 2.5.1).

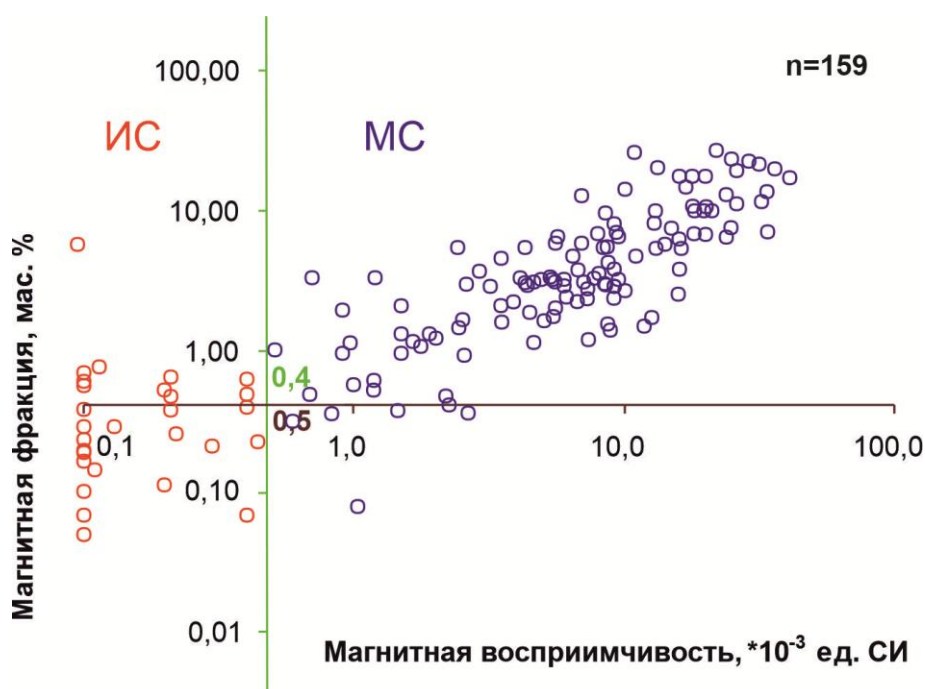


Рисунок 2.5.1 Корреляция веса магнитной фракции в образцах магматических пород САОП и замеров их магнитной восприимчивости.

Значению $MS = 0,5 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ соответствует вес магнитной фракции порядка 0,4 - 0,5 %, железистость темноцветов при этом превышает 0,6 (рисунок 2.5.2). Для основного количества гранитоидов САОП значения веса магнитной фракции не превышают первых процентов, более высокие значения связаны, обычно, с окисленными базальтами.

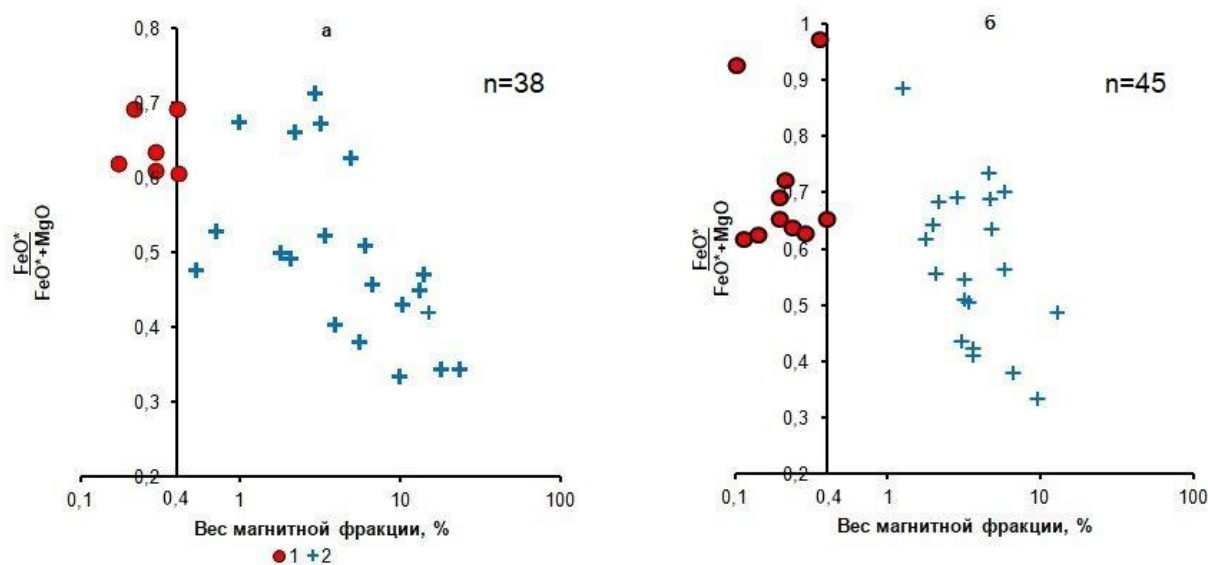


Рисунок 2.5.2 Корреляция веса магнитной фракции и железистости амфиболов (а) и биотитов (б) для САОП. 1- ИС, 2 – МС.

Согласно исследованиям Ш. Исихара разделение магматических пород на ильменитовую и магнетитовую серии не подразумевает существенных различий в петрологическом составе, в крайнем случае, только на уровне акцессорных минералов. В ильменитовой серии до 0,1% ильменита и пирротин, графит, мусковит, в магнетитовой – от 0,1 до 3% магнетита, а также ильменит, гематит, пирит, сфен, эпидот [Ichihara, 1977].

Изучение магнитной фракции гранитоидов САОП показывает, что основными минералами являются магнетит и ильменит, иногда вюстит, гематит практически отсутствует. Акцессорные минералы в рамках этих работ специально не изучались.

Рудный минерал в магматических породах Сихотэ-Алиньского орогенного пояса имеет переменный состав от чистого магнетита до ильменита (близкое содержание железа и титана). Однако по железистости и содержанию титана этот ряд имеет четкое бимодальное распределение с разрывом в интервале 0.61–0.74 $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{TiO}_2)$ (рисунок 2.5.3).

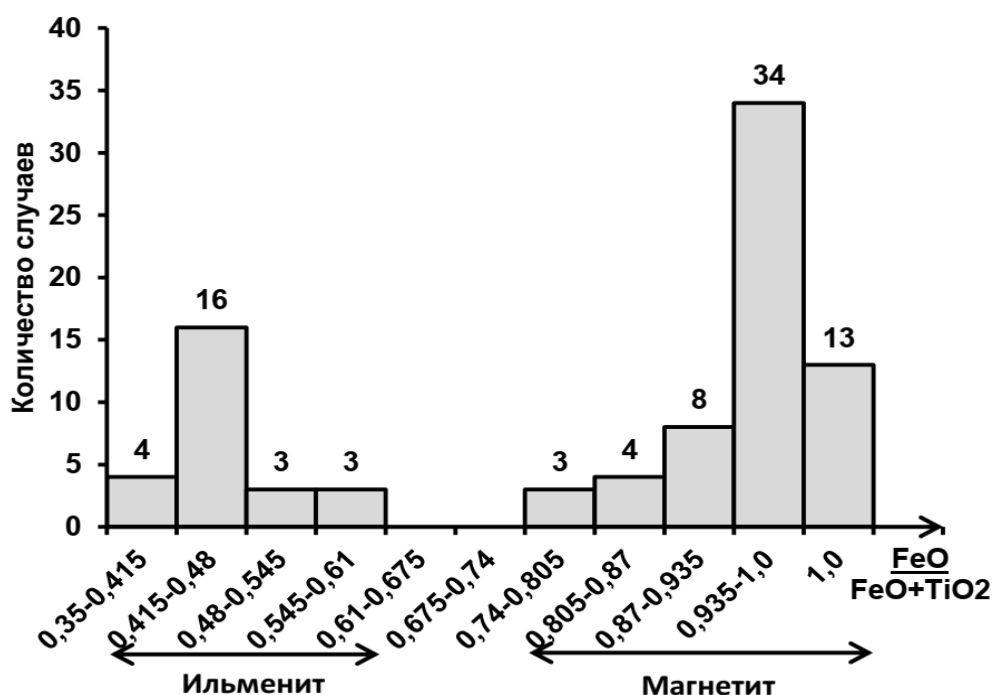


Рисунок 2.5.3 Бимодальное распределение железистости рудных минералов [Мишин и др., 2020; Mishin et al., 2020].

Этот минимум можно рассматривать как объективный критерий для разделения рудных минералов на магнетит и ильменит. В то же время необходимо заметить наличие на гистограмме хорошо выраженных максимумов. На магнетитовый максимум (железистость 0.9–1) приходится 54.8 % замеров, а на ильменитовый (железистость 0.35–0.48) – 61.5 %.

Биотиты и роговые обманки обладают одинаковой отрицательной корреляцией FeO^* и MgO , поэтому в качестве показателя железистости этих минералов использовался коэффициент $F = \text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$. По результатам анализов можно сделать выводы:

- железистость биотитов и роговых обманок возрастает с уменьшением содержания магнитной фракции в магматических породах;
- максимальной железистостью отличаются биотиты и амфиболы пород ильменитовой серии.

Подобной же направленностью изменения железистости характеризуются темноцветы относительно **MS** магматических пород.

2.6 Месторождения и рудопроявления олова

По материалам исследований в САОП была построена схема расположения ильменитовых и магнетитовых зон [Мишин и др., 2020; Mishin et al., 2020] (рисунок 2.6.1). На нее были вынесены месторождения и рудопроявления олова (а также Sn-W). Ареал их распространения практически совпадает с контурами ильменитовой зоны. Плотность рудопроявлений достаточно высока, поэтому граница их распространения выделяется достаточно уверенно, за ее пределами проявления литофильной минерализации отсутствуют полностью. С породами магнетитовой серии, обрамляющих с востока и запада зону распространения пород ильменитовой серии с редкометальной минерализацией, пространственно и во времени сопряжены многочисленные золото-серебряные месторождения и проявления, а также проявления молибдена, полиметаллов, и месторождения и проявления медно-порфирового типа [Минина и др., 2019]. Окислительные условия контролируют также характер площадных гидротермальных изменений пород. Многочисленные выходы в Сихотэ-Алине высокоглиноземистых вторичных кварцитов – также исключительная принадлежность пород магнетитовой серии [Мишин, Бердников, 2010].

В настоящее время проводятся исследования на юге Буреинского массива (Еврейская автономная область) [Талтыкин и др., 2024a]. Оловорудные

месторождения Облучья и Хингана связаны с альбскими риолитами обманийского комплекса. Мезозойский магматизм в этом регионе наложен на более древние магматические комплексы (начиная с докембрия). Интерес представляет их взаимодействие в плане редокс-условий кристаллизации магматитов.

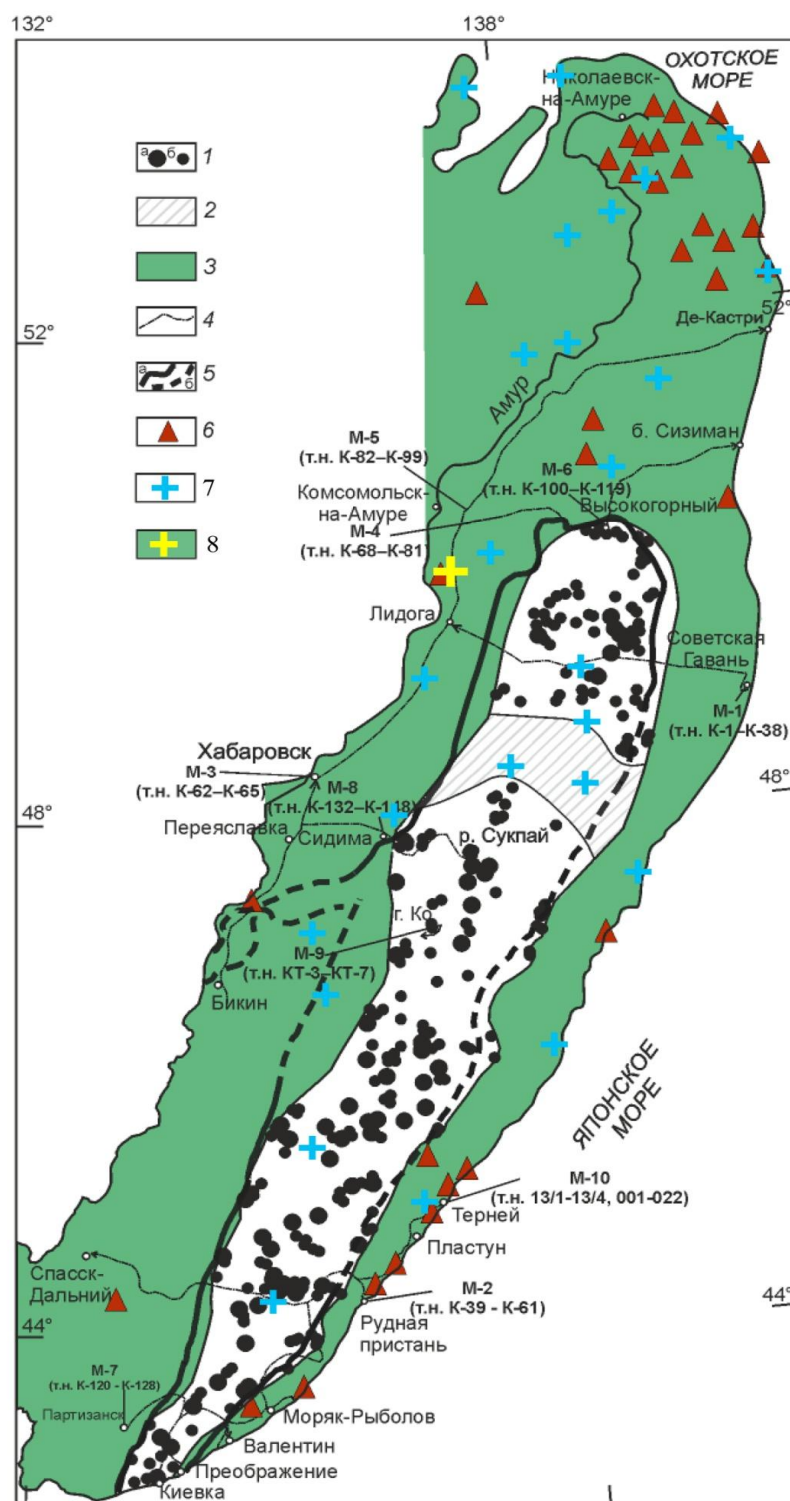


Рисунок 2.6.1 Зональность окислительных условий и металлогении Сихотэ-Алиньского орогенного пояса [Мишин и др., 2020; Mishin et al., 2020] с добавлениями. Условные обозначения: 1 – область преимущественного распространения пород ильменитовой серии с месторождениями (а) и проявлениями (б) Sn и Sn-W; 2 – область с промежуточными характеристиками окислительных условий (?) с медно-порфировыми и Au-Ag рудопроявлениями; 3 – область преимущественного распространения пород магнетитовой серии, специализированная на Au-Ag эпитермальные и Cu (Mo) порфировые месторождения и проявления; 4 – маршруты опробования магматических пород; 5 – граница ильменитовой и магнетитовой серий магматических пород (а) и предполагаемое (б); 6 – залежи высокоглиноземистых вторичных кварцитов; 7 – (молибден)-медно-порфировые проявления; 8 – Малмыжское медно-порфировое месторождение (7 и 8 по [Минина и др., 2019]).

2.7 Построение схемы редокс-зональности магматитов САОП.

Пограничные массивы

Л.Ф. Мишин с соавторами [Мишин и др., 2003] одними из первых, изучая окислительно-восстановительные условия кристаллизации магматических пород вулкано-плутонических поясов континентальной части востока Азии мезозой-кайнозойского возраста, построили схему зональности редокс-условий региона (рисунок 2.7.1). На ней показаны 3 системы: Удско-Большехинганская (J_3 - K_1), Охотско-Сунгарийская (K_1 - K_2), Сихотэ-Алиньская (K_2 - P).

Эта схема без особых изменений просуществовала до 2015 г [Меркулова, Мишин, 2015] (рисунок 2.7.2). В этой работе было проведено сравнение редокс-зональности региона с магнитным и гравитационным полями, а также со схемой террейнов юга Дальнего Востока [Геодинамика... 2006].

В последние 10 лет были проведены работы по определению магнитных свойств магматических пород региона по комплексу признаков (см. выше), в которых автор принимал непосредственное участие. В отличие от осредненных значений коэффициента окисленности железа, использовались конкретные

замеры с определенных магматических тел. Полученные данные (около 500 пунктов отбора образцов) приведены в (Таблице №1) [Талтыкин и др., 2024б; Taltykin et al., 2024] (рисунок 2.7.2). В районе отбора образцов производилось 10-20 замеров **MS**, чтобы избежать случайных значений. Кроме того, проводились профильные измерения **MS** на ряде массивов (рисунок 2.7.7).

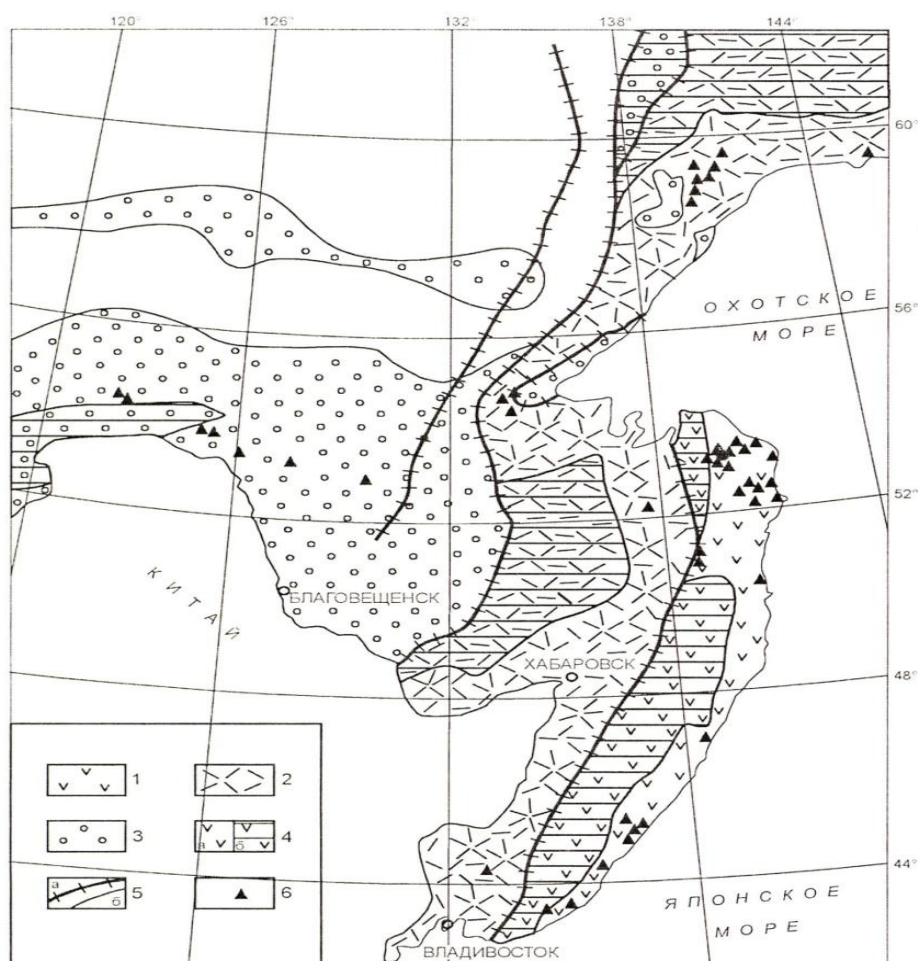


Рисунок 2.7.1 Схема распределения редокс-зональности магматических пород ДВ РФ по [Мишин и др., 2003]. Условные обозначения: 1-3 вулканоплутонические системы: Сихотэ-Алиньская (1). Охотско-Сунгарийская (2) и Удско-Большехинганская (3): 4 – горизонтальная штриховка у магнетитовых зон (б) и ее отсутствие у ильменитовых (а): 5 - границы систем (а) и зон (б), 6 - месторождения алунита (характерный признак пород магнетитовой серии).

По полученным материалам была построена схема распределения ильменитовых и магнетитовых зон Сихотэ-Алиньского орогенного пояса (рисунок 2.7.3) [Мишин и др., 2020; Mishin et al., 2020]. Для наглядности приведен график значений **MS** по профилю Лидога - Ванино (рисунок 2.7.4). Также на рисунке 2.7.7 показаны пограничные массивы, породы которых представлены как магнетитовой, так и ильменитовой серий.

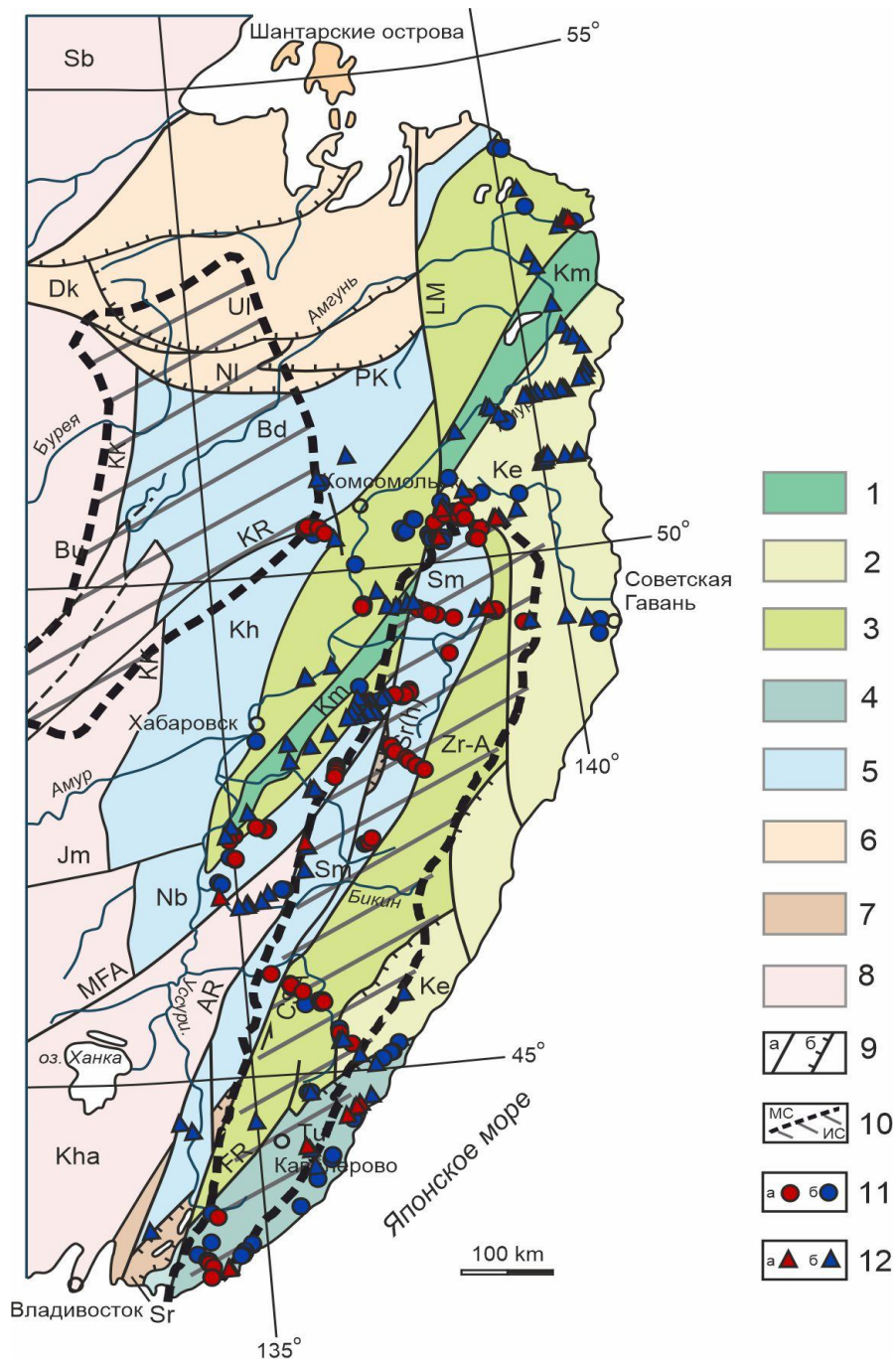


Рисунок 2.7.2 Пункты отбора образцов (507 точек). Схема редокс-зональности в САОП по [Меркулова, Мишин, 2015] и террейны по [Khanchuk et al., 2016] с дополнениями [Талтыкин и др., 2024б; Taltykin et al., 2024]. Условные обозначения: 1 - террейн готерив-раннеальбской аккреционной призмы (Km – Киселевско-Маноминский); 2 - террейн готерив-раннеальбской островной дуги (Ke-Кемский); 3 - террейн раннемелового турбидитового бассейна (Zr-A - Журавлевско-Амурский); 4 - террейн раннемеловой (неоком) аккреционной призмы (Tu - Таухинский); 5 - террейны юрской аккреционной призмы (Sm - Самаркинский, Nb - Наданьхада-Бикинский, Bd - Баджалский, Kh - Хабаровский); 6 - террейны Монголо-Охотского орогенного пояса (Dk - Джагды-Кербинский, Nl - Ниланский, Ul - Ульбанский); 7 - террейны палеозойской континентальной окраины, надвинутые на юрскую аккреционную призму (Sr - Сергеевский, Sr(h) - Хорский); 8 - предмезозойские континенты: Буреинско (Bu) - Цзямусы (Jm) - Ханкайский (Kha) супертеррейн и Сибирский кратон (Sb); 9 - сдвиги (а), надвиги (б); 10 - граница распространения пород ильменитовой серии, выделенная по соотношению $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO})$ (б) [Мишин и др., 2003; Меркулова, Мишин, 2015], 11- 12 - пункты (472) отбора образцов: 11 – интрузивных (а-ИС, б-МС), 12– эффузивных (а-ИС, б-МС).

Примером может служить Аксакинский массив, где были проведены измерения **MS** [Коновалова и др., 2021а,б,в] по нескольким профилям (рисунки 2.7.5, 2.7.7). Возраст пород ильменитовой (образец X16-77 $71,6 \pm 0,8$ млн лет) и магнетитовой (образец X16-76 $73,3 \pm 0,8$ млн лет) серий для этого массива практически одинаков [Wu et. al., 2022], возраста аналогичного пограничного Южно-Сидимийского массива различаются (ильменитовая серия (ЕК-2155) $119,10 \pm 0,88$ млн лет, магнетитовая – (ЕК-2153) – $115,19 \pm 0,45$ млн лет) [Талтыкин и др., 2024б; Taltykin et al., 2024]. Для пограничных массивов это допустимо, т.к. граница во времени может изменяться. В то же время для южной гранодиоритовой части Приискового массива возраста пород **ИС** и **МС** одинаковы ((ЕК-2157) $96,5 \pm 1,2$ млн лет, (ЕК-2159) $96,91 \pm 0,88$ млн лет)

[Коновалова и др., 2023; Konovalova et al., 2023], что еще раз подчеркивает отсутствие связи редокс-условий кристаллизации с петрологией магматических пород, так как сложно предположить, что две разные по редокс-условиям части магмы одного петрографического состава сошлись в одном месте в одно время.

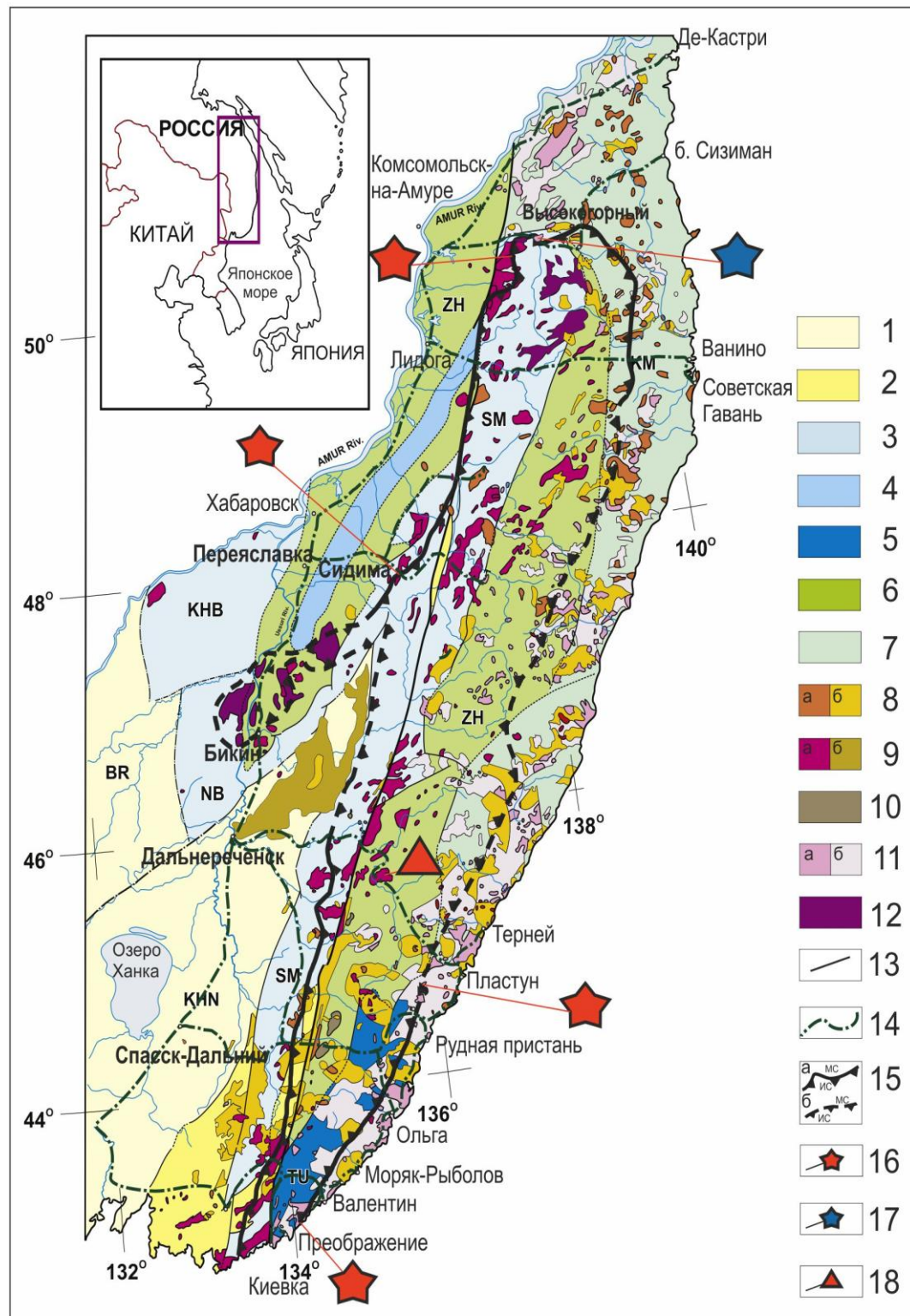


Рисунок 2.7.3 Схема редокс-зональности в САОП, возраст и тип магматитов [Мишин и др., 2020; Mishin et al., 2020] с дополнениями. Условные обозначения:

1- Ранние палеозойские континентальные блоки: BR - Буреинский, KHN - Ханкайский; 2 -Палеозойские окраинно-континентальные террейны, надвинутые на юрские аккреционные призмы; 3 –террейны юрской аккреционной призмы, содержащие фрагменты палеозойских офиолитов, кремнистых сланцев и известняков и триасовых кремнистых сланцев: SM - Самаркинский, NB - Наданьхада-Бикинский, KHB -Хабаровский; 4 -террейн средне меловой аккреционной призмы, содержащий фрагменты юрских базальтов, кремнистых сланцев и пород раннемеловой островной дуги; 5 - террейн раннемеловой (неоком) аккреционной призмы, содержащий фрагменты девонско -триасовых известняков, базальтов и позднепалеозойских и триасово-юрских кремнистых сланцев и аргиллитов: TU - Таухинский; 6 - террейн раннемелового турбидитового бассейна: ZH - Журавлевско-Амурский; 7 - раннемеловая островная дуга: KM - Кемская; 8 - палеогеновые гранитоиды (а) и вулканические породы (б); 9 - поздние альб-раннесеноманские гранитоиды (а) и вулканические породы (б); 10 - позднеальбские габбро-монцо-граниты и сиениты; 11 - поздне меловые гранитоиды (а) и вулканические породы (б); 12 - готерив-аптские гранитоиды; 13 - Центральный Сихотэ-Алиньский разлом; 14 - линии опробования магматических пород; 15 - граница распространения пород магнетитовой (МС) и ильменитовой (ИС) серий, выделенная по комплексу признаков (а) и по соотношению $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO)$ (б); 16 - интрузивы, на которых задокументирована зона перехода ильменитовой серии к магнетитовой; 17 -Аксакинский массив; 18 – Приисковый массив.

Террейны Сихотэ-Алиньского орогенного пояса [Khanchuk et al.,2016] (рисунок 2.7.6) занимают несколько большее пространство, чем используемая нами [Мишин и др., 2020; Mishin et al., 2020] в виде основы карта из работы А.В. Гребенникова с коллегами [Grebennikov et al.,2016].

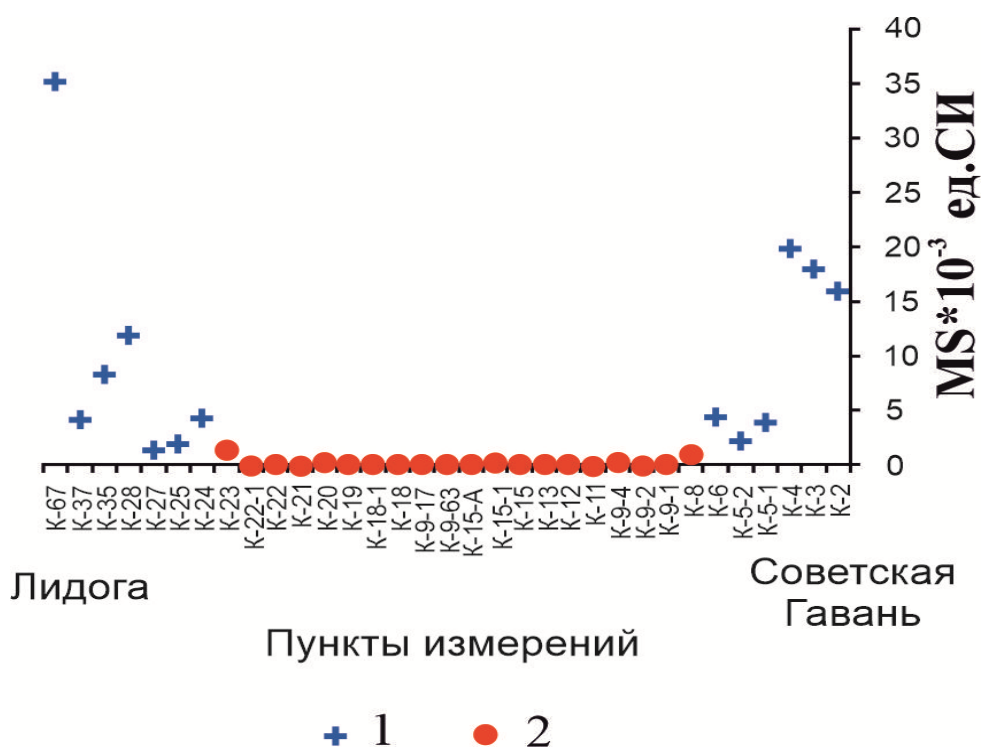


Рисунок 2.7.4 График изменения **MS** по профилю Лидога-Сов.Гавань 1-ильменитовая серия, 2-магнетитовая серия [Мишин и др., 2020; Mishin et al., 2020].

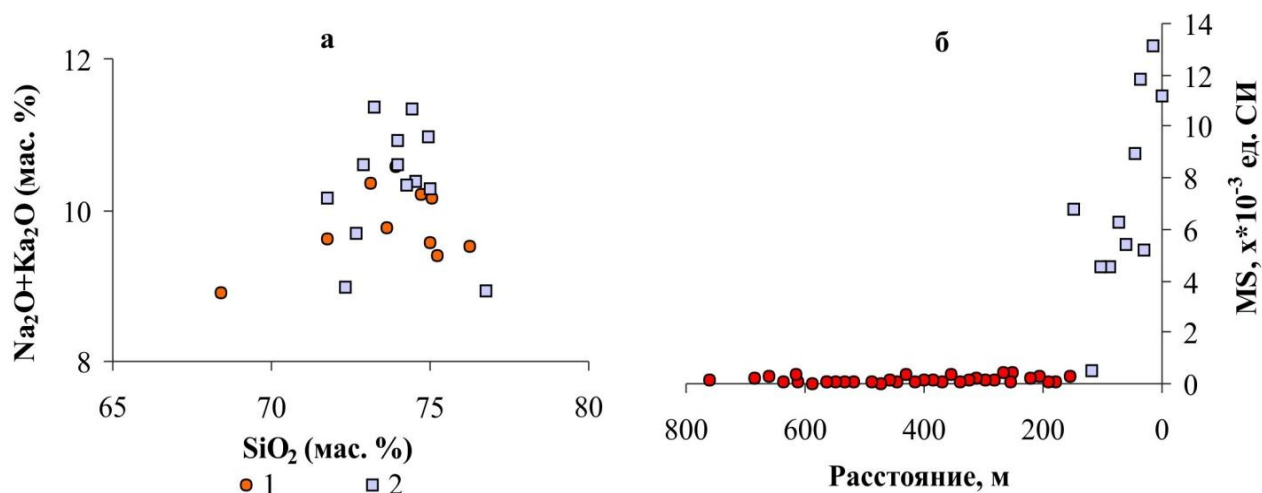


Рисунок 2.7.5 Аксакинский массив. Химический состав пород Аксакинского массива (а) - 1 - ильменитовая серия, 2 - магнетитовая серия; Профиль измерений **MS** от Аксакинского перевала до западного контакта Аксакинского массива с вмещающими породами (б) [Коновалова и др., 2021б].

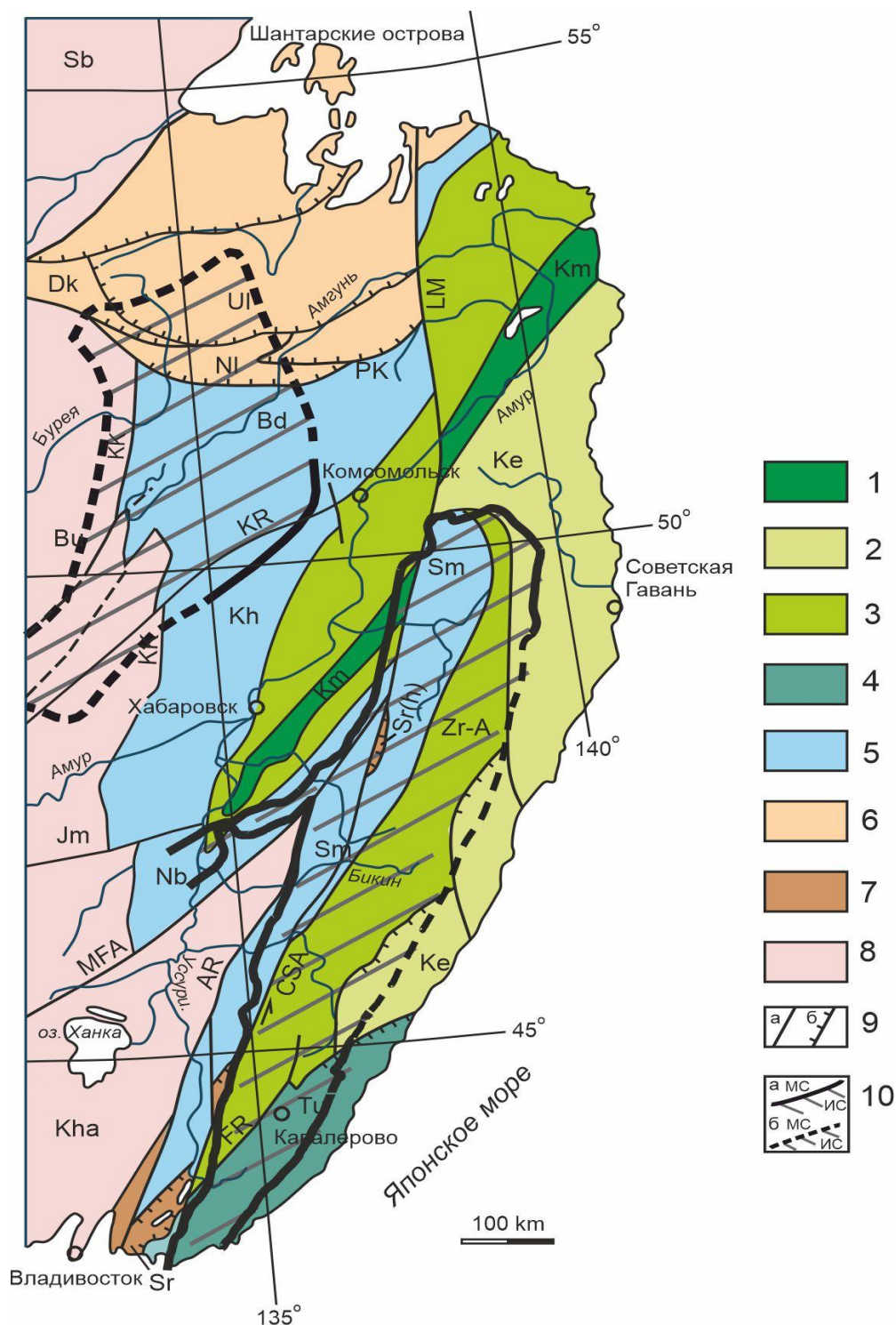


Рисунок 2.7.6 Схема редокс-зональности в САОП и террейны [Khanchuk et al., 2016] с дополнениями. Условные обозначения: 1 - 9 на рисунке 2.7.2, 10 - граница распространения пород ильменитовой серии, выделенная по комплексу признаков (а) и по соотношению $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO})$ (б).

На рисунке 2.7.7 приведена схема редокс-зональности значительной территории САОП. Здесь видно, что породы различных типов и возрастов могут

попадать в зоны и **ИС**, и **МС**. На схеме видно, что границы редокс-зон секут границы аккреционных блоков и турбидитовых бассейнов, т.е. корреляция ильменитовых зон с аккреционными террейнами, содержащими органику, как предполагал Ш. Ишихара [Ishihara, 1977], не прослеживается. На подобное несоответствие еще в 1990 г указывал Р. Гастил при изучении ильменитовых и магнетитовых гранитоидов Калифорнии [Gastil, 1990].

Также на рисунке 2.7.7 показаны пограничные массивы, породы которых представлены как магнетитовой, так и ильменитовой серией и Приисковый массив. Для **ИС** и **МС** этих массивов определены возрасты U-Pb методом, они в одном массиве могут быть как одинаковыми, так и различными. В настоящее время идет изучение и других пограничных массивов, таких как Маглойский и Анаджаканский [Коновалова и др., 2024].

На основании вышеизложенного, мы можем сформулировать основные особенности региональных зон с различными редокс-условиями кристаллизации магматитов для Сихотэ-Алиньского орогенного пояса:

- вытянутая линейная структура, ориентированная вдоль побережья океана. При этом ближняя к океану зона будет чаще всего магнетитовой;
- размеры зон – до тысячи км в длину и сотни в ширину;
- магматизм от интрузивов до эффузивов и от кислых до основных разностей;
- наличие магматитов широкого возрастного диапазона - десятки миллионов лет.

На наш взгляд, объяснить наличие подобных региональных зон можно существованием окислительного или восстановительного фона, на котором происходит различная магматическая деятельность в регионе на протяжении длительного времени.

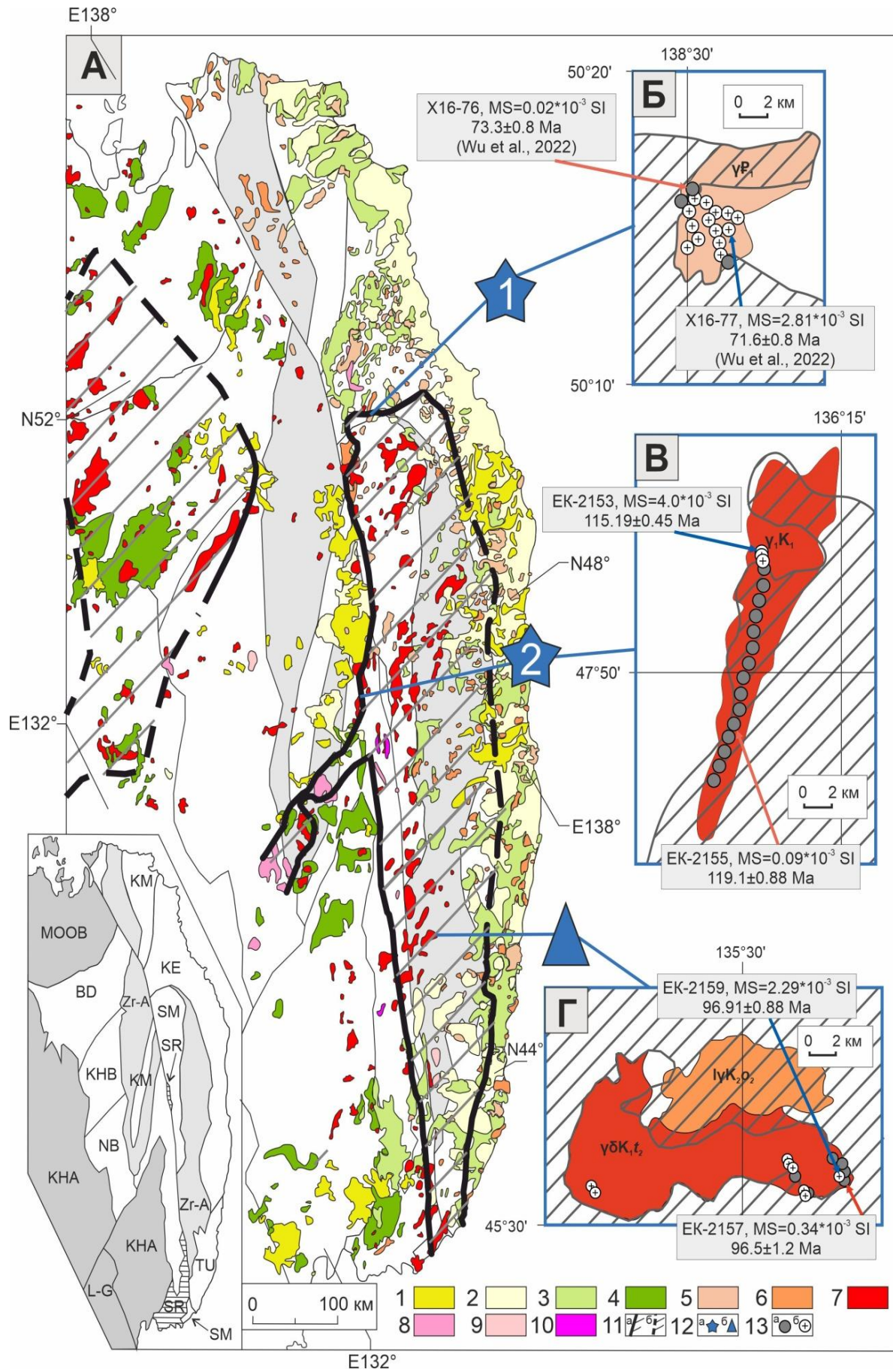


Рисунок 2.7.7 А - Схема распределения пород **ИС** и **МС** в САОП [Талтыкин и др., 2024б; Taltykin et al., 2024], **Б**, **В**, **Г** - Схемы распределения магматических пород **ИС** и **МС** в границах Аксакинского (**Б**), Южного Сидимийского (**В**) и Приискового массивов (**Г**).

Условные обозначения: 1-4 - вулканические образования. 1- плиоцен: внутриплитные платобазальты; 2 – палеоцен-миоцен: риолиты, бимодальные вулканы, базальты и габбро-граниты трансформной окраины; 3 - верхний мел: андезиты-риолиты надсубдукционной окраины; 4 - альб-нижний сеноман: базальты, андезиты, риолиты трансформной окраины; 5 - 8 - гранитоды: 5- палеогеновые, 6 - позднемиоценовые, 7— альб-сеноманские, 8 - готерив-барремские; 9-10 - альб-сеноманские интрузивы монцогаббро (9), щелочных базитов и ультрабазитов (10). 11 - граница распространения пород ильменитовой серии, выделенная по комплексу признаков [Мишин и др., 2020] (а) и по соотношению $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO})$ (б) [Мишин и др., 2003; Меркулова, Мишин, 2015], 12 – массивы: пограничные (а) 1- Аксакинский (**Б**), 2 – Южный Сидимийский (**В**); с локальной **MS** (б) - Приисковый (**Г**); 13 - пункты измерения **MS**; а - $\text{MS} < 0,5 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, б - $\text{MS} > 0,5 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Кроме измерений **MS** использовались карты аномального магнитного поля М 1 : 200 000.

На врезке. Террейны средне-позднеюрской аккреционной призмы: ВД - Баджалский и NB - Наданьхада-Бикинский; SM - Самаркинский и КНВ - Хабаровский; позднеитон-валанжинской: ТХ - Таухинский; баррем-раннеальбской: КМ - Киселевско-Маноминский; баррем-раннеальбской островной дуги: КЕ - Кемский; раннемиоценового турбидитового бассейна: Зг-А - Журавлевско-Амурский. SR - Сергеевский террейн палеозойских континентальных аллохтонов на террейне юрской аккреционной призмы. КНА - Баджало-Цзямуси-Ханкайский супертеррейн раннепалеозойского, ЛГ - Лаоелин-Гродековский

Основным региональным процессом в САОП, как во всей Циркум-Пацифике в мезозое является субдукция (включая трансформные обстановки).

Есть еще один региональный процесс – плюмы, но мы пока не нашли связи редокс-условий кристаллизации магматических пород с плюмами, хотя ряд исследователей их выделяют в зоне САОП [Петрищевский и др., 2021; Петрищевский, Юшманов, 2021; Изосов и др., 2020]. Это связано, возможно, с тем, что хотя плюмы и считаются более окисленными, чем породы верхней мантии [Moussallam et al., 2019], они все равно не выходят за рамки геохимического буфера фаялит-кварц-магнетит (**FQM**). Иначе, имелись бы региональные кольцевые аномалии магматических пород **МС**.

Поэтому в следующей главе был рассмотрен вопрос о влиянии окислительно-восстановительных условий при субдукции на региональную редокс-зональность кристаллизации магматических пород в литосфере аккреционных орогенов [Талтыкин и др., 2020, 2021б, 2022].

2.8 Редокс-фон

Как известно [Печерский, 1964; Ichihara, 1977], основным параметром, влияющим на возникновение ильменитовой или магнетитовой серий магматических пород, является фугитивность кислорода.

По определению Д. М.Печерского [Печерский, Соколов, 2010]: **«ЛЕТУЧЕСТЬ (ФУГИТИВНОСТЬ) КИСЛОРОДА (fO_2)** или любого другого реального газа есть давление, которое имел бы газ при заданных значениях температуры и химического потенциала, если бы его можно было считать идеальным. ...Летучесть можно рассматривать как эффективное давление реального газа. ...Летучесть кислорода – важнейший фактор при формировании и кристаллизации магм, в процессах метаморфизма и других процессах в Земле, в частности, – образования и преобразования магнитных минералов».

Основным окислителем в геологических системах является кислород. Летучесть кислорода (**fO_2**) – мера окисленности природных систем, независимо от присутствия или отсутствия в них газовой фазы, содержащей свободный кислород [Рябчиков, Когарко, 2010]. Важнейшим фактором, контролирующим формы летучих в глубинных зонах, является редокс-потенциал среды **Eh** [Рябчиков,

2003]. Фугитивность кислорода в общем случае для литосферы Земли является тензором, т.е. она может быть различной в разных точках. Нас в данном исследовании волнует только два состояния редокс-потенциала: окисленное и восстановленное (мы пренебрегаем в данном случае переходной зоной в 1 - 2 единицы логарифма фугитивности кислорода). По аналогии с температурным полем (существующим в любой точке пространства), имеющим положительный и отрицательный фон (относительно точки замерзания воды) мы вводим понятие **редокс-фона**. Редокс-фон может быть окислительным или восстановительным (относительно буфера **FQM**). Как было показано [Печерский, 1964; Ishihara, 1977], редокс-условия (как минимум региональные) не зависят от петрологии и глубины кристаллизации магмы. Наши исследования позволили выделить несколько составляющих редокс-фона [Талтыкин и др., 2021a,б] в зависимости от масштабов его распространения.

Глобальный редокс-фон под континентами, по мнению многих авторов, является восстановленным, начиная с архея [Кадик, Луканин, 1986]. В то же время процессы субдукции окисленных литосферных плит [Кадик, 2003] рассматриваются как один из главных механизмов повышения фугитивности кислорода в верхней мантии, при этом преобладание CH_4 и H_2 во флюидах могло быть характерным как для ранних этапов формирования мантии, так и для глубинных слоев верхней мантии в настоящее время. Результаты современных исследований зависимости фугитивности кислорода от глубины литосферы представлены в работе Ю.А. Балашова и Е.В. Мартынова [Balashov, Martynov, 2012]. Анализируя вариации церия и европия в цирконах, полученных из разрезов кимберлитовых трубок нескольких континентов, авторы приходят к выводу о вертикальной зональности литосферы по кислороду, отражающей переход от окисленных к восстановительным режимам генерации пород с увеличением глубины.

Региональный редокс-фон. В зонах конвергентных окраин начинают работать процессы дегидратации погружающихся слэбов [Кадик, 2003]. Фон здесь определяется, в первую очередь, взаимным расположением континентальной и

океанической плит, т.е. наклоном плиты и отдельных ее участков, плоской, вогнутой или выгнутой формой, наличием застойных участков и т.п. [Талтыкин и др., 2020]. При этом распределение в литосфере зон с различными редокс-условиями существует всегда. Магматизм в данном случае, вероятно, визуализирует это распределение.

Локальный редокс-фон. В региональных зонах с одними редокс-условиями (например, ильменитовыми) могут существовать локальные магматические тела другой серии (магнетитовые). Примером является Приисковый массив в ильменитовой зоне САОП, часть которого сформировалась в окислительных условиях рисунки 2.7.3, 2.7.7. Есть еще ряд положительных магнитных аномалий в ильменитовой зоне. Они требуют дополнительного изучения. Механизм образования локальных участков может быть различным. В магнетитовой зоне это могут быть скопления карбонатов либо образования А-типа при возникновении слэб-окон. В ильменитовой зоне присутствие в коре участков с повышенным содержанием серы или галогенов может дать локальную магнитную аномалию. Это надо выяснять в каждом конкретном случае, возможно, существуют закономерности в размещении таких аномальных зон.

Микролокальный редокс-фон. Также было задокументировано существование отдельных небольших участков (до 0,5 м в диаметре) магнетитовых гранитов в ильменитовом массиве. Это микролокальный уровень. Его еще предстоит более детально изучить. Однако этот факт говорит о том, что при отборе образцов необходимо проводить несколько измерений каппаметром, чтобы быть уверенными, что образец отражает общую тенденцию.

ГЛАВА 3. ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ ПРИ СУБДУКЦИИ³

Поскольку достаточно сложно объяснить все особенности распределения ильменитовых зон в Циркум-Пацифике и в САОП в частности [Ishihara, 1977] переработкой окисленными магмами органического углерода аккреционных комплексов было решено рассмотреть окислительно-восстановительные условия в литосфере в зонах трансформных окраин.

3.1 Дегазация мантии Земли

Выяснению окислительно-восстановительного потенциала флюидов земной коры и мантии посвящено немало публикаций. Так, согласно ряду исследований [Кадик, Луканин, 1986; Кадик, 2003; Летников, 2006], при дегазации Земли флюидный поток из мантии, как правило, является восстановленным. Низкие значения fO_2 и преобладание метана и водорода могут характеризовать как ранние этапы формирования мантии, так и глубинные слои верхней мантии в настоящее время.

³ При подготовке данного раздела диссертации автором использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. **Талтыкин Ю.В.**, Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А. Окислительно-восстановительный фон в земной коре Сихотэ-Алиньского орогенного пояса при кристаллизации магматитов мел-палеогенового возраста: связь с геодинамикой // Вестник Северо-Восточного научного центра Дальневосточного отделения Российской Академии Наук. 2020. № 4. С. 24-38. (1,74 п.л., авторский вклад – 80%). DOI: 10.34078/1814-0998-2020-4-24-38. Импакт-фактор РИНЦ: 0,229.
2. **Талтыкин Ю.В.**, Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А. Редокс-зональность Сихотэ-Алиньского орогенного пояса, связь с геодинамикой // Региональные проблемы. 2021б. Т. 24. № 2–3. С. 81–84. (0,49 п.л., авторский вклад – 80%) DOI: 10.31433/2618-9593-2021-24-2-3-81-84. Импакт-фактор РИНЦ: 0,266
3. **Талтыкин Ю.В.**, Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А. Модель возникновения зональности редокс-условий кристаллизации магматитов в аккреционных и коллизионных орогенах в мезозое: связь с геодинамикой (по материалам исследований в Сихотэ-Алиньском орогенном поясе) // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2022. Материалы 53 (LIII) тектонического совещания. Т. 2. М., ГЕОС. 2022. С. 231-235.

По современным материалам ряда исследователей редокс-фон основной части континентальной мантии восстановленный и характеризуется фугитивностью кислорода fO_2 на несколько единиц десятичного логарифма ниже буфера **FQM** [Wang et al., 2020; Li et al., 2020; Hong et al., 2020].

С другой стороны, изучение гранатовых включений в алмазах с помощью мессбауэровской спектроскопии, позволило коллективу авторов [Kiseeva et al., 2018] сделать вывод об увеличении степени окисления с глубиной. Отношение $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$ в гранате увеличивается с 0,08 на глубине около 240 км до 0,30 на глубинах порядка 500 км. Авторы считают, что с увеличением глубины относительные фугитивности кислорода увеличиваются и приближаются к углерод-карбонатному равновесию. Это позволяет им предположить, что карбонат был окислителем, ответственным за образование высокого содержания Fe^{3+} в этих мантийных гранатах.

В то же время ряд исследователей считают, что редокс-потенциал литосферной мантии под океанами близок к нейтральному или слабоокисленному состоянию [Hong et al., 2020]. Эту тенденцию связывают с конвективными потоками, которые переносят в мантию воду, но с другой стороны туда же выносятся и карбонаты [Добрецов и др., 2015; Соболев и др., 2015].

В целом отметим, что глобальный флюидный поток, идущий из ядра и нижней мантии, является восстановленным, окисленные зоны в основном возникают в литосферной верхней мантии и являются региональными [Foley, 2011] (рисунок 3.4.1).

3.2 Дегидратация погружающегося слэба

Предполагается, что основным источником воды (в среднем до 5-25%) в надсубдукционной литосфере является дегидратация слэба (рисунки 3.2.1, 3.2.2) [Добрецов и др., 2017; Evans et al., 2017; Malaspina et al., 2017]. Исследование пород эоценового возраста в современных задуговых и дуговых районах Марианской впадины, по мнению М. Браунса с коллегами [Brounce et al.,

2021], убедительно указывают на связь дегидратации слэбов с образованием окисленных лав. Согласно [Deschamps et al., 2013; Merkulova et al., 2017], большая часть воды теряется океанической плитой на глубинах до 120-170 км за счет преобразования серпентинитов, Н.Л. Добрецов [Добрецов и др., 2015] допускает образование силикатного надкритического флюид-расплава на глубинах до 150-200 км. По оценкам О. В. Усенко [Усенко, 2018], смена глубинных восстановленных флюидов окисленными происходит на глубине 200 - 220 км. По данным Дж. Эгучи и Р. Дасгупта [Eguchi, Dasgupta, 2018] конвективная верхняя мантия более окислена, чем континентальная литосферная мантия. А. Рейли [Rielli et al., 2018] также полагает, что измененная океаническая кора является самым важным источником жидкости для субдуговой мантии, тогда как литосферная мантия вносит здесь лишь незначительный вклад.

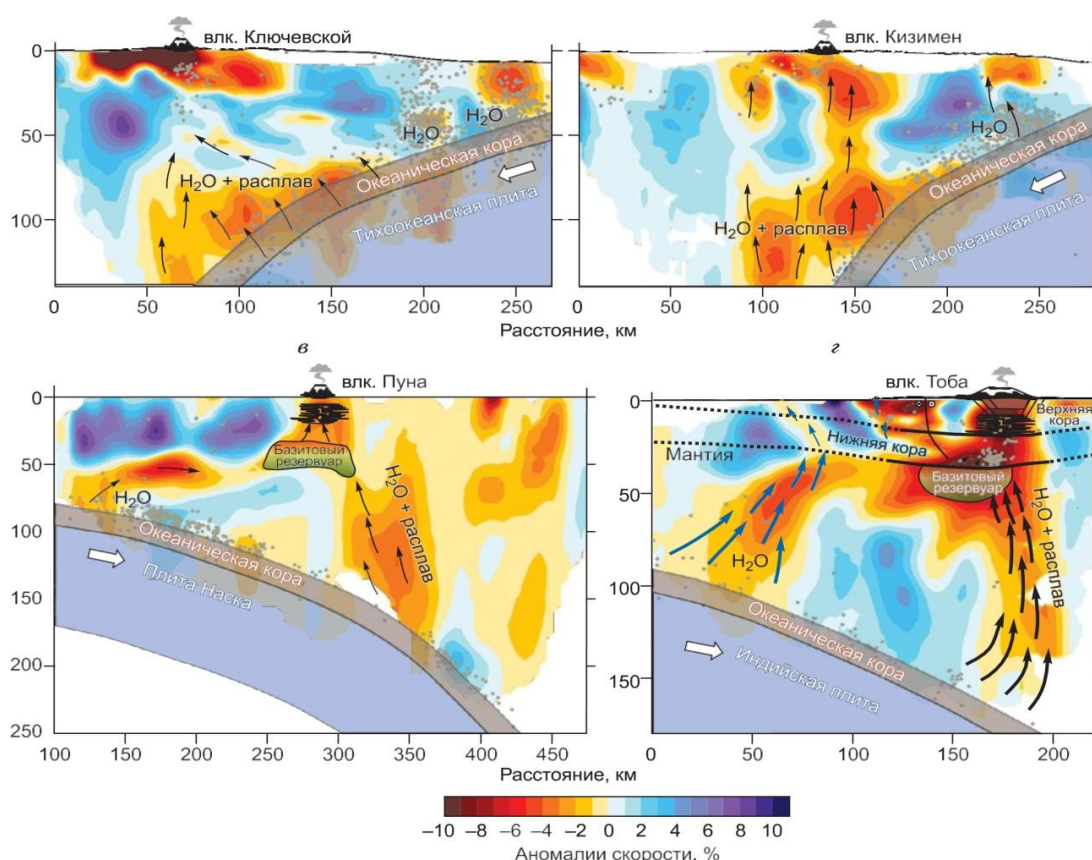


Рисунок. 3.2.1 Результаты томографической инверсии для различных зон субдукции [Добрецов и др., 2017] по S-волнам.

В последние годы проведено много исследований, в том числе моделирования, процесса дегидратации серпентинитов [например, Duan et al., 2022]. В этой работе приведены результаты термодинамического моделирования с использованием реализации водной базы данных Deep-Earth-Water в Perple_X [Connolly, Galvez, 2018], включая растворимость, состав флюидов и фазовые равновесия во время прогрессивного метаморфизма в серпентините в замкнутой системе. Также представлены результаты удаления летучих соединений серпентинита как по пути как теплой, так и холодной субдукции в открытой системе. Обсуждается летучесть кислорода флюидов на разных стадиях дегидратации серпентинитов и влияние сопутствующих факторов. Оценен вклад этих флюидов в окисленный мантийный клин (рисунок 3.2.3).

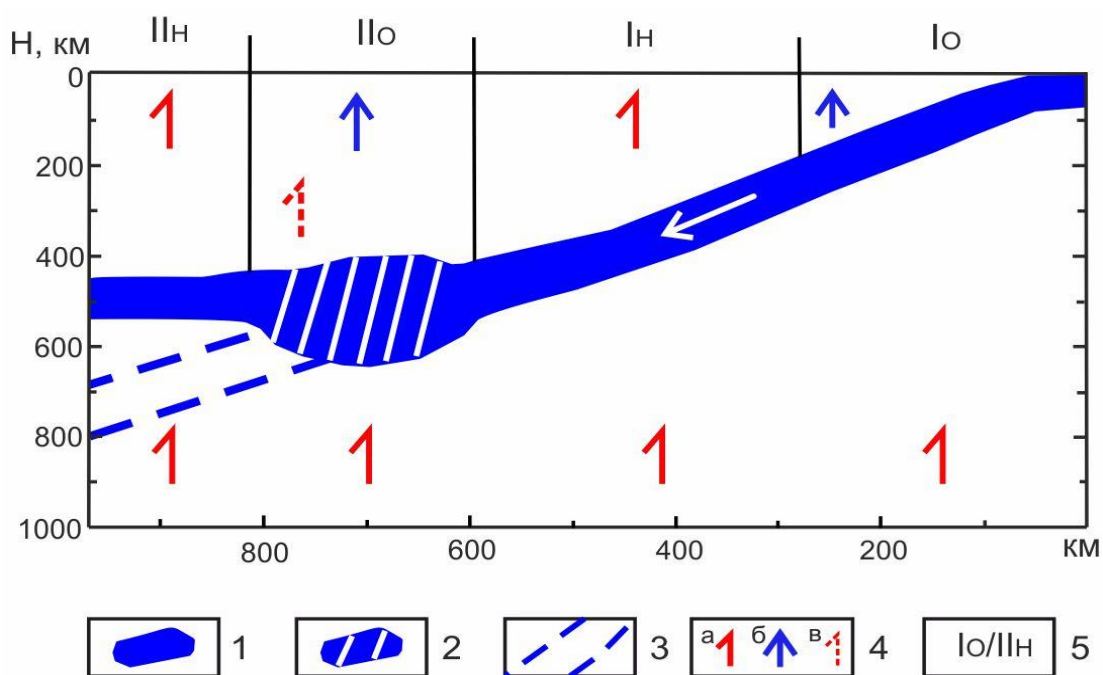


Рисунок 3.2.2 Редокс-условия в литосфере при субдукции слэба [Талтыкин и др., 2020]. Условные обозначения: 1 – погружающийся слэб; 2 – участок застойного слэба в мантийной транзитной зоне; 3 – участок слэба, проходящий зону MTZ; 4 – флюидный поток: а – восстановленный, б – окисленный, в – восстановленный при отсутствии застойной части слэба; 5 – окисленные (IO) и восстановленные (IIH) области в литосфере.

Как видно из рисунка, основное выделение воды при разрушении антигорита идет на стадиях дегидратации «2» и «3» до глубин 120 - 150 км, при этом редокс-условия в литосфере преимущественно окисленные, и только в самом верху мантии у границы Мохо они нейтральные или слабовосстановленные (до $\Delta\text{FQM} -0,5$), но концентрация восстановителей здесь невелика.

Изучение окислительно-восстановительной динамики субдукции по мышьяку в серпентините [Pokrovski et al., 2022] дает значения редокс-условий еще на 5 логарифмических единиц выше, чем $\Delta\text{NH}+0,95$, т.е. примерно $\text{FQM}+10$.

На основании приведенных данных мы можем считать, что литосфера и верхняя мантия над погружающимся слэбом будет окисленной до глубины погружения океанической плиты около 200 км (рисунок 3.2.2).

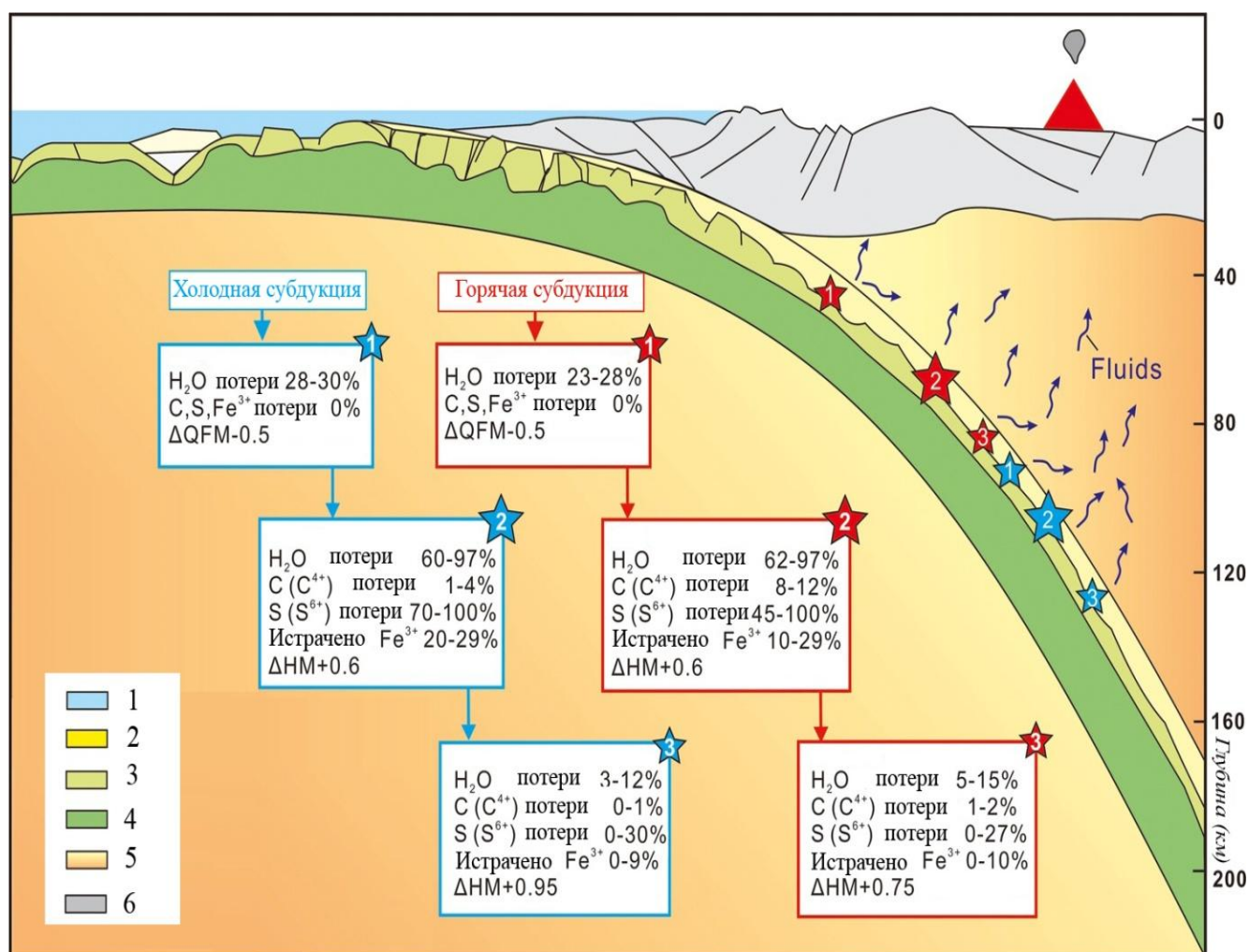


Рисунок 3.2.3 Составы флюидов C-O-H-S, выделяющихся из серпентинита по разным температурным градиентам субдукции по [Duan et al., 2022] с изменениями. Условные обозначения: 1 – океан, 2 – океаническая кора, 3 – океанические серпентиниты, 4 – литосферная мантия, 5 – верхняя мантия, 6 – континентальные / островные дуги. Размер звездочек представляет собой количество жидкости, высвобождаемой на разных стадиях обезвоживания.

3.3 Дегидратация застойной части слэба

Существует вероятность появления до 1-2% воды в застойной зоне слэба (мантийная транзитная зона «MTZ» 410 - 660 км) в результате различных реакций дегидратации. На возможность этого процесса указывает ряд авторов [Lei et al., 2013; Wang et al., 2018; Kaminsky, 2018] (рисунок 3.2.2). Так Т. Куритани с коллегами [Kuritani et al., 2019] считают, что магматизм в крупных магматических провинциях (LIP), таких, например, как вулкан Чанбайшань мог возникнуть в результате подъема шлейфа водной мантии из зоны MTZ (рисунок 3.3.1).

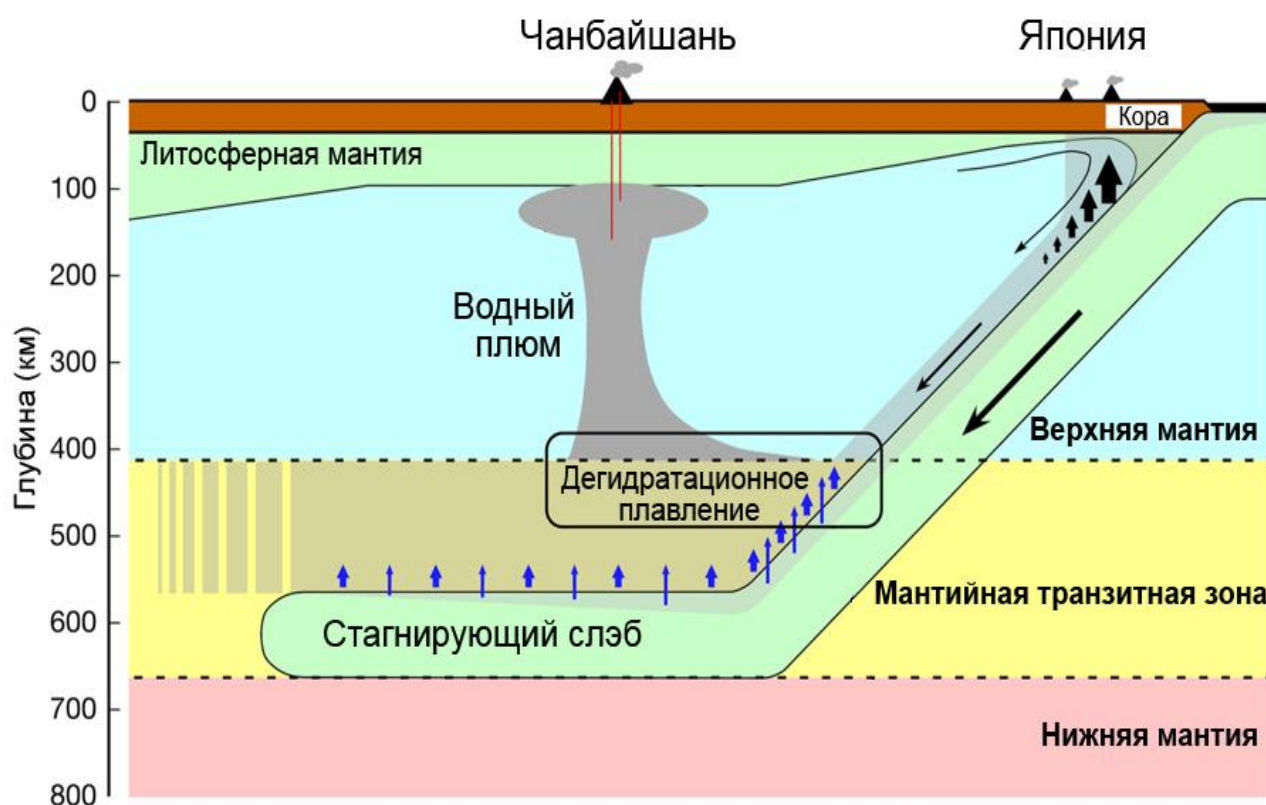


Рисунок 3.3.1 Схематическая иллюстрация происхождения мантийного плюма из зоны перехода водной мантии под внутриплитным вулканом Чанбайшань по [Kuritani et al., 2019] с упрощениями.

Этот вулкан, расположенный на границе Китая и Северной Кореи, является континентальным внутриплитным вулканом. Извержения происходят в течение более 20 млн лет, что привело к образованию базальтового лавового плато, охватывающего около 12 000 км². Трудно исключить и наличие интрузий этого возраста в земной коре, тем более, что по результатам МТЗ в районе вулкана обнаружены магматические очаги на различных глубинах от 3 до 60 км [Yang et al., 2021]. Сейсмологические исследования показали, что субдукционная Тихоокеанская плита находится в застое в **MTZ** под всей площадью Восточного Китая. Зона **MTZ** здесь по результатам изучения электропроводности значительно более обводнена по сравнению с глобально сухой **MTZ**. Авторы, используя различные методы определения содержания воды в базальтах, оценивают количество воды в магме в 1,5 - 2,2 мас. % [Kuritani et al., 2019].

Не менее интересным является то, что в результате длительной активности вулкана извергались материалы с широким диапазоном составов магмы – от базальта до риолита ($\text{SiO}_2 = 45\text{--}75\%$; [Zhang et al., 2018]), которые связаны с субдукцией Тихоокеанской плиты. При этом извергавшиеся вулканические породы на разных этапах, хотя и с разной степенью дифференциации, образовались из общего источника магмы [Liu et al., 2024].

Таким образом, области верхней мантии и литосферы над слэбом до глубины погружения плиты 150 - 200 км и ниже 400 км до 650 км (рисунок 3.2.2, зона Io и Po) являются потенциально окисленными.

3.4 Дегазация «сухой» части слэба и «слэб-виндону»

Зонами восстановленного магматизма и соответствующего фона занимаются меньше, хотя значительное количество батолитовых поясов в коллизионных орогенах является ильменитовыми (рисунок 3.4.1).

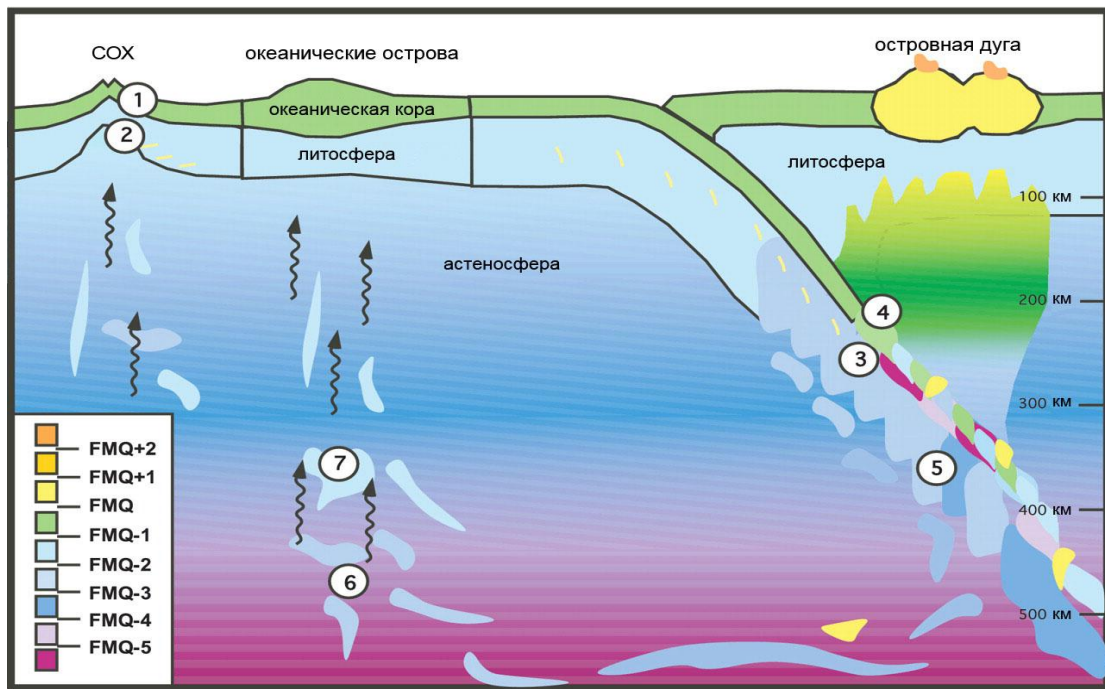


Рисунок 3.4.1 Схематическая иллюстрация, показывающая различные этапы формирования, изменения и субдукции океанической коры и литосферы [Foley, 2011] с изменениями. Цифры в кружках: 1- степень окисления MORB составляет приблизительно FMQ – 1; 2 - нижняя литосфера несколько более восстановлена, чем базальты на поверхности; 3 - часть воды выделяется во время субдукции; 4 - субдуцированный осадочный материал содержит Na и K, которые могут помочь снизить температуру солидуса на более поздней стадии; 5 - субдуцированная литосфера на глубинах 150-350 км содержит породы со смесью окислительно-восстановительных состояний, но, как правило, более окислена, чем окружающая мантия (от IW до IW + 1); 6 - переработанные блоки в мантии на 250-400 км, полученные либо путем отслаивания от нижней океанической литосферы, либо в результате глубокой переработки океанической коры; 7 - многие "плюмы" могут представлять собой восходящее движение мелкозернистых расплавов и флюидов, которые вызывают значительное плавление под литосферой под океаническими островами [Foley. 2011].

Зоны восстановленного флюида при субдукции, вероятно, могут возникать разными путями:

- флюиды в литосфере и верхней мантии над центральной обезвоженной частью слэба (200 – 400-500 км) могут обладать восстановительными свойствами (рисунок 3.2.2, зона In). Еще в 1990 г. Р. Гастил с соавторами [Gastil et al., 1990] предположили схожий механизм образования пород ильменитовой серии в Калифорнии. Это, на наш взгляд, возможно основная зона образования пород ильменитового ряда;

- в случае достаточно обширной застойной части плиты в транзитной мантийной зоне (как у Тихоокеанского слэба), будет появляться восстановленная зона Пн (рисунок 3.2.2, зона Пн) после выделения воды из застойной части слэба;

- при разрыве слэба в процессе смены геодинамической обстановки (образование «слэб-окон») или возникновения режима транспрессии [Khanchuk et al., 2016; Grebennikov et al., 2016] восстановленный флюидный поток может подниматься из подлитосферной мантии, при этом образуются обычно граниты А-типа;

- окисленный флюидный поток, идущий из зоны застойной плиты (или участка захоронения нескольких слэбов [Wang et al., 2018], при столкновении с обезвоженными остатками предыдущего слэба или блоками низов кратонной литосферы может восстанавливаться. Подобный механизм рассмотрен в работах [Lei, 2012; Lei et al., 2013], где предполагается экранирующее влияние остаточной литосферы в юго-восточном Китае. Сама палеолитосфера может со временем разрушаться в результате гидродесукации (т.е. захвата воды) и дальнейший флюидный поток будет менее окисленным [Wang et al., 2018].

Два последних пункта, скорее всего, будут относиться к проявлению локального редокс-фона [Талтыкин и др., 2020]. Однако при предельном случае разрыва слэба мы получаем трансформную обстановку. В этом случае слэб через некоторое время (пока сложно определить его продолжительность) растворяется в мантии. В литосфере трансформных окраин по сейсмотомографии [Meer et al., 2018] отсутствуют погружающиеся слэбы, поэтому редокс-фон в этих зонах, вероятно, будет восстановленный (рисунок 3.4.2).

Отметим еще одну особенность редокс-условий при субдукции. Мы видим, что зона окисленного флюида существует до глубины погружения слэба около 200 км. Но сама форма погружающейся плиты очень разнообразна. Существуют как участки с большими углами погружения, так и зоны с пологой субдукцией (т.е. плита движется на некоторой глубине практически горизонтально) [Yan et al., 2020] (рисунок 3.4.3). Это может обуславливать сложную геометрию региональных ильменитовых и магнетитовых зон в литосфере Циркум-Пацифики и в САОП в частности (выгнутая плита). Тектонические движения, трансформные обстановки в дальнейшем еще сильнее будут искажать и так сложную первичную зональность.

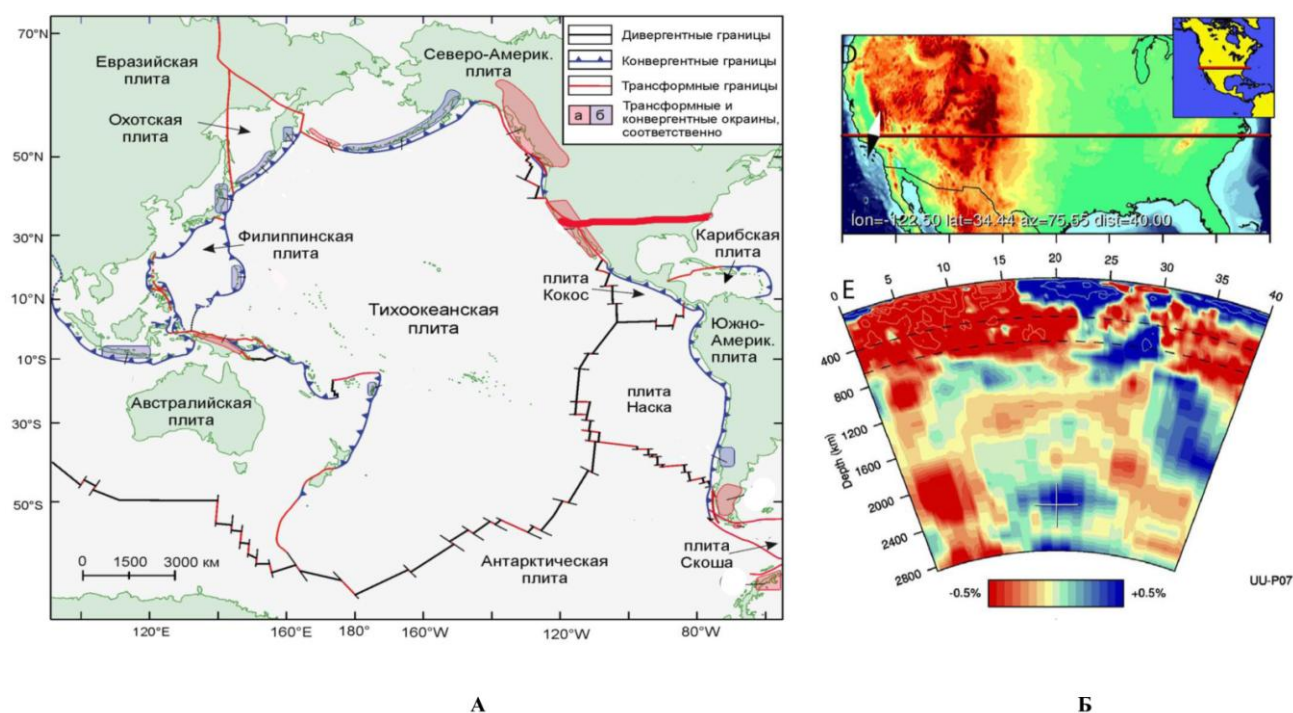


Рисунок 3.4.2 А - Стандартные участки трансформных и конвергентных границ Тихоокеанского обрамления [Гребенников, Ханчук, 2021] с дополнениями. Красная черта от Калифорнии до Техаса соответствует профилю на рис. Б. Б - Аномалия Вичиты [Meer et al., 2018].

Таким образом, можно отметить, что редокс-условия в литосфере зон субдукции будут иметь некоторую зональность, определяемую положением, наклоном и формой погружающегося слэба. Что касается магнетитовой зоны, которая идет первая от океана, тут почти нет сомнений. Большинство работ посвящено именно процессу дегидратации слэба и окислению мантийного клина.

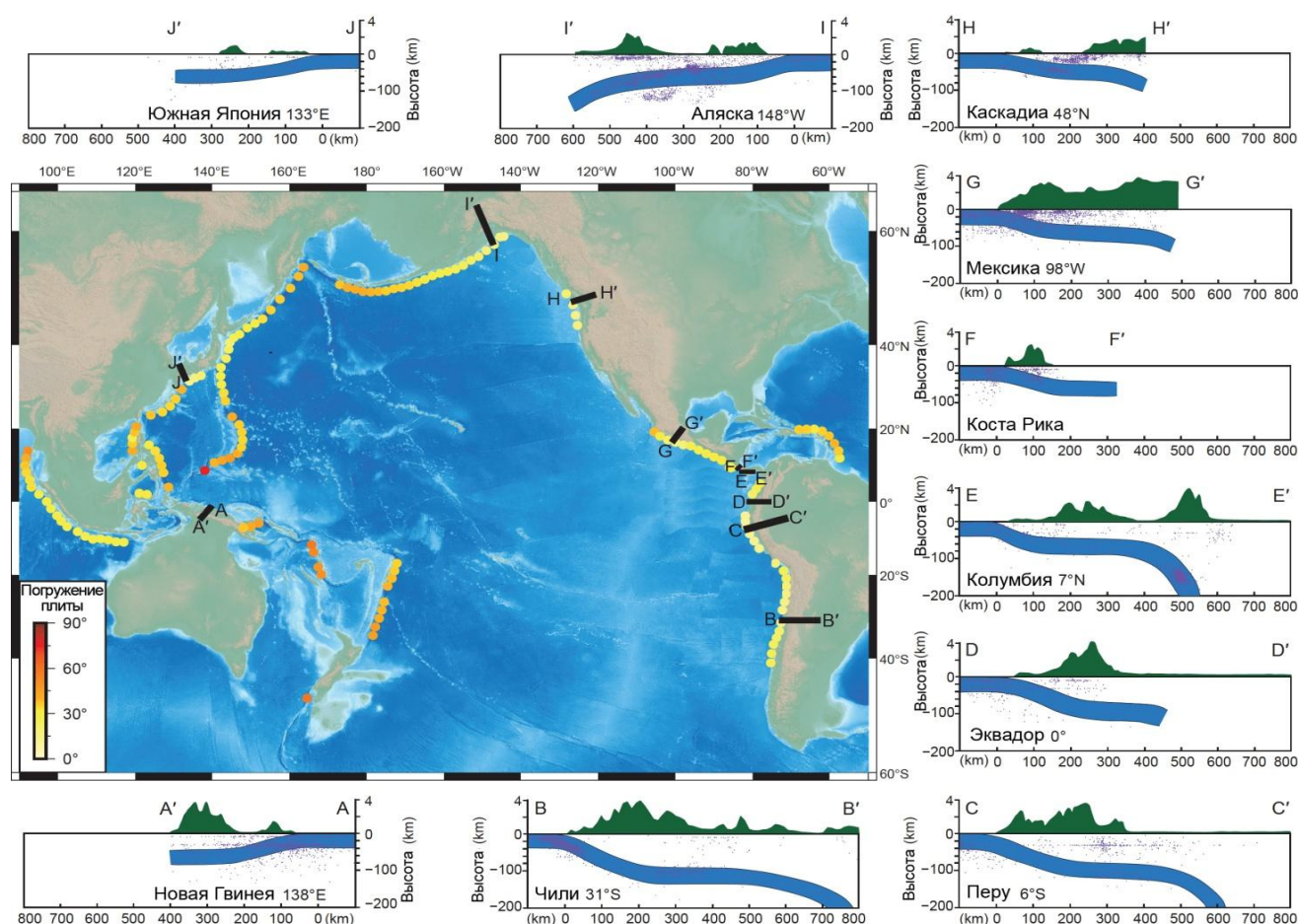


Рисунок 3.4.3 Текущее распределение плоской субдукции [Yan et al., 2020] с упрощениями. Фиолетовые точки - гипоцентры землетрясений.

Основная проблема возникает при объяснении региональных зон ильменитовых пород. Если считать, что они образуются из окисленных магм за счет переработки органического (или неорганического [Бахарев, и др., 2005]) углерода аккреционных комплексов, то совершенно не ясно несколько вопросов:

1. Почему в Северной Кордильере [Hard et al., 2004] есть магнетитовая зона (шириной 300-350 км) и за ней ильменитовая (~ 300 км), а в Андах и Кордильерах практически все магнетитовое на сотни километров вглубь континента.

2. Как осадочный углерод влияет на редокс-условия кристаллизации эффузивных пород и, в частности, андезитов и базальтов.

3. Как объяснить существование гранитных массивов, имеющих одновозрастную ильменитовую и магнетитовую части.

При объяснении редокс-зональности влиянием глубинных окислительно-восстановительных условий тоже не совсем ясно:

1. Возникновение кислого интрузивного магматизма над зоной погружения слаба более 200 км.

2. И соответственно появление пород **МС** за зоной **ИС**, хотя описано существование кислого вулканизма в зонах внутриплитных вулканов [Zhang et al., 2018].

Не исключено, что оба механизма действуют одновременно. Очевидно, необходимы дополнительные исследования возможных причин региональной зональности редокс-условий кристаллизации магматических пород. В первую очередь выяснение содержания углерода (точнее его изотопов) в породах **ИС** и **МС**.

ГЛАВА 4. СВОЙСТВА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ИЛЬМЕНитОВОЙ И МАГНЕТИТОВОЙ СЕРИЙ СИХОТЭ-АЛИНЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА⁴

Согласно взглядам Д.М. Печерского [Печерский, 1964] редокс-условия кристаллизации магматических пород определяются, в первую очередь, фугитивностью кислорода в очаге магматизма. Ш. Ишихара [Ishihara, 1977] предполагал, что ильменитовые породы образуются из магнетитовых магм за счет

⁴ При подготовке данного раздела диссертации автором использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А., **Талтыкин Ю.В.**, Крутикова В.О., Добкин С.Н., Юрченко Ю.Ю., Штарева А.В. Окислительные условия и связанная с ними геохимическая и металлогеническая зональности магматических образований Сихотэ-Алиньского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39. № 3. С. 51-67 (2,08 п.л., авторский вклад – 35%). DOI: 10.30911/0207-4028-2020-39-3-51-67. Импакт-фактор РИНЦ: 1,189.

Mishin L.F., Konovalova E.A., **Taltykin Yu.V.**, Krutikova V.O., Dobkin S.N., Yurchenko Yu.Yu., Shtareva A.V. Redox Conditions and Related Geochemical and Metallogenic Zonation of Magmatic Rocks of the Sikhote Alin Orogenic Belt // Russian Journal of Pacific Geology. 2020. Vol. 14. № 3. P. 241–256. DOI: 10.1134/S1819714020030057. (1,96 п.л., авторский вклад – 35%). SJR: 0,352.

2. Диденко А.Н., Архипов М.Ю., **Талтыкин Ю.В.**, Крутикова В.О., Коновалова Е.А. Петро-палеомагнитная характеристика габбродiorитов нижнеамурского комплекса журавлевско-амурского террейна (Сихотэ-Алиньский орогенный пояс) // Тихоокеанская геология. 2023. Т. 42. № 5. С. 57-75. (2,33 п.л., авторский вклад – 15%). DOI: 10.30911/0207-4028-2023-42-5-57-75. Импакт-фактор РИНЦ: 1,189.

Didenko A.N., Arkhipov M.V., **Taltykin Yu.V.**, Krutikova V.O., Konovalova E.A. The Petro- and Paleomagnetic Characteristics of Gabbrodiorites from the Lower Amur Complex of the Zhuravlevka-Amur Terrane (the SikhoteAlin Orogenic Belt) // Russian Journal of Pacific Geology. 2023. Vol. 17. № 5. P. 457–474. DOI: 10.1134/S1819714023050020. (2,21 п.л., авторский вклад – 15%). SJR: 0,352.

3. **Талтыкин Ю.В.**, Коновалова Е.А., Мишин Л.Ф., Юрченко Ю.Ю. Зональность окислительно-восстановительных условий кристаллизации магматических пород мел-палеогенового возраста Сихотэ-Алиньского орогенного пояса (Дальний Восток России) // Тихоокеанская геология. 2024. Т. 43. № 1. С. 56-72. (2,08 п.л., авторский вклад – 80%). DOI: 10.30911/0207-4028-2024-43-1-56-72. Импакт-фактор РИНЦ: 1,189.

Taltykin Yu.V., Konovalova E.A., Mishin L.F., Yurchenko Yu.Yu. Zonation of Redox Conditions during Crystallization of Cretaceous–Paleogene Igneous Rocks of the Sikhote-Alin Orogenic Belt (Russian Far East) // Russian Journal of Pacific Geology. 2024. Vol. 18. № 1. P. 50–65. DOI: 10.1134/S181971402401007X. (1,96 п.л., авторский вклад – 80%). SJR: 0,352.

переработки органического углерода аккреционных комплексов. Ряд геологов, особенно при составлении описаний к листам геологических карт, связывают породы ильменитовой или магнетитовой серии с конкретными стратиграфическими магматическими комплексами или возрастными интервалами. Рассмотрим эти взаимоотношения для САОП.

Первое защищаемое положение:

Магматические породы Сихотэ-Алиньского орогенного пояса разделяются на региональные зоны преимущественного развития ильменитовой или магнетитовой серий. В этих зонах присутствуют идентичные по петрохимическому составу, степени фракционирования, типу, глубине кристаллизации и возрасту магматические образования.

Продemonстрируем это на графиках. На рисунке 4.1 показано распределение интрузивных (А) и эффузивных (Б) магматических пород ильменитовой и магнетитовой серий по отношению к петрохимическому составу. Для эффузивов можно отметить тенденцию к увеличению окисленности пород от риолитов к базальтам. Основная часть базальтов (в первую очередь неогеновых) расположена на морском побережье и в долине реки Амур.

Кроме того можно увидеть, что принадлежность магматических пород к **ИС** или **МС** практически не зависит от степени фракционирования (рисунок 4.2А) и их типа (рисунок 4.2Б) (**А**, **I** или **S**). Аналогичную картину дает и диаграмма разделения пород на **S** и **I**- типы Б. Чаппелла и А. Вайта [Chappell, White, 1974].

Стоит отметить, что к ильменитовой и магнетитовой сериям могут относиться все типы магматических пород (от кислого до основного состава) (рисунок 4.2) , но нам неизвестны (и по литературным источникам тоже) окисленные гранитоиды **S**-типа, хотя существует несколько их разновидностей по

степени окисленности, но это все в рамках **ИС** [Гусев, 2014]. С другой стороны гранитоиды **S**-типа, по мнению А.Г. Бахарева с коллегами [Бахарев и др., 2005], могут образовываться и без органики аккреционных комплексов. Однако по формальным признакам **S**-граниты попадают в обе серии (**ИС** и **МС**) (рисунок 4.2Б).

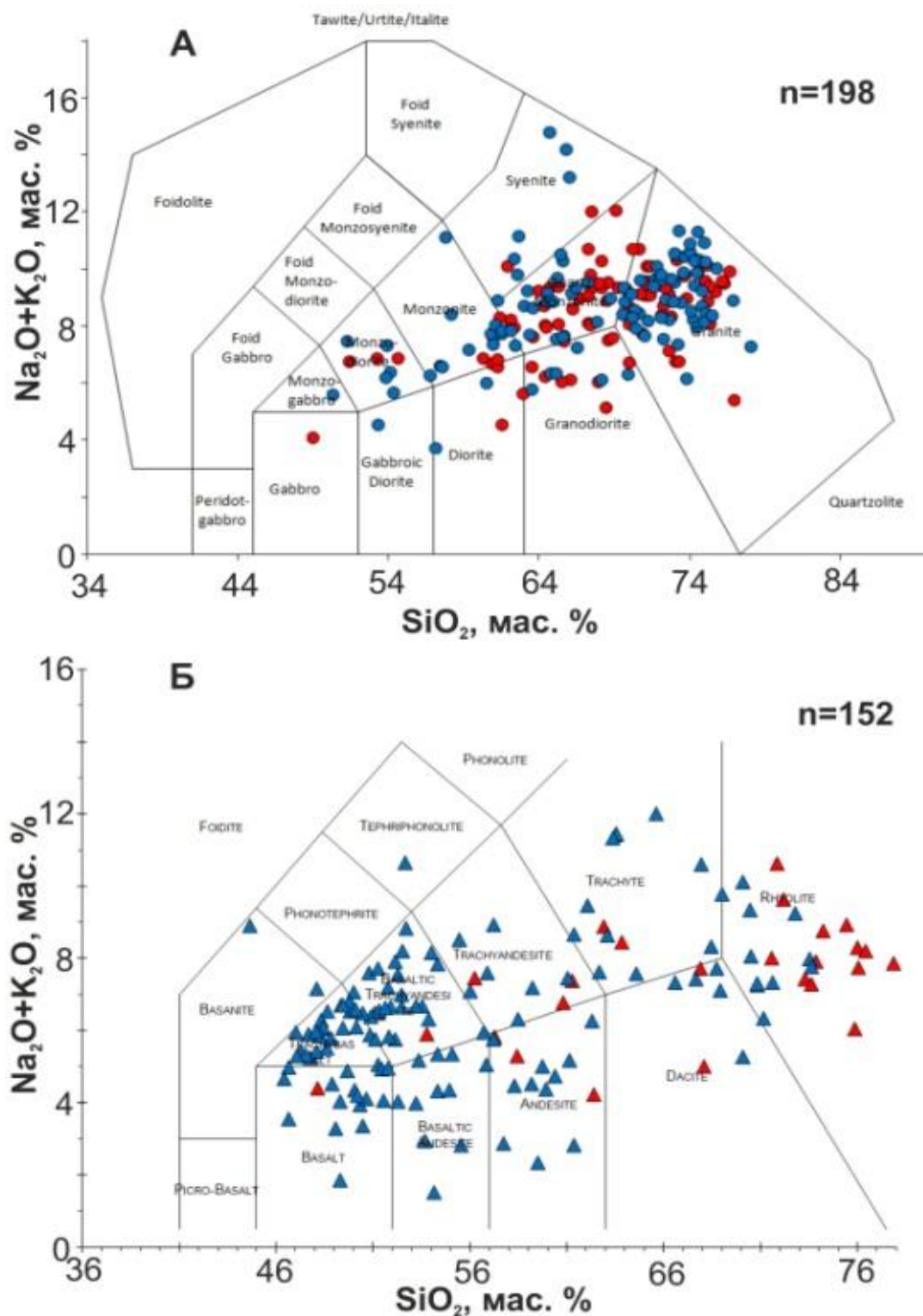


Рисунок 4.1 Распределение пород **МС** (синие) и **ИС** (красные) в САОП по отношению к петрохимическим типам [Талтыкин и др., 2024б; Taltykin et al., 2024], **А** – интрузивы (границы и названия по [Middlemost, 1994]), **Б** – эффузивы (на основе [Le Maitre et al, 2002]).

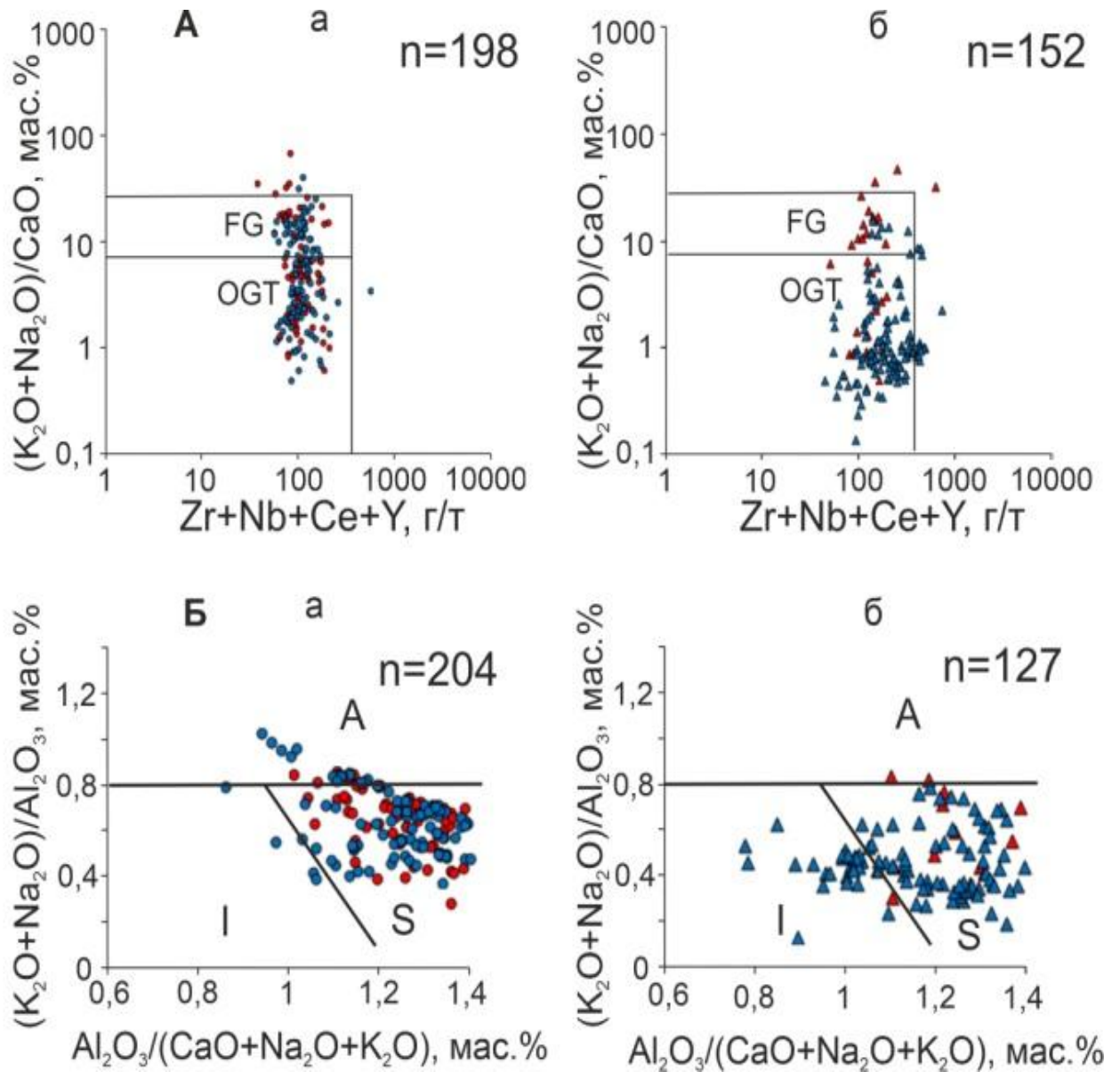


Рисунок 4.2 Дискриминационные диаграммы зависимости пород **ИС** (красные) и **МС** (синие) от типа [Талтыкин и др., 2024б; Taltykin et al., 2024]: **а** – интрузивы, **б** – эффузивы. **А** - Основа [Walén et al., 1987], **FG** – фракционированные магматические породы, **OGT** – нефракционированные **I**- и **S**-типа. **Б** – основа [Maeda, 1990], **A**, **I**, **S** – типы магматических пород.

Также была проанализирована зависимость ильменитовой и магнетитовой серий магматических пород САОП от возраста. Поскольку стратиграфический возраст вещь достаточно условная, мы проанализировали абсолютные значения возрастов, определенных для САОП U-Pb методом (Таблица №2, рисунок 4.3).

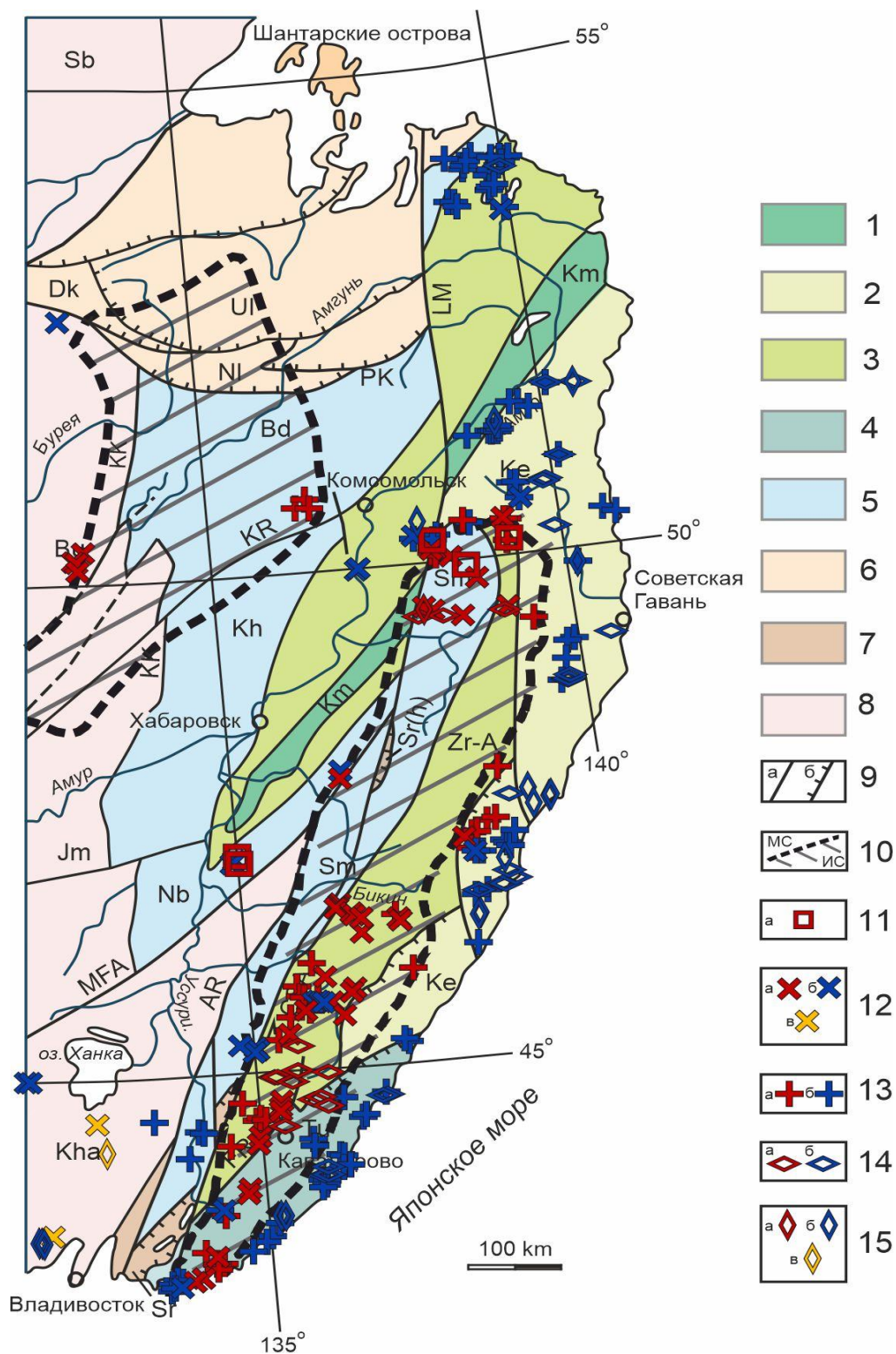


Рисунок 4.3 Схема расположения точек определения абсолютных возрастов (U-Pb) (283 точки, Таблица №2) [Талтыкин и др., 2024б; Taltykin et al., 2024].

Условные обозначения: 1-10 на рисунке 2.7.2, 11 – 15 – возраст магматических пород: 11 – 133-120 млн лет, 12 – 120-94 млн лет, 13 – 94-60 млн лет, 14 – 60-53 млн лет, 15 – 53 ~ 37 млн лет, (а-ИС, б-МС, в-нерасчлененные НС).

В САОП выделяют следующие этапы магматизма (рисунок 4.4): **I**) коллизионный (субдукционный) готерив-раннеаптский (133-120 млн лет); **II**) орогенный (трансформный) поздний апт-альб-сеноманский (120-94 млн лет); **III**) посторогенный (субдукционный) турон-раннепалеоценовый (94-~60 млн лет); **IV**) посторогенный (трансформный) позднепалеоцен-раннеэоценовый (~60-53 млн лет) и **V**) субдукционный позднеэоцен-раннечетвертичный (от 53-37 млн лет) [Геодинамика..., 2006].

Прямой зависимости ильменитовой и магнетитовой серий магматических пород САОП с возрастом (U-Pb методом) не просматривается (рисунок 4.4). К.Дж.Р. Харт с коллегами [Hart et al., 2004] не нашел связи возраста с ильменитовой и магнетитовой сериями раннемеловых интрузивов на Аляске, а Т. Такаги не выявил её для меловых и палеоген-неогеновых интрузивов Японии [Takagi, 2004].

Магматическая активность в САОП была достаточно высокой с альба до конца палеоцена (рисунок 4.4), это относится к породам и **МС**, и **ИС**, что подтверждает выводы И.В. Кемкина и А.В. Гребенникова [Кемкин, Гребенников, 2023] об активном позднемеловом магматизме на восточной окраине палео-Азиатского континента. Можно заметить, что с омоложением возраста от готерива к олигоцену увеличивается количество пород **МС** по сравнению с **ИС**.

Более детально взаимоотношения геодинамики и тектоники с региональными проявлениями ильменитового и магнетитового магматизма можно увидеть на рисунок 4.5. Представленная диаграмма подтверждает выводы [Диденко, Ханчук, 2019] о том, что смена геодинамического режима с конвергентного на трансформный произошла 115-110 млн лет назад. Также

выделенные участки изменения направления движения плиты Изанаги (85, 74, 56 млн лет) [Кемкин, Гребенников, 2023] хорошо сопоставимы с активизацией магматизма в САОП.

Можно предположить связь возрастных интервалов с геодинамическими типами магматизма [Симаненко и др., 2002, 2006; Рязанцева и др., 1998]. Готерив-аптскому возрасту соответствуют гранитоиды коллизионного типа (обстановки сжатия), хотя согласно исследованиям [Guo et al., 2022] сеноманские оловоносные граниты S-типа в Южно-Китайском кратоне образовались в обстановке растяжения. V-му этапу магматизма (точнее, после 52 млн лет) – субдукционные. Остальные периоды попадают в магматизм внутриплитных «смешанных серий».

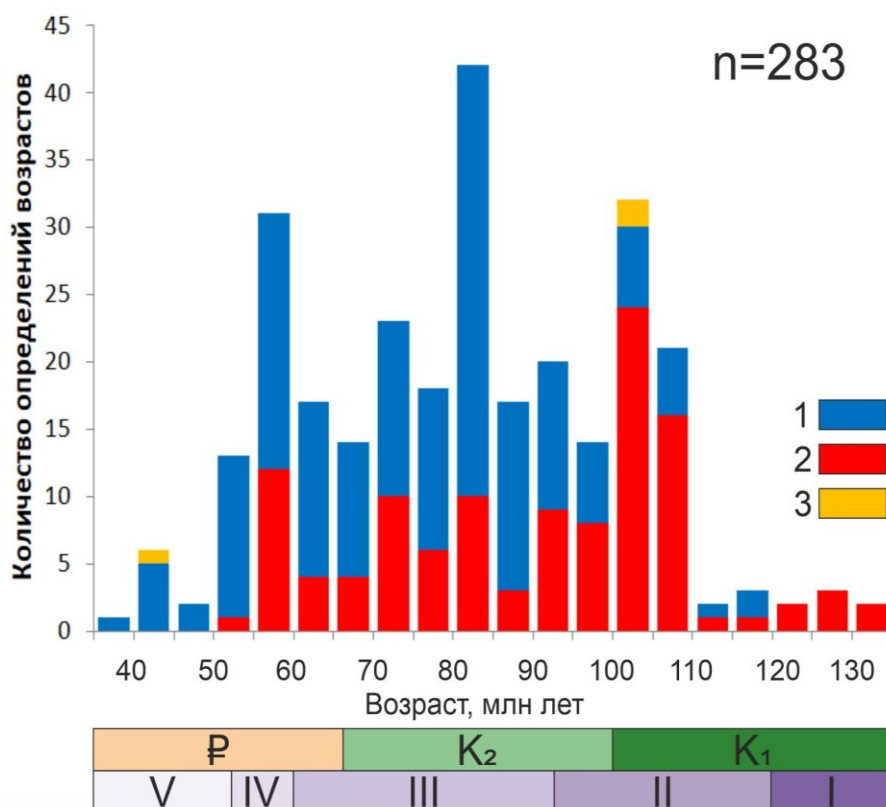


Рисунок 4.4 Возрасты магматических пород Сихотэ-Алиньского орогенного пояса и серии (1 - ильменитовая ИС; 2 - магнетитовая МС; 3 - НС), внизу геохронологическая шкала и этапы магматизма. Более подробная информация в Таблица №2 [Талтыкин и др., 2024б; Taltykin et al., 2024].

Таким образом, можно сформулировать второе защищаемое положение:

Ильменитовые породы I этапа магматизма (133-120 млн лет) относятся к коллизионным, а магнетитовые породы V этапа (моложе 52 млн лет) к надсубдукционным. Остальные магматические породы II – IV этапов относятся к «смешанным сериям»

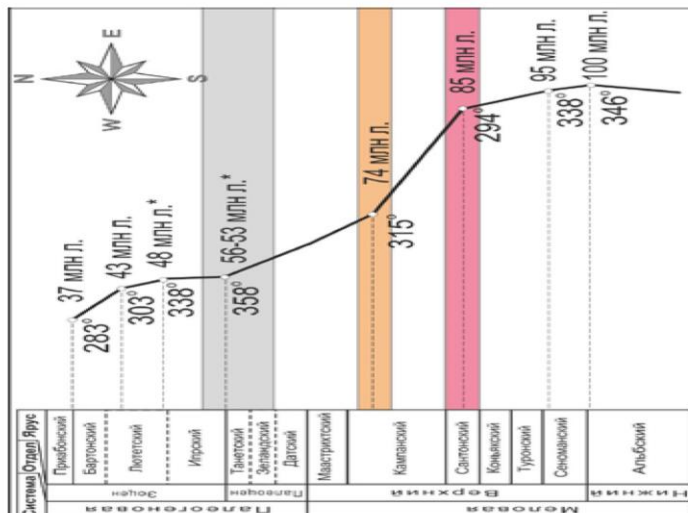
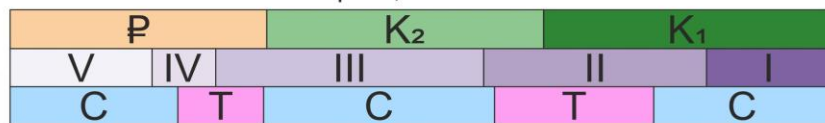
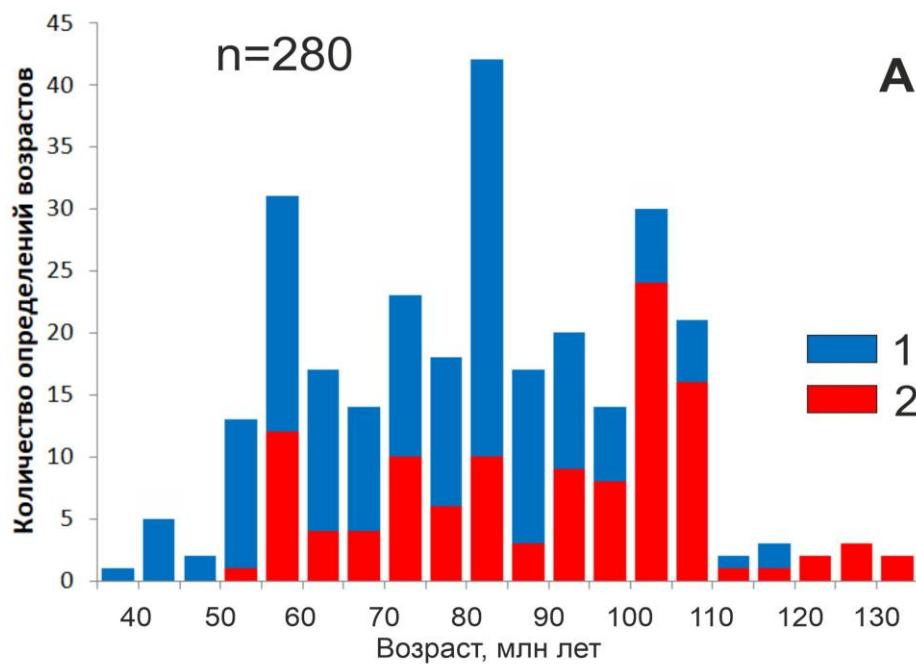


Рисунок 4.5 А - Возрасты магматических пород Сихотэ-Алиньского орогенного пояса, серии (1 - **МС**; 2 - **ИС**), внизу геохронологическая шкала, этапы магматизма и геодинамические условия (С – субдукция, Т – трансформная окраина [Геодинамика..., 2006]), Б - вектор направления движения Тихоокеанской плиты [Кемкин, Гребенников, 2023] и U-Pb возраста гранитоидов центральной зоны Сихотэ-Алиня.

Зональность окислительно-восстановительных условий кристаллизации магматических пород в Сихотэ-Алиньском орогенном поясе имеет региональный характер. Основными региональными процессами в САОП в мезозой-кайнозойское время являлись процессы субдукции (и скольжения). Для более детальных исследований мы рассмотрим характеристики магматических пород всех 5 этапов, для этого используем наши образцы из массивов, имеющих U-Pb определения возраста и дискриминационные диаграммы для идентификации геодинамических обстановок формирования интрузий среднего-кислого составов **ИС** и **МС**. Диаграммы для САОП показывают преобладание коллизионных обстановок в развитие орогена. Стоит сразу отметить, что гранитоиды, в отличие от базальтов менее информативны применительно к геодинамическим условиям [Великославинский, 2003]. На рисунок 4.6 показаны диаграммы [Maeda, 1990; Pearce et al., 1984; Великославинского С.Д., 2003] для 221 образца гранитоидов САОП.

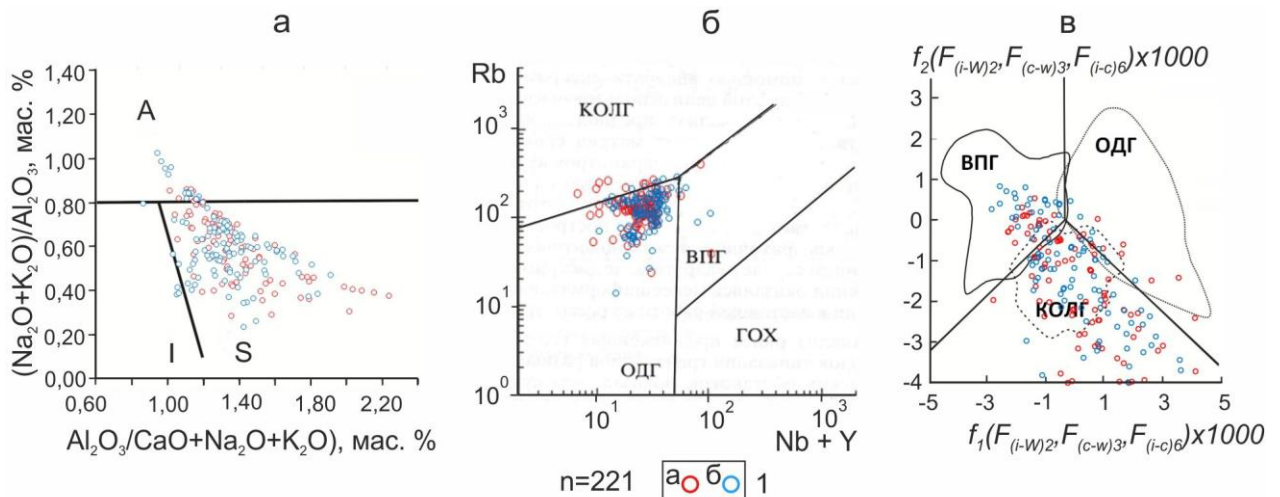


Рисунок 4.6 Дискриминационные диаграммы Maeda, 1990(a); Pearce et al., 1984(б); Великославинского С.Д., 2003(в). Обстановки формирования гранитоидов: ВПГ(А) - внутриплитные, КОЛГ(S) - коллизионные, ОДГ(І) - островодужные (субдукционные и обстановки активных континентальных окраин). Условные обозначения: 1 - гранитоиды **ИС** (а), **МС** (б),

$$f_1(F_{(i-w)2}, F_{(c-w)3}, F_{(i-c)6}) = 196.203SiO_2 + 753.953TiO_2 + 481.96Al_2O_3 + 92.664FeO^* + 521.5MgO + 374.766CaO + 7.571Na_2O - 584.778K_2O - 0.379Ba - 0.339Sr - 0.733Rb - 0.429La - 3.33Ce - 5.242Nd + 0.565Sm - 19823.8;$$

$$f_2(F_{(i-w)2}, F_{(c-w)3}, F_{(i-c)6}) = 1292.962SiO_2 + 4002.667TiO_2 + 1002.231Al_2O_3 + 1297.136FeO^* + 262.067MgO + 1250.48CaO + 1923.417Na_2O + 1009.287K_2O + 0.3634Ba - 0.325Sr - 0.701Rb + 0.8015La + 3.347Ce + 2.68Nd + 10.11Sm - 126860.$$

Орогенный пояс и магматическая альб-сеноманская провинция сформировались в синсдвиговой обстановке трансформной континентальной окраины во временном интервале 110–95 млн лет назад, с пиком орогенеза и магматизма 103–97 млн лет [Ханчук и др., 2019]. Согласно схеме (рисунок 4.7а), большинство магматитов этого возраста (но не все) попадают в ильменитовую зону (Таблица №2). Если сделать небольшую палеореконструкцию, основываясь на работах А.В. Абражевич, В.В. Голозубова, А.Н. Диденко, А.И. Ханчука с коллегами [Голозубов, 2006; Диденко и др., 2017, 2023; Didenko et al., 2023; Abrajevitch et al., 2012; Khanchuk et al., 2016] (рисунок 4.7б), то видно распределение зон **ИС** и **МС** на начало позднего мела. При этом породы готерив-раннеаптского возраста (7 точек) присутствуют только в ильменитовой зоне. В позднем апте выделяются 2 точки в Южном Сидимийском массиве (ильменитовая и магнетитовая) и 2 образца первомайского комплекса, относящихся к магнетитовой серии [Государственная..., 2020] (рисунок 4.8). Наиболее древние породы Кемского террейна (2 точки – 94 млн лет) относятся к концу сеномана. Т.е. зональность редокс-условий кристаллизации магматических пород была в значительной степени сформирована в альб-сеноманское время (начиная с готерива). Возможно, Кемский террейн был надвинут на САОП в самом конце

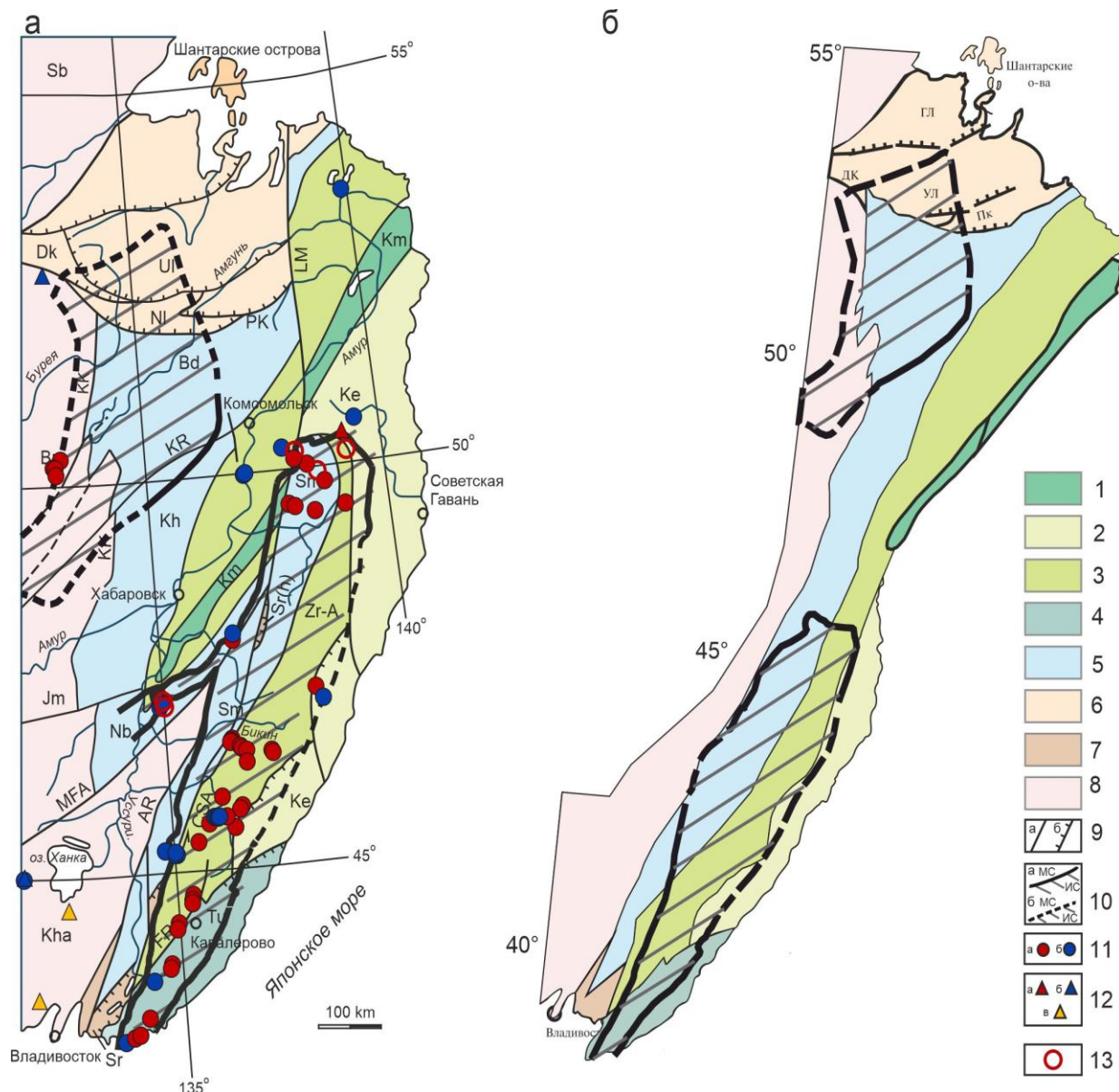


Рисунок 4.7 Положение точек замера возрастов **I** (133-120 млн лет – 7 точек) и **II** (120-94 млн лет – 76 точек) этапов магматизма среди ильменитовых и магнетитовых зон в САОП [Талтыкин и др., 2024б; Taltykin et al., 2024] (а), предположительное расположение ильменитовых и магнетитовых зон на сеноман (б). Условные обозначения 1-9 на рисунке 2.7.2; 10 - граница распространения пород ильменитовой серии, выделенная по комплексу признаков [Мишин и др., 2020; Mishin et al., 2020] (а) и по соотношению $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO})$ [Мишин и др., 2003; Меркулова, Мишин, 2015] (б); 11 – плутонические породы **II** этапа (а-ИС, б-МС); 12 – вулканические породы **II** этапа (а-ИС, б-МС); 13 – плутонические породы **I** этапа ильменитовые.

сеномана. Магматическая активность в нем в постсеноманское время аналогична остальной части региона, поэтому можно предположить, что часть окисленных альб-сеноманских магматитов находится под Кемским террейном.

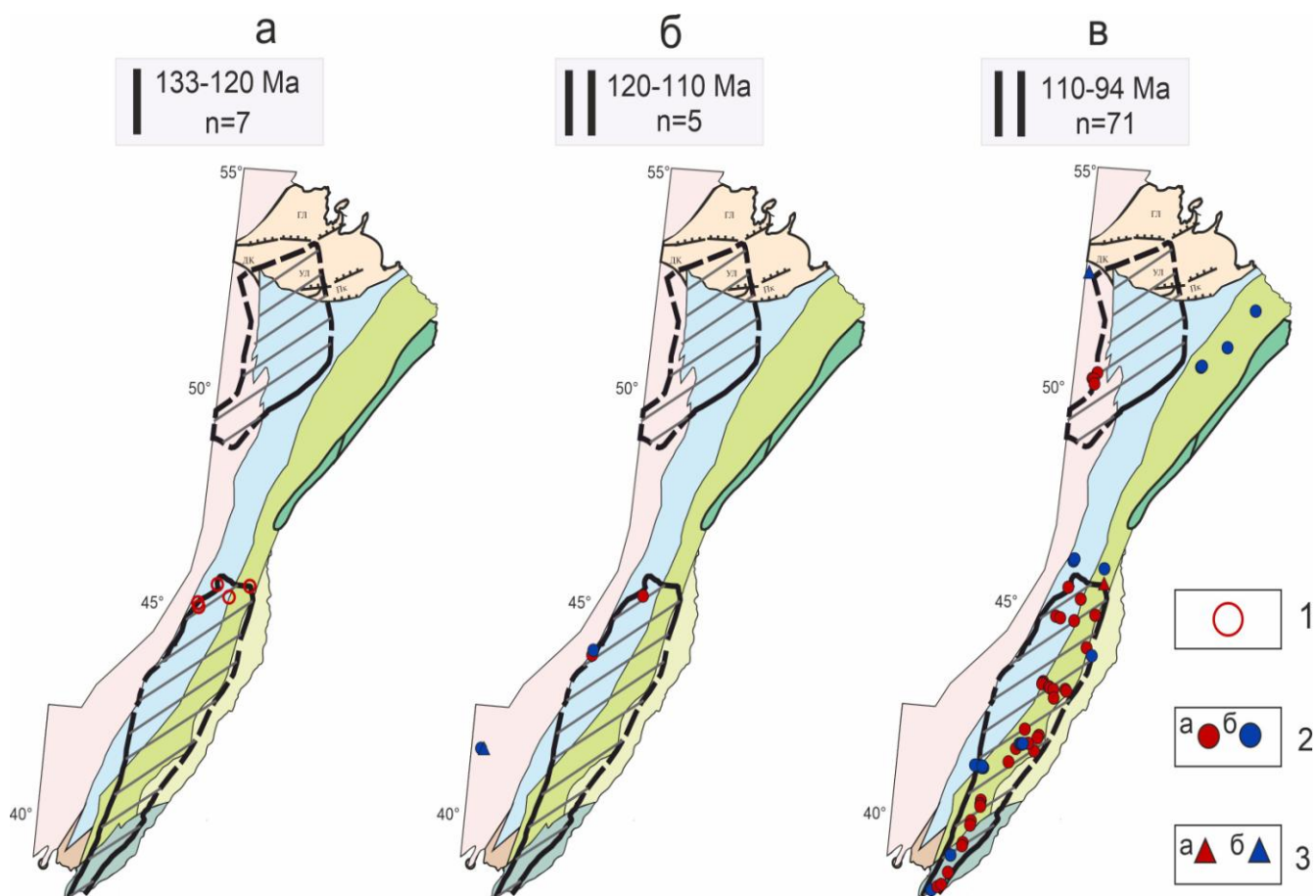


Рисунок 4.8 Положение точек замера возрастов **I** (133-120 млн лет – 7 точек) (а), **II** (120-110 млн лет – 5 точек) (б) и **II** (110-94 млн лет – 71 точка) этапов магматизма среди ильменитовых и магнетитовых зон в САОП. Условные обозначения: 1 – Ильменитовые гранитоиды **I** этапа, 2 – плутонические породы **II** этапа (а - **ИС**, б - **МС**), 3 – вулканические породы **II** этапа (а - **ИС**, б - **МС**).

На рисунке 4.9 представлены дискриминационные диаграммы для **I** и **II** этапов магматизма в САОП. **I** этап (коллизийный). 3 точки из массива Горбунский (131 млн лет) на диаграммах Maeda и Великославинского попадают в зону коллизийных пород, а на диаграмме Pearce в верхнюю часть

островодужных пород, что тоже относится к коллизионным обстановкам или обстановкам активных континентальных окраин. **II** этап (орогенный). 27 точек из 10 массивов. Ведёт себя аналогично **I**. Разницы между породами **ИС** и **МС** во втором этапе не наблюдается.

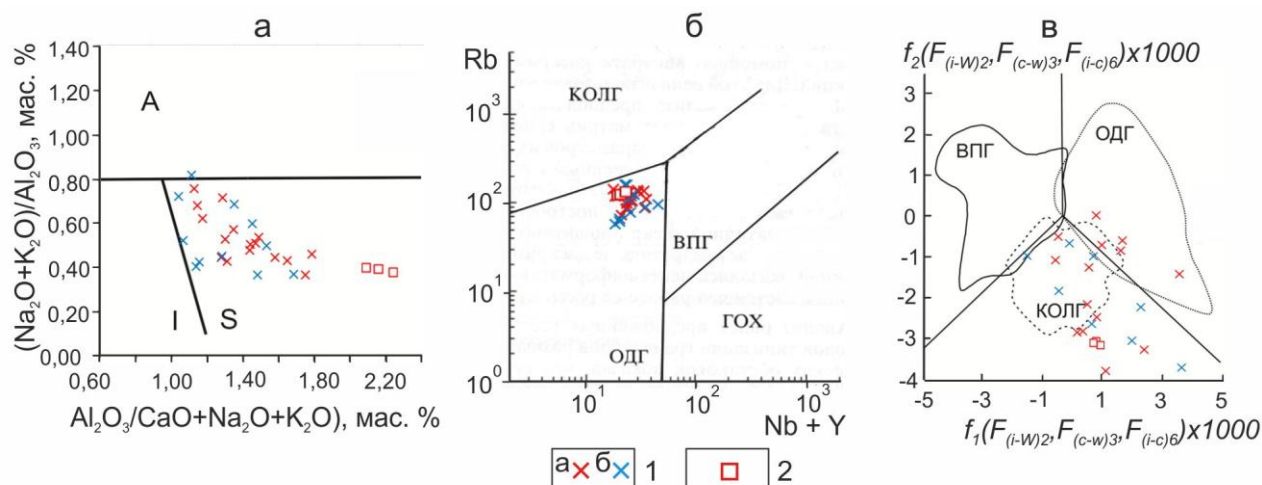


Рисунок 4.9 Дискриминационные диаграммы Maeda, 1990(a); Pearce et al., 1984(б); Великославинского С.Д., 2003(в). Условные обозначения: 1 - гранитоиды **ИС** (а) и **МС** (б) **II** этапа, 2 - гранитоиды **ИС** **I** этапа, остальные условные на рисунке 4.6.

С чем связано распределение зон **ИС** и **МС** в САОП, пока сложно сказать однозначно. По крайней мере, не с влиянием серы в надслэбовой зоне [Muth, Wallace, 2022; Li et al., 2022]. Наши данные не подтверждают эту информацию (рисунок 4.10) для САОП. Хотя невозможно отрицать роль серы в образовании месторождений сульфидных и постсульфидных оксидных руд [Malyshev, Malysheva, 2022].

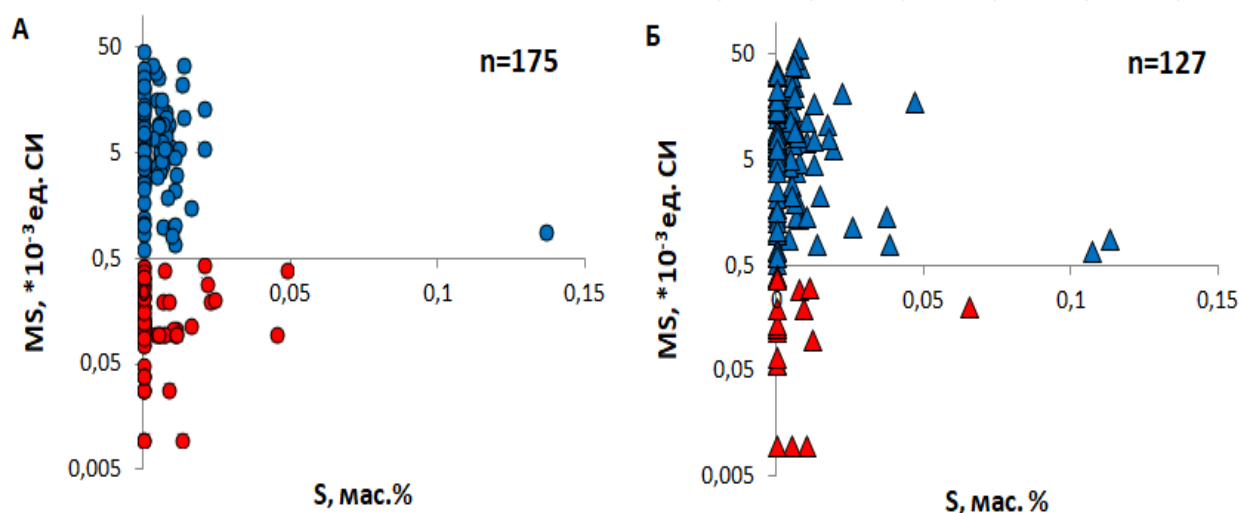


Рисунок 4.10 Соотношение **MS** и серы (**S**) для интрузивных (**A**) и эффузивных (**Б**) пород САОП [Талтыкин и др., 2024б; Taltykin et al., 2024] (красным показана ильменитовая серия, синим – магнетитовая).

Следующим этапом магматизма (посторогенным) является позднемеловой (**III** этап). Породы этого возраста встречаются в основном вдоль современной восточной окраины САОП (хотя есть выходы магматитов и в Маглойском массиве, но это граница сеномана и турона), при этом они в редокс-плане наследуют окислительно-восстановительные условия кристаллизации, возникшие при формировании континентальной коры (рисунок 4.11а). Стоит отметить, что именно с этого времени наблюдается магматическая активность в Кемском террейне.

Палеоценовый (посторогенный) магматизм (**IV** этап) на юге региона представлен гранитоидами **A**-типа Якутинского комплекса и его эффузивными аналогами. Они связаны с мантийными расплавами и восстановленными растворами, которые образуются после разрушения субдуцирующей плиты и образования окна слэба [Grebennikov et al., 2016; Гребенников, Максимов, 2021]. Наибольшая активность этого этапа проявляется в прибрежной магнетитовой зоне (рисунок 4.12а).

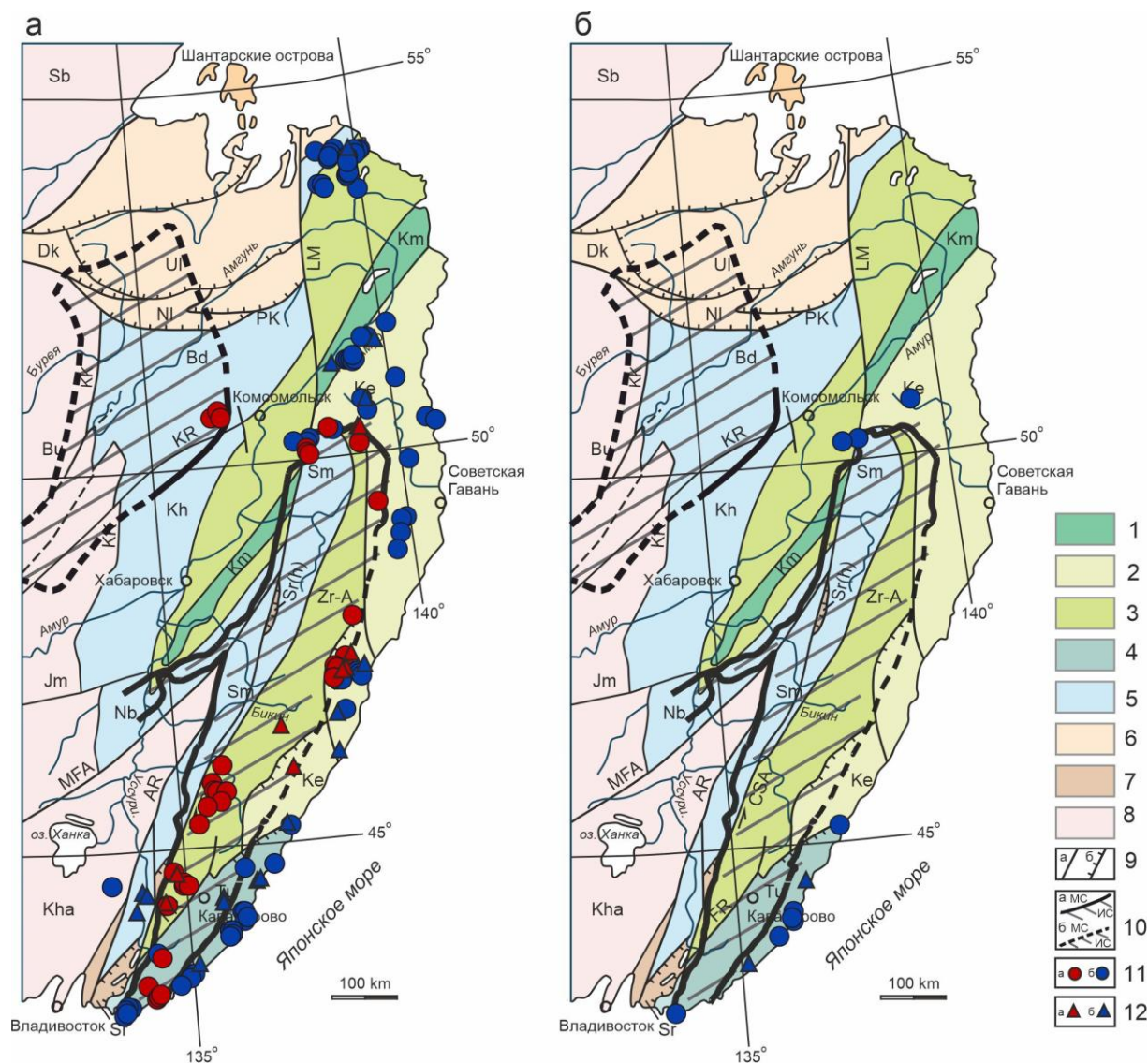


Рисунок 4.11 Положение точек замера возрастов **III** (94-60 млн лет – 144 точки) этапа магматизма среди ильменитовых и магнетитовых зон в САОП [Талтыкин и др., 2024б; Taltykin et al., 2024] (а), расположение точек замера возраста 67-71 млн лет (11 точек) в магнетитовой зоне (б). Условные обозначения 1-12 на рисунке 4.7.

Магматические породы **V** этапа (надсубдукционные) являются олигоценовыми (53-37 млн лет – 17 точек), относятся в основном к магнетитовой серии и распространены в магнетитовой зоне (рисунок 4.12б), также как и породы **III** этапа возрастного интервала 65 – 72 млн лет (рисунок 4.11б).

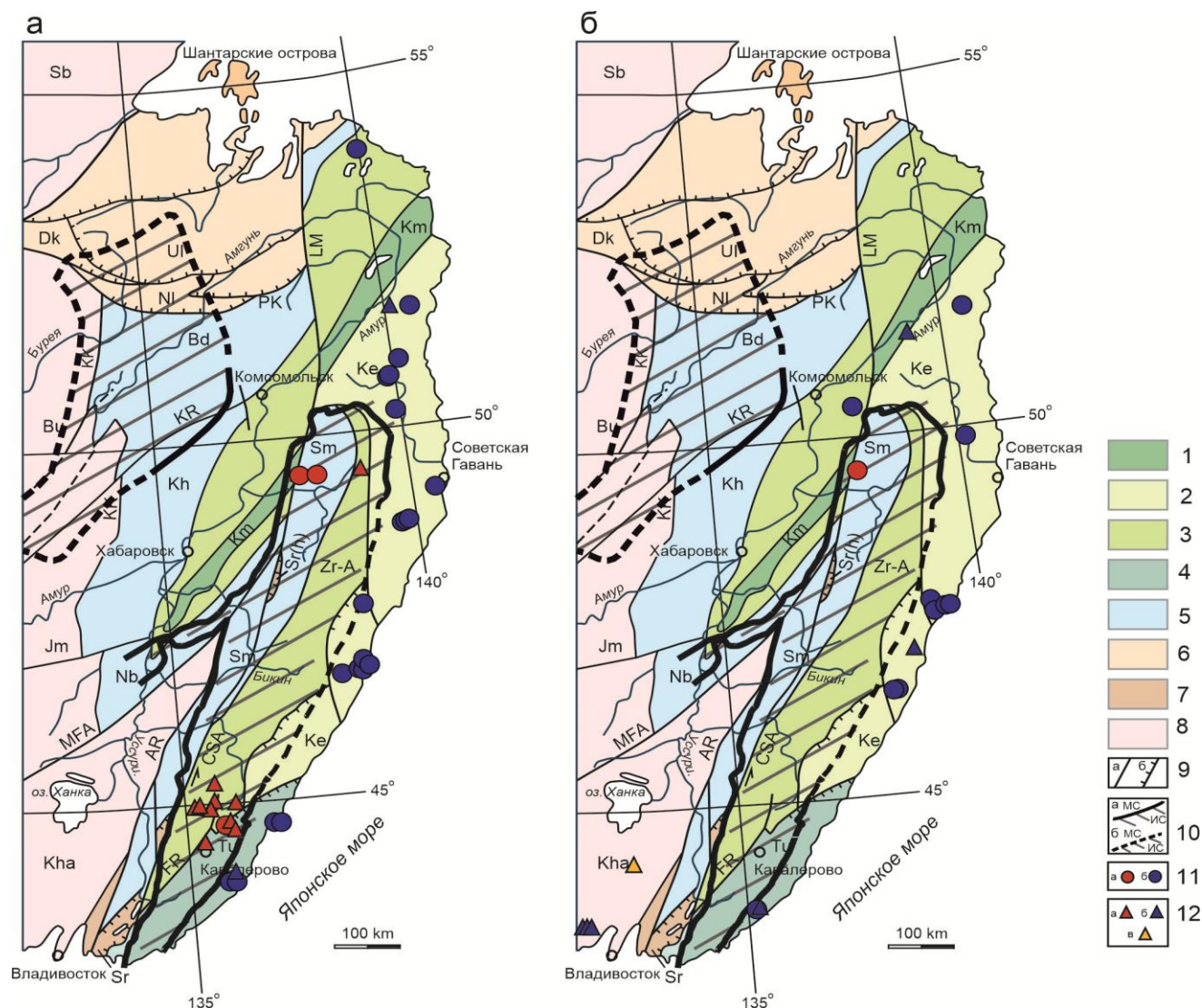


Рисунок 4.12 Положение точек замера возрастов **IV** (60-53 млн лет – 35 точек) (а) и **V** (53~37 млн лет – 18 точек) этапов магматизма среди ильменитовых и магнетитовых зон в САОП (б) [Талтыкин и др., 2024б; Taltykin et al., 2024]. Условные обозначения 1-12 на рисунке 4.7.

В **III** этапе произошли основные тектонические события. Магматизм в **III** и **IV** этапах (посторогенный) был представлен породами как **ИС**, так и **МС**. **V** этап связан, видимо, с началом субдукции Тихоокеанской плиты. Магматизм (моложе 52 млн лет) надсубдукционный (?) магнетитовый.

На рисунке 4.13 представлены дискриминационные диаграммы для **III**, **IV** и **V** этапов магматизма в САОП. **III** этап посторогенный. 28 точек из 10 массивов

попадают в основном в коллизионную зону, частично и в область внутриплитных гранитоидов. **IV** этап посторогенный. 8 точек из 4 массивов есть практически во всех 3 основных зонах **V** этап субдукционный. 4 точки из 2 массивов расположены в зоне островодужных пород (или обстановок активных континентальных окраин), хотя по диаграмме Maeda их можно отнести к коллизионным.

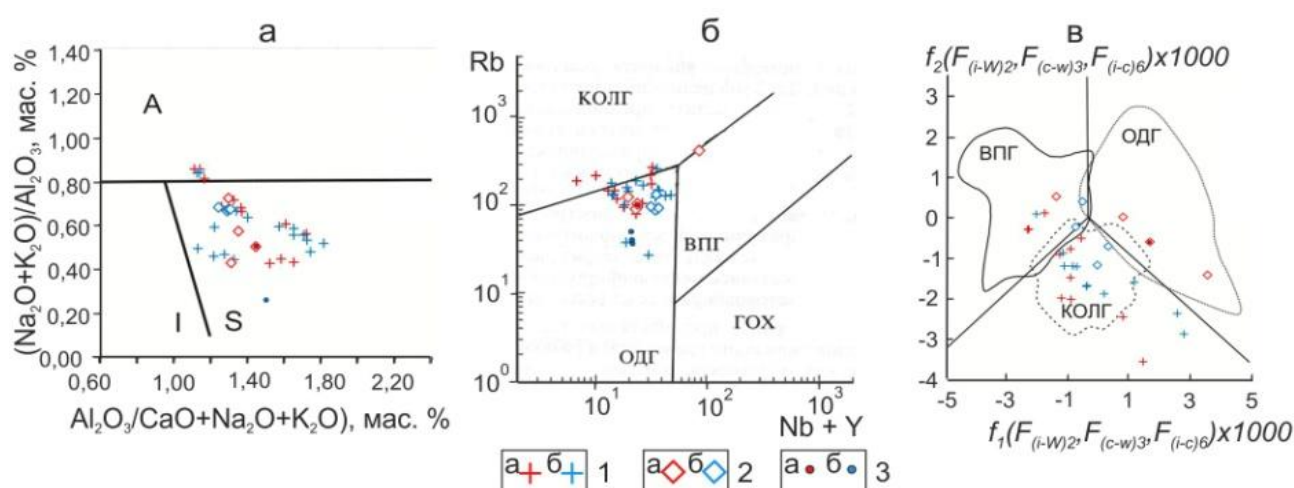


Рисунок 4.13 Дискриминационные диаграммы Maeda, 1990(а); Pearce et al., 1984(б); Великославинского С.Д., 2003(в). Условные обозначения: гранитоиды **ИС** (а) и **МС** (б) **III** (1), **IV** (2) и **V** (3) этапов, остальные условные на рисунке 4.6.

Следующее защищаемое положение:

Образовавшаяся в результате орогенеза новая континентальная кора в пределах САОП сохранила магнитные свойства, существовавшие в литосфере при формировании гранитно-метаморфического слоя в альб-сеноманское время.

Одним из основных результатов альб-сеноманского магматизма явилось формирование континентальной коры. Гранитно-метаморфический слой

возникает, по мнению ряда авторов [Лучицкая, Соколов, 2021], как за счет гранитизации аккреционных комплексов в процессе орогенеза, так и за счет внедрения интрузивов. Исследования, проведенные в САОП, говорят о том, что здесь были все условия для образования гранитно-метаморфического слоя за счет мощных толщ сильно смятых юрских и раннемеловых пород [Khanchuk et al., 2016]. При этом все это происходило в той же редокс-обстановке, что и магматизм, который мы можем сегодня исследовать в регионе. Таким образом, возникший в результате орогенеза гранитно-метаморфический слой новой континентальной коры также сохранил редокс-зональность, существовавшую в литосфере региона во время его формирования.

Влияние осадочных и метаосадочных пород, в том числе в виде гранито-гнейсов земной коры считается одним из значимых факторов петрохимического разнообразия разновозрастных гранитоидов [Li et al., 2022]. К примеру, гранитоиды из террейна Сонпан-Ганзи на востоке Тибетского нагорья внедрились в течение короткого промежутка времени (~15 млн лет). Они обладают минералогическими и геохимическими характеристиками, которые согласуются с широким спектром предложенных типологий (**I**-, **S**- и **A**-типы, варианты с высоким содержанием Ba-Sr и адакиты). Несмотря на их тесную пространственную и временную связь, эти гранитоиды демонстрируют разнообразие геохимических характеристик, что указывает на широкий спектр вносящих вклад источников. При этом, несмотря на то, что большинство гранитоидов явно имеют преимущественно магматические источники (кора и/или мантия; **A**-тип и **I**-тип, включая адакитовые и с высоким содержанием Ba-Sr), все «типы», а не только **S**-тип, обнаруживают изотопные доказательства осадочного вклада [Li et al., 2022].

Можно предположить, что к концу сеномана в САОП были сформированы редокс-зоны, основными элементами которых явились осадочно-вулканогенный и гранитно-метаморфический слои новой континентальной коры [Аргентов и др., 1976]. Эти зоны, несмотря на последующие значительные тектонические перемещения, оказывали влияние на редокс-условия кристаллизации интрузивов

в дальнейшем. Подтверждение этого положения проиллюстрировано на примере магматитов танетского яруса палеоцена (длительность 3,2 млн лет) и сантонского яруса позднего мела (длительность 2,7 млн лет). Несмотря на узкий возрастной диапазон, они образовались в различных редокс-условиях (рисунок 4.14). Кроме того, выделены массивы, для которых имеются несколько замеров возраста и магнитной восприимчивости.

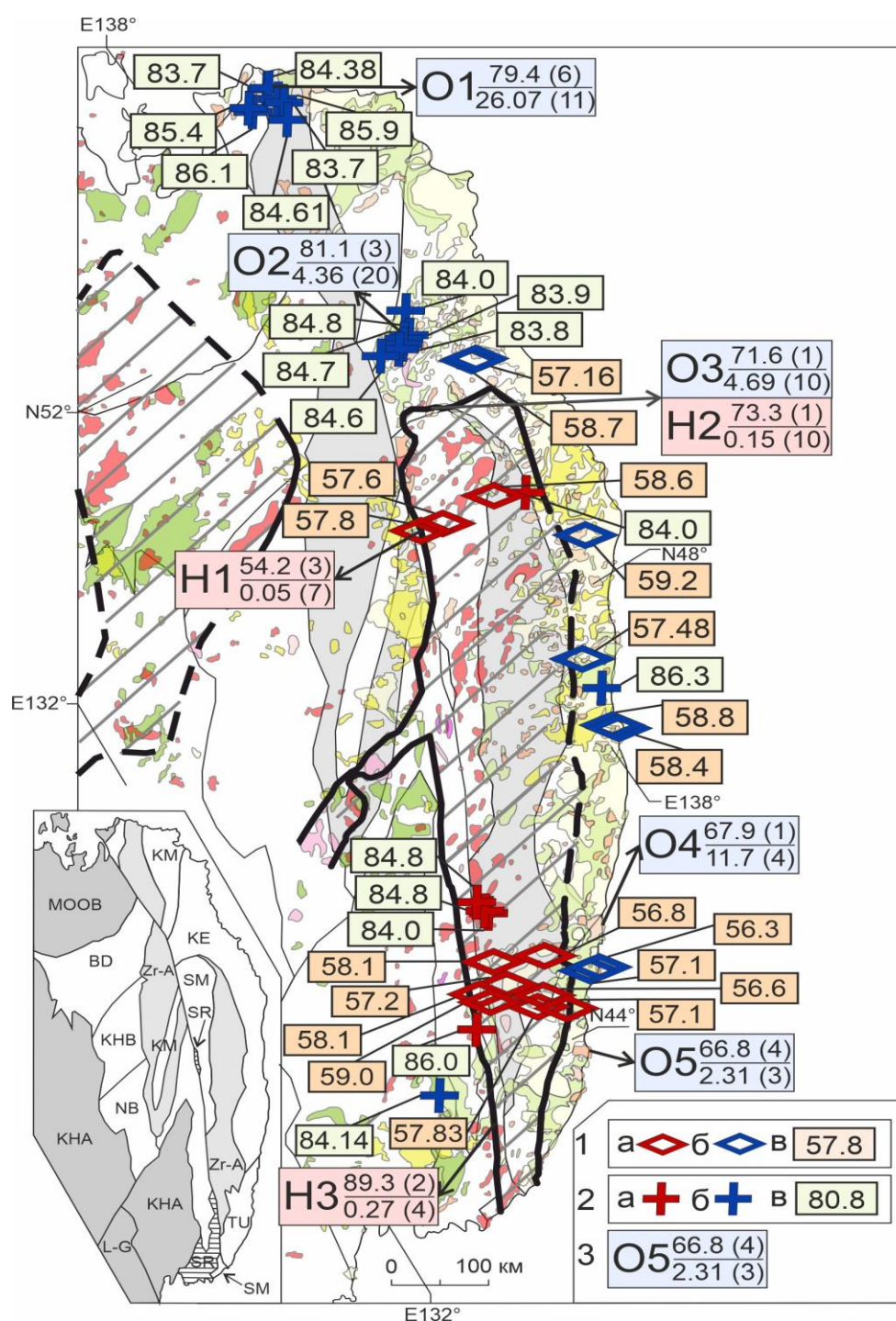


Рисунок 4.14 Распределение магматических пород танетского яруса палеоцена (19 точек, 3,2 млн лет) и сантонского яруса позднего мела (20 точек, 2,7 млн лет) по редокс-зонам в САОП согласно Таблице №2 [Талтыкин и др., 2024б; Taltykin et al., 2024]. Условные обозначения: 1 – точки отбора магматических пород танетского яруса палеоцена: а – ильменитовой серии, б – магнетитовой серии, в – абсолютный возраст; 2 – точки отбора магматических пород сантонского яруса позднего мела: а – ильменитовой серии, б – магнетитовой серии, в – абсолютный возраст. 3 – массивы, для которых есть несколько измерений возрастов и магнитной восприимчивости: О1 – Бекчиулский, О2 – Тумнинский-I, О3/Н2 – Аксакинский пограничный, Н1 – Барку, О4 – Тернейский, О5 – Владимирский, Н3 – район г. Лазо (Вангоуский ?). На табличках: «О» – окисленный, «Н» – восстановленный; в числителе - средний возраст (число определений); в знаменателе - средняя **MS** (число измерений). Остальные условные обозначения (1 – 11) на рисунке 2.7.7.

Как видно, представленные материалы подтверждают выводы Л.Ф. Мишина (данные с тектонической карты Карсакова-Чжао, 2001): в ильменитовой зоне эти магматические породы ильменитовые, а в магнетитовой – магнетитовые. Ничем, кроме влияния редокс-состояния осадочно-вулканогенного и гранитно-метаморфического слоя земной коры на кристаллизацию магматитов, объяснить эти факты пока не представляется возможным.

На данный момент остается еще много вопросов, связанных в первую очередь с поведением эффузивных пород. Здесь требуются дополнительные исследования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное в Сихотэ-Алиньском орогенном поясе изучение регионального распределения редокс-зональности магматических пород, в первую очередь интрузивов кислого и основного состава, позволило уточнить границы зон, а также выработать методику разделения магматических пород на окисленные (магнетитовые) и восстановленные (ильменитовые). Показана связь магнитной восприимчивости **MS** с коэффициентом окисленности железа **f'** для САОП.

На основании изучения окислительно-восстановительных процессов при субдукции предложена модель возникновения в земной коре зон с восстановительными или окислительными условиями кристаллизации магматических пород. Модель удовлетворительно описывает закономерности распределения этих зон в Циркум-Пацифике. Взаимное расположение погружающейся (ее форма: плоская, выгнутая, вогнутая) и континентальной плит при субдукции возможно определяет конфигурацию редокс-зон.

Исследования, проведенные в САОП, показали, что:

а) редокс-условия кристаллизации магматических пород не связаны не только с петрохимическим составом (как и предполагал Ш. Ишихара), но и типом, и степенью фракционирования магматических пород;

б) магматические породы САОП с возрастом 120-52 млн лет (по U-Pb датированию) присутствуют и в ильменитовой, и в магнетитовой зонах;

в) региональные зоны преимущественного распространения магматических пород ильменитовой и магнетитовой серий, возникнув при орогенезе, продолжают существовать и далее, несмотря на существенные тектонические перемещения. Альб-сеноманский магматизм [Ханчук и др., 2019] завершил развитие линейного этапа Сихотэ-Алиньского орогена и сформировал гранитно-метаморфический слой новой континентальной коры. Возникли зоны с окисленными и восстановленными условиями кристаллизации магматических пород. Они включали уже кроме осадочно-вулканогенного еще и гранитно-

метаморфический слой. Эти элементы новой земной коры, видимо, оказывали влияние на редокс-условия кристаллизации магматических пород в дальнейшем. Таким образом, для Сихотэ-Алиньского аккреционного орогенного пояса можно предположить двухэтапную схему возникновения зональности редокс-условий кристаллизации магматических пород. На первом этапе в орогене формируются участки с тем или иным редокс-условиями, которые на втором этапе закрепляются в гранитно-метаморфическом слое. Дальнейшее тектоническое перемещение блоков земной коры практически не изменяет эту первоначальную зональность. Эти зоны оказывают влияние на редокс-условия кристаллизации более молодых магматических пород, а также являются факторами, контролирующими оловянное (олово-вольфрамовое) и золото-медно-порфировое оруденение в регионе.

Остается не выясненным вопрос, с чем связано первоначальное возникновение ильменитовых региональных зон: с переработкой органического углерода аккреционных комплексов [Ishihara, 1977] или с прекращением дегидратации слэба [Талтыкин и др., 2020]. Не исключено, что задействованы оба механизма, поэтому необходимы дальнейшие исследования

Проведено определение тектонических обстановок по дискриминационным диаграммам Пирса, Великославинского и Маеда [Pearce et al., 1984; Великославинский С.Д., 2003; Maeda, 1990] для 5 этапов тектонических преобразований и магматизма в САОП. Использовались образцы из массивов с подтвержденным U-Pb возрастом.

Результаты настоящих исследований в САОП расширяют наши знания о механизме формирования ильменитовых и магнетитовых магматических пород в зонах конвергентных окраин.

Рекомендуется продолжить работы по построению схемы редокс-зональности САОП и сопредельных территорий (в первую очередь северо-востока РФ) в свете региональных металлогенических задач. Также особый научный интерес представляют массивы, имеющие одновозрастные породы ИС и МС.

В заключение, можно констатировать, что магнитная восприимчивость является хорошим дополнением к другим физико-химическим характеристикам магматических пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров И.А., Ивин В.В., Будницкий С.Ю., Москаленко Е.Ю. Возраст гранитоидов Бекчиулского интрузивного массива (Нижнее Приамурье) // Геодинамика и тектонофизика. 2023. Т. 14. № 2. DOI: 10.5800/GT-2023-14-2-0694.
2. Аленичева А.А., Сахно В.Г. U-Pb датирование эсктрузивно-интрузивных комплексов рудных районов южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (Россия) // Доклады АН. 2008. Т. 419. № 1. С. 81–85.
3. Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попов А. А., Потапьев С. В. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М., Наука. 1976. 90 с.
4. Бахарев А.Г., Шкодзинский В.С., Жданов Ю.А. Графитсодержащие кислые магматические породы Тас-кыстобытского магматического пояса Верхояноколымской складчатой области // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 54-57.
5. Борисов А.А. Соотношение $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ в жидких оксидах железа: анализ и приложение к природным базальтовым расплавам // Петрология. 2010. Т. 18. № 5. С. 494–504.
6. Борисов А.А., Жаркова Е.В., Кадик А.А., Кравчук И.Ф., Луканин О.А., Малинин С.Д., Шиловбеева С.Н. Флюиды и окислительно-восстановительные равновесия в магматических системах. М., Наука. 1991. 256 с.
7. Борисов А. А., Шапкин А. И. Новое эмпирическое уравнение зависимости отношения $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ в природных расплавах от их состава, летучести кислорода и температуры // Геохимия. 1989. № 6. С. 892-897.
8. Брянский Л.И. Гравитационные модели Сихотэ-Алинской складчатой области // Тихоокеанская геология. 1984. № 2. С. 52-61.
9. Валуй Г. А. Петрология гранитоидов и дифференциация расплавов в малоглубинных условиях (Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс). Владивосток: Дальнаука. 2014. 246 с.
10. Валуй Г.А., Моисеенко В.Г., Стрижкова А. А., Москаленко Е.Ю. Генетические аспекты формирования магнетитовых и ильменитовых гранитоидов (на примере Сихотэ-Алиня) // Доклады АН. 2005. Т. 405. № 4. С. 507-510.

11. Великославинский С.Д. Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. 2003. Т. 11. № 4. С. 363-380.
12. Воловецкий М.В., Луканин О.А., Русаков В.С., Каргальцев А.А. Влияние летучести кислорода и температуры на редокс состояние атомов железа в природных алюмосиликатных расплавах кислого состава // Геохимия. 2012. № 4. С. 362–377.
13. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн.1 / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток., Дальнаука. 2006. 572 с.
14. Геологическая эволюция Земли: от космической пыли до обители человечества / Отв. ред.: М.И. Кузьмин, В.В. Ярмолюк ; Рос. акад. наук, Сиб. отделение, Ин-т геохимии им. А.П. Виноградова. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео». 2021. 327 с.
15. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука. 2006. 231 с.
16. Голозубов В.В., Малиновский А.И., Симаненко В.П. О тектонической реконструкции Сихотэ-Алинского звена Восточно-Азиатской окраины: возможны ли простые решения? // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. № 4. С. 115-119.
17. Гоневчук В. Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток., Дальнаука. 2002. 298 с.
18. Гоневчук В.Г., Ханчук А.И., Гоневчук Г.А., Лебедев В.А. Новые калий-аргоновые датировки гранитоидов СихотэАлиня (Дальний Восток, Россия) по биотиту и амфиболу: критерии достоверности и интерпретация // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34, № 6. С. 16–33.
19. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000. Издание второе. Серия Ханкайская. Лист L-52-XXX (Ильинка). Объяснительная записка [Электронный ресурс] / Т. К. Кутуб-Заде, А. Т. Кандауров, В. И. Рыбалко и др.; Минприроды России, Роснедра, Приморнедра, ОАО «Приморгеология». Электрон. текстовые дан. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ». 2020. 103 с.

20. Гребенников А.В., Максимов С.О. Причины появления вулканических пород А-типа на активных окраинах континентов на примере Южного Сихотэ-Алиня (Дальний Восток России) // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 2. С. 254 - 272. DOI: 10.15372/GiG2020114.

21. Гребенников А.В., Ханчук А.И. Геодинамика и магматизм трансформных окраин Тихоокеанского типа: основные теоретические аспекты и дискриминантные диаграммы // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 1. С. 3–24. DOI: 10.30911/0207-4028-2021-40-1-3-24.

22. Гусев А.И. S-тип гранитоидов: номенклатура, петрология и рудоносность на основе составов биотитов // Современные наукоемкие технологии. 2014. № 3. С. 72-76.

23. Диденко А.Н., Архипов М.Ю., Талтыкин Ю.В., Крутикова В.О., Коновалова Е.А. Петро-палеомагнитная характеристика габбродиоритов нижнеамурского комплекса журавлевско-амурского террейна (Сихотэ-Алиньский орогенный пояс) // Тихоокеанская геология. 2023. Т. 42. № 5. С. 57-75. (2,33 п.л., авторский вклад – 15%). DOI: 10.30911/0207-4028-2023-42-5-57-75. Импакт-фактор РИНЦ: 1,189.

24. Диденко А.Н., Песков А.Ю., Кудымов А.В., Войнова И.П., Тихомирова А.И., Архипов М.В. Палеомагнетизм и аккреционная тектоника северного Сихотэ-Алиня // Физика Земли. 2017. № 5. С. 121–138. DOI: 10.7868/S0002333717050040.

25. Диденко А.Н., Ханчук А.И. Смена геодинамических обстановок в зоне перехода Тихий океан - Евразия в конце раннего мела // Доклады АН. 2019. Т. 487. № 4. С. 405-408. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524874405-408>.

26. Диденко А.Н., Ханчук А.И., Тихомирова А.И., Войнова И.П. Восточный сегмент Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь): палеомагнетизм и геодинамические следствия // Тихоокеанская геология. 2014, Т. 33. № 1. С. 20–40.

27. Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Литасов К.Д., Кукарина Е.В. Значение геологии, экспериментальной петрологии и сейсмотомографии для комплексной

оценки субдукционных процессов // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 1-2. С. 21-55. DOI: 10.15372/GiG20150102.

28. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Кулаков И.Ю., Котляров А.В. Проблемы фильтрации флюидов и расплавов в зонах субдукции и общие вопросы теплофизического моделирования в геологии // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 5. С. 701-722. DOI: 10.15372/GiG20170503.

29. Дубинчик Э.Я., Путинцев В.К. Плотность и магнитная восприимчивость гранитоидных комплексов южной части Дальнего Востока как показатели условий их формирования // Советская геология. 1971. № 12. С. 30–43.

30. Изосов Л.А., Чупрынин В.И., Петрищевский А.М., Емельянова Т.А., Мельниченко Ю.И., Васильева М.А., Ли Н.С. Формирование окраинных морей Тихого океана: следствие сдвиговой неустойчивости и астеносферного диапиризма // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2020. № 2. Вып. № 46. С. 85-101. DOI: 10.31431/1816-5524-2020-2-46-85-101.

31. Кадик А.А. Восстановленные флюиды мантии: связь с химической дифференциацией планетарного вещества // Геохимия. 2003. № 9. С. 928- 940.

32. Кадик А.А., Луканин О.А. Дегазация верхней мантии при плавлении. М., Наука. 1986. 95 с

33. Каплун В.Б., Бронников А.К. Геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии северного Сихотэ-Алиня по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36. № 4. С. 18-37.

34. Кемкин И.В., Гребенников А.В. Геодинамическая обстановка формирования позднемеловых гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня // Вестник ДВО РАН. 2023. № 4. С. 20–37. http://dx.doi.org/10.37102/0869-7698_2023_230_04_2.

35. Кигай И. Н. Редокс-проблемы “металлогенической специализации” магматитов и гидротермального рудообразования // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 316–334.

36. Коновалова Е.А., Мишин Л.Ф., Талтыкин Ю.В. Региональные и локальные окислительно-восстановительные условия формирования

магматических пород (на примере гранитоидных массивов Сихотэ-Алиньского орогенного пояса: Аксакинский, Южный Сидимийский, Приисковый) // Петрология и геодинамика геологических процессов: Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых). 06–13 сентября 2021 г. Иркутск, Изд-во Института географии им. В.Б.Сочавы СО РАН. В 3-х томах. 2021а. Т. 2. С. 35-38.

37. Коновалова Е.А., Мишин Л.Ф., **Талтыкин Ю.В.** Магматизм зоны перехода окислительно-восстановительных условий на примере Аксакинского и южного Сидимийского гранитоидных массивов (Сихотэ-Алинь) // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. V Всероссийская конференция с международным участием, Владивосток, 20–23 сентября 2021 г.: материалы / Дальневосточный институт геологии ДВО РАН. Владивосток: Изд-во Дальневост. федерал. ун-та. 2021б. С. 111-113.

38. Коновалова Е.А., Мишин Л.Ф., **Талтыкин Ю.В.** Гранитоидные массивы зоны перехода окислительно-восстановительных условий (Сихотэ-Алиньский орогенный пояс) // Региональные проблемы. 2021в. Т. 24. № 2–3. С. 60-63. (0,49 п.л., авторский вклад – 40%). DOI: 10.31433/2618-9593-2021-24-2-3-60-63. Импакт-фактор РИНЦ: 0,266.

39. Коновалова Е.А., Мишин Л.Ф., **Талтыкин Ю.В.** Ильменитовые и магнетитовые магматические породы Дальнего Востока. // Региональные проблемы. 2022. Т. 25. № 3. С. 66-68. (0,37 п.л., авторский вклад – 40%) <https://doi.org/10.31433/2618-9593-2022-25-3-66-68>. Импакт-фактор РИНЦ: 0,266.

40. Коновалова Е.А., **Талтыкин Ю.В.**, Юрченко Ю.Ю., Мишин Л.Ф. Окислительно-восстановительный режим формирования пород Приискового массива и его металлогенические следствия (Южный Сихотэ-Алинь, Приморье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2023. Т. 65, № 3. С. 254-269. (1,96 п.л., авторский вклад – 30%). DOI: 10.31857/S0016777023030012. Импакт-фактор РИНЦ: 1,145.

41. Коновалова Е.А., Швалов В.А., **Талтыкин Ю.В.** Петромагнитные характеристики пород Маглойского массива (Хабаровский край, Амурский

район): связь с условиями формирования и металлогенией // Региональные проблемы. 2024. Т. 27. № 3. С. 48-50. (0,37 п.л., авторский вклад – 40%) <https://doi.org/10.31433/2618-9593-2024-27-3-48-50>. Импакт-фактор РИНЦ: 0,266.

42. Крук Н.Н., Гвоздев В.И., Орехов А.А., Крук Е.А., Касаткин С.А., Голозубов В.В., Руднев С.Н., Шого Аоки, Цуйоши Комия, Ковач В.П., Серов П.А. Раннемеловые гранитоиды и монцонитоиды южной части Журавлевского террейна (Сихотэ-Алинь): геохимические особенности и источники расплавов // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 3. С. 30–49. DOI: 10.30911/0207-4028-2019-38-3-30-49.

43. Крук Н.Н., Симаненко В.П., Гвоздев В.И., Голозубов В.В., Ковач В.П., Серов П.А., Холоднов В.В., Москаленко Е.Ю., Куйбида М.Л. Геохимические особенности и источники расплавов раннемеловых гранитоидов Самаркинского террейна (Сихотэ-Алинь) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 276-302.

44. Кулинич Р.Г. Особенности геологического строения Приморского края по геолого-геофизическим данным: автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. ТОИ ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1969. 24 с.

45. Лебедева С.М., Симонов В.А., Быков В.Н., Кабанова Л.Я. Степень окисления железа и фугитивность кислорода в базальтовых стеклах района тройного сочленения Буве // Уральский минералогический сборник. 2001. № 11. С. 270-281.

46. Летников Ф. А. Сверхглубинные флюидные системы Земли. 2006. [Электронный ресурс]. URL: http://csr.spbu.ru/pub/RFBR_publications/articles/geosciences/2006/verhglubinnie_flyuidnie_sistemi_Zemli_06_geo.pdf

47. Луканин О.А., Воловецкий М.В., Каргальцев А.А. Зависимость соотношения Fe^{3+}/Fe^{2+} от летучести кислорода и температуры в расплавах гранитоидного состава по экспериментальным данным // Вестник ОНЗ РАН. 2012. Т. 4. doi:10.2205/2012NZ_ASEMPG.

48. Лучицкая М.В., Соколов С.Д. Этапы гранитоидного магматизма и формирование континентальной коры Восточной Арктики // Геотектоника. 2021. № 5. С. 73-97.

49. Меркулова Т.В., Мишин Л. Ф. Окислительно-восстановительные процессы в мезокайнозойских вулcano-плутонических системах и их роль в формировании региональных гравитационных и магнитных аномалий Дальнего Востока // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 6. С. 112-124.

50. Минина О.В., Мигачёв И.Ф., Звездов В.С. Прогнозно-металлогеническое районирование южной части Дальневосточного региона на медно-порфировое оруденение // Отечественная геология. 2019. № 1. С. 35-49. DOI: 10.24411/0869-7175-2019-10005.

51. Мишин Л.Ф. Геохимия европия в магматических породах окраинно-континентальных вулканогенных поясов // Геохимия. 2010. № 6. С. 618-631.

52. Мишин Л.Ф. Субвулканические интрузии кислого состава. М., Наука. 1994. 207 с.

53. Мишин Л.Ф., Бердников Н.В. Индикаторная роль высокоглиноземистых вторичных кварцитов при поисках рудных месторождений // Руды и Металлы. 2010. № 3. С.14-24.

54. Мишин Л.Ф., Кириллова Г.Л., Меркулова Т.В., Коновалова Е.А. Окислительные условия формирования постколлизийного магматизма и металлогении западного сектора Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 4. С. 3-12. DOI: 10.30911/0207-4028-2019-38-4-3-12.

55. Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А., **Талтыкин Ю.В.** Влияние окислительных условий на геохимическую и металлогеническую зональности на примере мезозойских магматических поясов Восточной Якутии // Петрология. 2022. Т. 30. № 3. С. 260-280. (2,57 п.л., авторский вклад – 35%). DOI: 10.31857/S0869590322030050. Импакт-фактор РИНЦ: 1,933.

56. Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А., **Талтыкин Ю.В.**, Крутикова В.О., Добкин С.Н., Юрченко Ю.Ю., Штарева А.В. Окислительные условия и связанная с ними геохимическая и металлогеническая зональности магматических образований Сихотэ-Алиньского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39. №3.

С. 51-67. (2,08 п.л., авторский вклад – 35%). DOI: 10.30911/0207-4028-2020-39-3-51-67. Импакт-фактор РИНЦ: 1,189.

57. Мишин Л.Ф., Петухова Л.Л. Окисленность железа как показатель металлогенической специализации вулканоплутонических комплексов на примере востока СССР // Тихоокеанская геология. 1990. № 4. С. 69-75.

58. Мишин Л.Ф., Романовский Н.П. Окислительно-восстановительные обстановки формирования и металлогеническая специализация рудно-магматических систем юга Дальнего Востока // Тихоокеанская геология. 1992. № 6. С. 31-42.

59. Мишин Л.Ф., Романовский Н.П., Гурович В.Г. О двух типах вулканоплутонических ассоциаций // Доклады АН СССР. 1988. Т. 298. № 5. С. 1180-1188.

60. Мишин Л.Ф., Чжао Чунцзин, Солдатов А.И. Мезозойско-кайнозойские вулканоплутонические пояса и системы в континентальной части Востока Азии и их зональность // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 3. С. 28-47.

61. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеанская геология. 1991. № 5. С. 3-23.

62. Петрищевский А.М., Емельянова Т.А., Изосов Л.А. Возрастные взаимоотношения рифтогенеза, субдукции и плюмовых процессов на восточной окраине Азии // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2021. № 4. Вып. 52. С. 22-54. DOI: 10.31431/1816-5524-2021-4-52-22-45.

63. Петрищевский А.М., Юшманов Ю. П. Плотностная контрастность, глубинное строение, реология и металлогения земной коры и верхней мантии Верхояно-Колымского региона // Литосфера. 2021. Т. 21. № 4. С. 491–516. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-4-491-516.

64. Петров О.В., Морозов А.Ф., Чепкасова Т.В., Шевченко С.С. / Ред. Геохронологический атлас-справочник основных структурно-вещественных комплексов России. СПб.: ВСЕГЕИ. 2015. (Интернет ресурс: <http://geochron-atlas.vsegei.ru>).

65. Петров О.В., Ханчук А.И., Иванов В.В., Киселёв Е.А., Шатов В.В., Змиевский Ю.П., Молчанов А.В., Терехов А.В., Сергеев С.А. U-Pb SIMS геохронология рудоносных магматических пород золото-медно-порфировых проявлений Малмыжского и Понийского рудных полей (Нижнее Приамурье) // Региональная геология и металлогения. 2020. № 83. С. 41–56.
66. Печерский Д.М. Магнитные свойства гранитоидов северо-востока СССР // Магадан. Тр. СВКНИИ. 1964. Вып. 9. С. 6-158.
67. Печерский Д.М., Соколов Д.Д. Палеомагнитология, петромагнитология и геология. Словарь-справочник для соседей по специальности. М., ИФЗ РАН. 2010. 125 с.
68. Путинцев А.В., Григорьев С.И. Состав биотитов из гранитов и петрогенетическая типизация орогенных гранитоидных серий // Записки ВМО. 1993. Т. СХХII. № 4. С. 18–34.
69. Пущаровский Ю.М. Главная структурная асимметрия Земли // Соровский образовательный журнал. 2000. Т. 6. № 10. С. 59–65.
70. Рассказов С.В. Рифты, орогены, кратоны и глобальная тектоника: введение в проблему // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 1. С. 1–9. doi: 10.5800/GT-2017-8-1-0230.
71. Родионов С.М. Металлогения олова Востока России. М. Наука. 2005. 327 с.
72. Романовский Н.П. Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса. М. Наука. 1987. 192 с.
73. Романовский Н.П., Рейнлиб Э.Л. О мантийной природе зон разуплотнения притихоокеанских орогенных сооружений // Тихоокеанская геология. 1984. Т. 3. № 2. С. 87-89.
74. Романовский Н.П., Рейнлиб Э.Л., Ващилов Ю.Я. О глубинной природе рудно-магматических систем Тихоокеанского типа // Тихоокеанская геология. 1992. № 2. С. 66-78.
75. Рябчиков И.Д. Флюидный режим мантийных плюмов // Геохимия. 2003. № 9. С. 923-927.

76. Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н. Окислительно-восстановительный потенциал мантийных магматических систем // Петрология. 2010. Т. 18. № 3. С. 257–269.
77. Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н. Физико-химические параметры материала глубинных мантийных плюмов // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 874–888.
78. Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Рашкин В.В., Сокарев А.Н. Геодинамическая типизация гранитоидов Приморья // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 5. С. 11–26.
79. Сахно В.Г., Гвоздев В.И., Аленичева А.А., Прасолов Э.М., Зарубина Н.В. Гранитоидный магматизм вольфрамовых рудно-магматических систем Лермонтовская и Восток-2: U–Pb-(SHRIMP)-датирование, изотопная характеристика ($^3\text{He}/^4\text{He}$) руд // Доклады АН. 2012. Т. 443. № 1. С. 84–91.
80. Сахно В.Г., Коваленко С.В., Лызганов А.В. Гранитоидный магматизм Арминского блока Центрального Сихотэ-Алиня Приморья: U–Pb-датирование, изотопная характеристика ($^3\text{He}/^4\text{He}$), особенности петрохимического состава и рудной минерализации // Доклады АН. 2016. Т. 466. № 6. С. 692–698. DOI: 10.7868/S0869565216060207.
81. Сахно В.Г., Степанов В.А., Гвоздев В.И., Доброшевский К.Н. Малиновская золоторудная магматическая система Центрального Сихотэ-Алиня: Геохронология, петрогеохимический состав и изотопная характеристика магматических комплексов (Приморье, Россия) // Доклады АН. 2013. Т. 452. № 1. С. 61–69. DOI: 10.7868/S0869565213260174.
82. Семашко С.В. Современные движения флюидов в земной коре // Известия ТулГУ. Науки о Земле. 2011. Вып. 2. С. 51–67.
83. Симаненко В.П., Голозубов В.В., Сахно В.Г. Геохимия вулканитов трансформных окраин (на примере Алчанского бассейна, Северо-Западное Приморье) // Геохимия. 2006. № 12. С. 12–26.

84. Симаненко В.П., Ханчук А.И., Голозубов В.В. Первые данные по геохимии альб-сеноманского вулканизма Южного Приморья // Геохимия. 2002. № 1. С. 95-99.

85. Смирнов С.С. О Тихоокеанском рудном поясе // Известия АН СССР. 1946. № 2. С. 13-28.

86. Соболев Н.В., Добрецов Н.Л., Отани Э., Тэйлор Л.А., Шертл Г.-П., Пальянов Ю.Н., Литасов К.Д. Проблемы, связанные с кристаллогенезисом и глубинным циклом углерода // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 1-2. С. 5-20. DOI: 10.15372/GiG20150101.

87. Сокарев А.Н., Кулинич Р.Г. Палеомагнетизм Япономорского сектора зоны перехода от континента к Тихому океану: справочник палеомагнитных характеристик горных пород. Владивосток: Дальнаука. 2012. 135 с.

88. Сокарев А.Н., Кулинич Р.Г., Прошкина З.Н. Петрофизика Япономорского сектора зоны перехода от континента к Тихому океану: справочник физических свойств горных пород. Владивосток: Дальнаука. 2010. 216 с.

89. **Талтыкин Ю.В.**, Коновалова Е.А. Металлогения и редокс-условия кристаллизации магматических пород Буреинского массива (Еврейская автономная область): предварительные материалы // Региональные проблемы. 2024а. Т. 27. № 3. С. 45-47. (0,37 п.л., авторский вклад – 80%). <https://doi.org/10.31433/2618-9593-2024-27-3-45-47>. Импакт-фактор РИНЦ: 0,266.

90. **Талтыкин Ю. В.**, Коновалова Е. А., Мишин Л. Ф., Юрченко Ю.Ю. Зональность окислительно-восстановительных условий кристаллизации магматических пород мел-палеогенового возраста Сихотэ-Алиньского орогенного пояса (Дальний Восток России) // Тихоокеанская геология. 2024б. Т. 43. № 1. С. 56-72. (2,08 п.л., авторский вклад – 80%). DOI: 10.30911/0207-4028-2024-43-1-56-72. Импакт-фактор РИНЦ: 1,189.

91. **Талтыкин Ю.В.**, Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А. Окислительно-восстановительный фон в земной коре Сихотэ-Алиньского орогенного пояса при кристаллизации магматитов мел-палеогенового возраста: связь с геодинамикой // Вестник Северо-Восточного научного центра Дальневосточного отделения

Российской Академии Наук. 2020. № 4. С. 24-38. (1,74 п.л., авторский вклад – 80%). DOI: 10.34078/1814-0998-2020-4-24-38. Импакт-фактор РИНЦ: 0,229.

92. **Талтыкин Ю.В.**, Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А. Структура редокс-зональности в литосфере Сихотэ-Алиньского орогенного пояса в мел-палеогеновое время // Тектоника, глубинное строение и минерогения Востока Азии: XI Косыгинские чтения: материалы Всероссийской конференции с международным участием, 15–18 сентября 2021, г. Хабаровск / Отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Манилов. Хабаровск : ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН. 2021а. С. 64-66.

93. **Талтыкин Ю.В.**, Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А. Редокс-зональность Сихотэ-Алиньского орогенного пояса, связь с геодинамикой // Региональные проблемы. 2021б. Т. 24. № 2–3. С. 81–84. (0,49 п.л., авторский вклад – 80%) DOI: 10.31433/2618-9593-2021-24-2-3-81-84. Импакт-фактор РИНЦ: 0,266.

94. **Талтыкин Ю.В.**, Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А. Модель возникновения зональности редокс-условий кристаллизации магматитов в аккреционных и коллизионных орогенах в мезозое: связь с геодинамикой (по материалам исследований в Сихотэ-Алиньском орогенном поясе) // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2022. Материалы 53 (LIII) тектонического совещания. Т. 2. М., ГЕОС. 2022. С. 231-235.

95. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центральноазиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1:1500000. Владивосток; Хабаровск: ДВО РАН. 2005. 264 с.

96. Тимурзиев А.И. Прогнозирование нефтегазоносности на основе связей физических полей с новейшими структурами земной коры // Геология нефти и газа. 2004. № 4. С. 39-51.

97. Усенко О. В. Геодинамический процесс и его геологические проявления на континентах // Геофизический журнал. 2018. Т. 40. № 5. С. 137-171. doi: 10.24028/gzh.0203-3100.v40i5.2018.147477.

98. Фатьянов И.И., Хомич В.Г. К проблеме специализации гранитоидных флюидно-магматических систем на золото или олово (на примере Дальнего Востока России) // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 3. С. 3-13.

99. Физические свойства горных пород Дальнего Востока: Справочник: В 2 частях. Отв. редактор Романовский Н.П. Владивосток: ДВО АН СССР. 1987. 392 с.

100. Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В. Альб-сеноманские окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 3. С. 4–37. DOI: 10.30911/0207-4028-2018-38-3-4-37.

101. Ханчук А.И., Крук Н.Н., Валуй Г.А., Неволин П.Л., Москаленко Е.Ю., Фугзан М.М., Кирнозова Т.И., Травин А.В. Успенский интрузив Южного Приморья – петротип гранитоидов трансформных континентальных окраин // Доклады АН. 2008. Т. 421. № 5. С. 734–737.

102. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Совершенствование минерагенического районирования восточного Забайкалья на основе геофизических исследований // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 7. С. 1029-1046. DOI: 10.15372/GiG20170706.

103. Хомич В.Г. Борискина Н.Г. Геодинамическая позиция крупных и суперкрупных благороднометалльных и урановорудных районов и узлов восточной Азии // Доклады АН. 2019. Т. 486. № 1. С. 74–77. DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-5652486174-77>

104. Ablesimov N.E., Lipatov V.G., **Taltykin Yu.V.**, Berdnikov N.V. The Role of Volatiles in Generation of Deep Geophysical Anomalies // Journal of Physics of the Earth. 1988. Vol. 36. P. 191-196. https://doi.org/10.4294/jpe1952.36.Proceeding_2_S191

105. Abrajevitch A., Zyabrev S., Didenko A.N., Kodama K. Palaeomagnetism of the West Sakhalin Basin: evidence for northward displacement during the Cretaceous // Geophysical Journal International. 2012. Vol. 190. № 3. P.1439–1454. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05572.x>.

106. Anettsungla, Rino V., Kumar S. Redox Condition, Nature and Tectonomagmatic Environment of Granitoids and Granite gneisses from the Karbi Anglong Hills, Northeast India: Constraints from Magnetic Susceptibility and Biotite Geochemistry // Journal Geological Society of India. 2018. Vol. 91. P. 601-612.

107. Balashov Yu.A., Martynov E.V. Correlation of oxygen fugacity in the mantle lithosphere between Ce^{+4}/Ce^{+3} relation of zircons and petrological buffer FMQ. Proceedings of the MSTU. 2012. Vol. 15. № 2. P. 311-329.

108. Borisov A., Behrens H., Holtz F. Effects of melt composition on Fe^{3+}/Fe^{2+} in silicate melts: a step to model ferric/ferrous ratio in multicomponent systems // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2015. Vol. 169. DOI 10.1007/s00410-015-1119-6.

109. Borisov A., Behrens H., Holtz F. Effects of strong network modifiers on Fe^{3+}/Fe^{2+} in silicate melts: an experimental study // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2017. Vol. 172. DOI 10.1007/s00410-017-1337-1.

110. Brounce M., Reagan M. K., Kelley K. A., Cottrell E., Shimizu K., Almeev R. Covariation of slab tracers, volatiles, and oxidation during subduction initiation // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2021. Vol. 22. <https://doi.org/10.1029/2021GC009823>

111. Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types: 25 years later // Australian Journal of Earth Sciences. 2001. № 48. P. 489–499.

112. Chappell B.W. & White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geology. 1974. Vol. 8. P. 173–174.

113. Connolly J.A.D., Galvez M.E. Electrolytic fluid speciation by Gibbs energy minimization and implications for subduction zone mass transfer // Earth Planet. Sci. Lett. 2018. Vol. 501. P. 90–102. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.08.024>.

114. Dall'Agnol R., Oliveira D.C. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites // Lithos. 2007. Vol. 93. P. 215–233. doi:10.1016/j.lithos.2006.03.065.

115. Deschamps F., Godard M., Guillot S., Hattori K. Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review // Lithos. 2013. Vol. 178. P. 96–127.

<http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2013.05.019>.

116. Didenko A.N., Arkhipov M.V., **Taltykin Yu.V.**, Krutikova V.O., Konovalova E.A. The Petro- and Paleomagnetic Characteristics of Gabbrodiorites from the Lower Amur Complex of the Zhuravlevka-Amur Terrane (the SikhoteAlin Orogenic Belt) // Russian Journal of Pacific Geology. 2023. Vol. 17. № 5. P. 457–474. DOI: 10.1134/S1819714023050020. (2,21 п.л., авторский вклад - 15%). SJR: 0,352.

117. Duan W.-Y., Li X.-P., Schertl H.-P., Willner A.P. C-O-H-S fluids released by oceanic serpentinite in subduction zones: Implications for arc-magma oxidation // Earth and Planetary Science Letters. 2022. Vol. 594. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117709>.

118. Eguchi J., Dasgupta R. Redox state of the convective mantle from CO₂-trace element systematics of oceanic basalts // Geochemical Perspectives Letters. 2018. Vol. 8. P. 17-21. doi: 10.7185/geochemlet.1823.

119. Engebretson D., Cox A, Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the northern Pacific basin // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1985. Vol. 206. P. 1-59.

120. Evans K.A., Reddy S.M., Tomkins A.G., Crossley R. J., Frost B.R. Effects of geodynamic setting on the redox state of fluids released by subducted mantle lithosphere // Lithos. 2017. Vol. 278-281. P. 26–42. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2016.12.023>.

121. Foley S.F. A Reappraisal of Redox Melting in the Earth's Mantle as a Function of Tectonic Setting and Time // Journal of Petrology. 2011. Vol. 52. № 8. P. 1363-1391. doi:10.1093/petrology/egq061.

122. Frisch W., Meschede M., Blakey R. Plate Tectonics. 2011. 212 P. DOI 10.1007/978-3-540-76504-2.

123. Fudali R.F. Oxygen fugacities of basaltic and andesitic magmas // Geochim. Cosmochim. Acta. 1965. Vol. 29. № 9. P. 1063–1075.

124. Gastil R. G. The boundary between the magnetic-series and ilmenite-series granitic rocks in peninsular California // Recent advances in concepts concerning zoned plutons in Japan and Southern and Baja California. Tokyo. 1990. P. 91-100.

125. Grebennikov A.V., Kemkin I.V., Khanchuk A.I. Paleocene–early Eocene post-subduction magmatism in Sikhote-Alin (Far East Russia): New constraints for the tectonic history of the Izanagi-Pacific ridge and the East Asian continental margin // *Geoscience Frontiers*. 2021. Vol. 12. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2021.101142>.

126. Grebennikov A.V., Khanchuk A.I., Gonevchuk V.G., Kovalenko S.V. Cretaceous and Paleogene granitoid suites of the Sikhote-Alin area (Far East Russia): Geochemistry and tectonic implications // *Lithos*. 2016. Vol. 261. P. 250–261. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2015.12.020>.

127. Guo J., Wu K., Seltnann R., Zhang R., Ling M., Li C., Sun W. Unraveling the link between mantle upwelling and formation of Sn-bearing granitic rocks in the world-class Dachang tin district, South China // *GSA Bulletin*. 2022. Vol. 134. № (3-4). P. 1043-1064.; <https://doi.org/10.1130/B35492.1>.

128. Hart C.J.R., Goldfarb R.J., Lewis L.L., Mair J.L. The Northern Cordilleran Mid-Cretaceous Plutonic Province: Ilmenite/Magnetite-series Granitoids and Intrusion-related Mineralisation // *Resource Geology*. 2004. Vol. 54. № 3. P. 253–280.

129. Hong L., Xu Y., Zhang L., Liu Z., Xia X., Kuang Y. Oxidized Late Mesozoic subcontinental lithospheric mantle beneath the eastern North China Craton: A clue to understanding cratonic destruction // *Gondwana Research*. 2020. Vol. 81. P. 230–239. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.11.012>.

130. Ishihara S. Granitoid Series and Mineralization in the Circum-Pacific Phanerozoic Granitic Belts // *Resource Geology*. 1998. Vol. 48. №4. P. 219–224.

131. Ishihara S. Kappameter KT-3 and its application for some volcanic rocks in Japan // *Bull. Geol. Surv. Japan*. 1979. Vol. 30. P.513-519.

132. Ishihara S. Origin of the Cenozoic–Mesozoic magnetite-series and ilmenite-series granitoids in East Asia // *Gondwana Research*. 2007. Vol. 11. P. 247–260.

133. Ishihara S. The Magnetite-series and Ilmenite-series Granitic Rocks // *Mining Geology*. 1977. Vol. 27. P. 293-305.

134. Ishihara S. The redox state of granitoids relative to tectonic setting and earth history: The magnetite–ilmenite series 30 years later // *Transactions of the Royal*

Society of Edinburgh: Earth Sciences. 2004. Vol. 95. P. 23–33.
<https://doi.org/10.1017/S0263593300000894>.

135. Ishihara S., Anhaeusser C.R., Robb L.J. Granitoid-series evaluation of the Archaean Johannesburg Dome granitoids, South Africa // *Bull. Geol. Surv. Japan*. 2002. Vol. 53. № 1. P. 1-9.

136. Ishihara S., Hashimoto M., Machida M. Magnetite/Ilmenite-series Classification and Magnetic Susceptibility of the Mesozoic-Cenozoic Batholiths in Peru // *Resource Geology*. 2000. Vol. 50. № 2. P. 123–129.

137. Ishihara S., Ulriksen C.E. The Magnetite-series and Ilmenite-series Granitoids in Chili // *Mining Geology*. 1980. Vol. 30. № 3. P.183-190.

138. Jahn, B.M., Valui, G., Kruk, N., Gonevchuk, V., Usuki, M. and Wu, J.T. Emplacement ages, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic characterization of Mesozoic to early Cenozoic granitoids of the Sikhote-Alin Orogenic Belt, Russian Far East: crustal growth and regional tectonic evolution // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2015. Vol. 111. P. 872–918. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.08.012>.

139. Jiang X.-Y., Ling M.-X., Wu K., Zhang Z.-K., Sun W.-D., Sui Q.-L., Xia X.-P. Insights into the origin of coexisting A1- and A2-type granites: Implications from zircon Hf-O isotopes of the Huayangong intrusion in the Lower Yangtze River Belt, eastern China // *Lithos*. 2018a. Vol. 318–319. P. 230–243. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.08.008>.

140. Jiang X.-Y., Luo J.-C., Guo J., Wu K., Zhang Z.-K., Sun W.-D., Xia X.-P. Geochemistry of I- and A-type granites of the Qingyang–Jiuhuashan complex, eastern China: Insights into early cretaceous multistage magmatism // *Lithos*. 2018b. Vol. 316–317. P. 278–294. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.07.025>.

141. Kaminsky F.V. Water in the Earth's Lower Mantle // *Geochemistry International*. 2018. Vol. 56. № 12. P.1117–1134. DOI: 10.1134/S0016702918120042.

142. Kemkin I.V., Grebennikov A.V., Ma X.-H., Sun K.-K. Late Cretaceous granitoids of the Sikhote–Alin orogenic belt, southeastern Russia: implications for the Mesozoic geodynamic history of the eastern Asian continental margin // *Journal of the Geological Society*. 2021. DOI: <https://doi.org/10.1144/jgs2021-109>.

143. Kemkin I.V., Khanchuk A.I., Kemkina R.A. Accretionary prisms of the Sikhote-Alin Orogenic Belt: Composition, structure and significance for reconstruction of the geodynamic evolution of the eastern Asian margin // *Journal of Geodynamics*. 2016. Vol. 102. P. 202–230. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2016.10.002>.

144. Khanchuk A.I., Didenko A.N., Tikhomirova A.I., Voinova I.P. Paleomagnetism and geochemistry of the Kiselevka block of the Kiselevka-Manoma terrane (northern Sikhote-Alin): Geodynamic significance. In Anderson T.H., Didenko A.N., Johnson C.L., Khanchuk A.J., MacDonald J.H. Jr. eds., *Late Jurassic Margin of Laurasia - A Record of Faulting Accommodating Plate Rotation* // *Geological Society of America Special Paper* 513. 2015. P. 483-507.

145. Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian Southeast: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // *J. Asian Earth Sci.* 2016. Vol. 120. P. 117–138. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.10.023>.

146. Kiseeva E.S., Vasiukov D.M., Wood B.J., McCammon C., Stachel T., Bykov M., Bykova E., Chumakov A., Cerantola V., Harris J.W., Dubrovinsky L. Oxidized iron in garnets from the mantle transition zone // *Nature Geoscience*. 2018. Vol. 11. P. 144–147. <https://doi.org/10.1038/s41561-017-0055-7>.

147. Konovalova E.A., **Taltykin Yu.V.**, Yurchenko Yu.Yu., Mishin L.F. Redox Conditions of Formation of Rocks of the Priiskovy Massif and Their Metallogenic Consequences (South Sikhote–Alin, Primorye) // *Geology of Ore Deposits*. 2023. Vol. 65. № 3. P. 240–254. DOI: 10.1134/S1075701523030017. (1,84 п.л., авторский вклад - 30%). SJR: 0,276.

148. Kuritani T., Xia Q.-K., Kimura J.-I., Liu J., Shimizu K., Ushikubo T., Zhao D., Nakagawa M., Yoshimura S. Buoyant hydrous mantle plume from the mantle transition zone // *Scientific Reports*. 2019. Vol. 9. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-43103-y>.

149. Le Maitre R.W. *Igneous rocks a Classification and Glossary of Terms Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Sub-Commission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press. 2002. 236 P. <http://dx.doi.org/10.1017/CBO9780511535581>.

150. Lei J. Upper-mantle tomography and dynamics beneath the North China Craton // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2012. Vol. 117. doi:10.1029/2012JB009212.

151. Lei J., Xie F., Fan Q., Santosh M. Seismic imaging of the deep structure under the Chinese volcanoes: An overview // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2013. Vol. 224. P. 104-123. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2013.08.008>.

152. Li S., Miller C.F., Tao W., Xiao W., Chew D. Role of sediment in generating contemporaneous, diverse “type” granitoid magmas // *Geology*. 2022. <https://doi.org/10.1130/G49509.1>.

153. Li W., Yang Z., Chiaradia M., Lai Y., Yu C., Zhang J. Redox state of southern Tibetan upper mantle and ultrapotassic magmas // *Geology*. 2020. Vol. 48. <https://doi.org/10.1130/G47411.1>.

154. Li Y-B, Chen Y, Su B, Zhang Q-H, Shi K-H. Redox species and oxygen fugacity of slab-derived fluids: Implications for mantle oxidation and deep carbon-sulfur cycling // *Front. Earth Sci*. 2022. Vol. 10. doi: 10.3389/feart.2022.974548.

155. Linnen R.L., Pichavant M., Holtz F., Burgess S. The effect of fO_2 on the solubility, diffusion, and speciation of tin in haplogranitic melt at 850°C and 2 kbar // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. Vol. 59. № 8. P. 1579-1588.

156. Linnen R.L., Pichavant M., Holtz F. The combined effects of fO_2 and melt composition on SnO_2 solubility and tin diffusivity in haplogranitic melts // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1996. Vol. 60. № 24. P. 4965-4976.

157. Liu S., Gao P., Hermann A., Yang G., Lü J., Ma Y., Mao H.-K., Wang Y. Stabilization of S_3O_4 at high pressure: implications for the sulfur-excess paradox // *Science Bulletin*. 2022. Vol. 67. P. 971-976. <https://doi.org/10.1016/j.scib.2022.01.005>.

158. Liu Y., Zhang C., Xu H., Chen L.-H., Pan B. Recycled oceanic crust in the source of the intraplate Changbaishan-Tianchi volcano, China/North Korea // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2024. Vol. 25. <https://doi.org/10.1029/2024GC011764>.

159. Losq C.L., Moretti R., Oppenheimer C., Baudelet F., Neuville D.R. In situ XANES study of the influence of varying temperature and oxygen fugacity on iron

oxidation state and coordination in a phonolitic melt // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2020. Vol. 175. <https://doi.org/10.1007/s00410-020-01701-4>.

160. Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, North Japan // *Tectonophysics*. 1990. № 174. P. 235–255.

161. Malaspina N., Langenhorst F., Tumiatì S., Campione M., Frezzotti M.L., Poli S. The redox budget of crust-derived fluid phases at the slab-mantle interface // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2017. Vol. 209. P. 70–84. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.04.004>.

162. Malyshev A., Malysheva L. Sulfur in ore formation // *Ore Geology Reviews*. 2022. Vol. 150. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105199>.

163. Martynov Y.A., Khanchuk A.I., Grebennikov A.V., Chashchin A.A., Popov V.K. Late Mesozoic and Cenozoic volcanism of the East Sikhote-Alin area (Russian Far East): A new synthesis of geological and petrological data // *Gondwana Research*. 2017. Vol. 47. P. 358–371. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2017.01.005>.

164. Maulana A., Watanabe K., Imai A., Yonezu K. Origin of magnetite- and ilmenite-series granitic rocks in Sulawesi, Indonesia : magma genesis and regional metallogenic constraint // *Procedia Earth and Planetary Science*. 2013. Vol. 6. P. 50-57. doi: 10.1016/j.proeps.2013.01.007.

165. Meer D.G., Hinsbergen D.J.J., Spakman W. Atlas of the Underworld: Slab Remnants in the Mantle, their Sinking History, and a New Outlook on Lower Mantle Viscosity // *Tectonophysics*. 2018. Vol. 723. P. 309–448. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.10.004>.

166. Merkulova M.V., Muñoz M., Brunet F., Vidal O., Hattori K., Vantelon D., Trcera N., Huthwelker T. Experimental insight into redox transfer by iron- and sulfur-bearing serpentinite dehydration in subduction zones // *Earth and Planetary Science Letters*. 2017. Vol. 479. P. 133–143. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2017.09.009>.

167. Middlemost E.A.K. Naming materials in the magma/igneous rock system // *Earth-Science Reviews*. 1994. Vol. 37. P. 215-224.

168. Mishin L.F., Konovalova E.A., **Taltykin Yu.V.**, Krutikova V.O., Dobkin S.N., Yurchenko Yu.Yu., Shtareva A.V. Redox Conditions and Related Geochemical and

Metallogenic Zonation of Magmatic Rocks of the Sikhote Alin Orogenic Belt // Russian Journal of Pacific Geology. 2020. Vol. 14. № 3. P. 241–256. DOI: 10.1134/S1819714020030057. (1,96 п.л., авторский вклад – 35%). SJR: 0,352.

169. Mishin L.F., Konovalova E.A., **Taltykin Yu.V.** Effects of Redox Conditions on Geochemical and Metallogenic Zoning: An Example of Mesozoic Magmatic Belts in Eastern Yakutia // Petrology. 2022. Vol. 30. № 3. P. 258–277. DOI: 10.1134/S0869591122030055. (2,45 п.л., авторский вклад – 35%). SJR: 0,463.

170. Moussallam Y., Longpré M.-A., McCammon C., Gomez-Ulla A., Rose-Koga E.F., Scaillet B., Peters N., Gennaro E., P.R., Oppenheimer C. Mantle plumes are oxidized // Earth and Planetary Science Letters. 2019. Vol. 527. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115798>.

171. Muth M.J., Wallace P.J. Sulfur recycling in subduction zones and the oxygen fugacity of mafic arc magmas // Earth and Planetary Science Letters. 2022. Vol. 599. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117836>.

172. Pandit D., Panigrahi M.K., Moriyama T., Ishihara S. Comparative geochemical, magnetic susceptibility, and fluid inclusion studies on the Paleoproterozoic Malanjhand and Dongargarh granitoids, Central India and implications to metallogeny // Miner. Petrol. 2014. Vol. 108. P. 663–680. DOI 10.1007/s00710-014-0328-4.

173. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. Vol. 25. P. 956–983.

174. Pokrovski G.S., Sanchez-Valle C., Guillot S., Borisova A.Y., Muñoz M., Auzende A.-L., Proux O., Roux J., Hazemann J.-L., Testemale D., Shvarov Y.V. Redox dynamics of subduction revealed by arsenic in serpentinite // Geochem. Persp. Let. 2022. Vol. 22. P. 36–41. <https://doi.org/10.7185/geochemlet.2225>.

175. Rielli A., Tomkins A. G., Nebel O., Brugger J., Etschmann B., Paterson D. Garnet peridotites reveal spatial and temporal changes in the oxidation potential of subduction // Scientific reports. 2018. Vol. 8. doi: [10.1038/s41598-018-34669-0].

176. Sant’Ovaia H., Martins H., Noronha F. Oxidized and reduced Portuguese Variscan granites associated with W and Sn hydrothermal lode deposits: magnetic susceptibility results // *Comunicações Geológicas*. 2013. Vol. 100. № 1. P. 33-39.

177. Seton M., Müller R.D., Zahirovic S., Gaina C., Torsvik T., Shephard G., Talsma A., Gurnis M., Turner M., Maush S., Chandler M. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma // *Earth-Science Reviews*. 2012. Vol. 113. P. 212–270. doi:10.1016/j.earscirev.2012.03.002.

178. Takagi T. Origin of magnetite- and ilmenite-series granitic rocks in the Japan Arc // *American Journal of Science*. 2004. Vol. 304. P. 169–202.

179. **Taltykin Yu.V.**, Konovalova E.A., Mishin L.F., Yurchenko Yu.Yu. Zonation of Redox Conditions during Crystallization of Cretaceous–Paleogene Igneous Rocks of the Sikhote-Alin Orogenic Belt (Russian Far East) // *Russian Journal of Pacific Geology*. 2024. Vol. 18. № 1. P. 50–65. DOI: 10.1134/S181971402401007X. (1,96 п.л., авторский вклад – 80%). SJR: 0,352.

180. **Taltykin Yu.**, Mishin L., Kepezhinskas P., Konovalova E. Cretaceous to Paleogene magmatism and mineralization in the Sikhote-Alin Range (Russian Far East): implications for the redox-driven metallogenic zonation of CircumPacific orogens. In: Christie AB (ed.) *Proceedings of the 16th SGA Biennial Meeting*, 28-31 March 2022. 2022. Vol. 1. P. 376-379.

181. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1987. Vol. 95. P. 407-419.

182. Wan T. *The Tectonics and Metallogenesis of Asia*. Springer. 2020. 319 P. <https://doi.org/10.1007/978-981-15-3032-6>.

183. Wang Q., Song X. D., Ren J. Y. Ambient noise surface wave tomography of marginal seas in east Asia // *Earth and Planetary Physics*. 2017. Vol. 1. P.13–25. <http://doi.org/10.26464/epp2017003>.

184. Wang Z., Kusky T.M., Capitanio F.A. Water transportation ability of flat-lying slabs in the mantle transition zone and implications for craton destruction // *Tectonophys.* 2018. Vol. 723. P. 95-106. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.11.041>.

185. Wang Z.-Z., Liu J., Xia Q.-K., Hao Y.-T., Wang Q.-Y. The distribution of water in the early Cretaceous lithospheric mantle of the North China Craton and implications for its destruction // *Lithos*. 2020. Vol. 360–361. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105412>.
186. Wendt A.S., Vaughan A.P.M., Ferraccioli F., Grunow A.M. Magnetic susceptibilities of rocks of the Antarctic Peninsula: Implications for the redox state of the batholith and the extent of metamorphic zones // *Tectonophysics*. 2013. Vol. 585. P. 48–67. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.07.011>.
187. Wilke M. Fe in magma - An overview // *Annals of Geophysics*. 2005. Vol. 48. № 4/5. P. 609-617.
188. Wu J.T.-J., Wu J., Alexandrov I., Lapen T., Lee H.-Y., Ivin V. Continental growth during migrating arc magmatism and terrane accretion at Sikhote-Alin (Russian Far East) and adjacent northeast Asia // *Lithos*. 2022. Vol. 432-433. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106891>.
189. Xu J., Xia X.-P., Wang Q., Spencer C.J., Lai C.-K., Ma J.-L., Zhang L., Cui Z.-X., Zhang W.-F., Zhang Y.-Q. Pure sediment-derived granites in a subduction zone // *Geological Society of America Bulletin*. 2022. <https://doi.org/10.1130/B36016.1>.
190. Yan Z, Chen L, Xiong X, Wang K, Xie R, Hsu H. Observations and modeling of flat subduction and its geological effects // *Science China Earth Sciences*. 2020. Vol. 63. P. 1069–1091, <https://doi.org/10.1007/s11430-019-9575-2>.
191. Yang B., Lin W., Hu X., Fang H., Qiu G., Wang G. The magma system beneath Changbaishan-Tianchi Volcano, China/North Korea: Constraints from three-dimensional magnetotelluric imaging // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2021. Vol. 419. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107385>.
192. Zhang M., Guo Z., Liu J., Liu G., Zhang L., Lei M., Zhao W., Ma L., Sepe V., Ventura G. The intraplate Changbaishan volcanic field (China/North Korea): A review on eruptive history, magma Genesis, geodynamic significance, recent dynamics and potential hazards // *Earth-Science Reviews*. 2018. Vol. 187. P. 19–52. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.07.011>.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Таблица № 1. Свойств образцов магматических пород САОП [Талтыкин и др., 2024б; Taltykin et al., 2024]

№№	№ образца	Порода	Тип ¹	MS ² , *10 ⁻³ ед. СИ	Серия ³	Широта	Долгота	SiO ₂ , %	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	S
1	13-8-1	Гранодиорит	П	31,10	МС	44,2976	135,8153							
2	13-11	Гранит	П	2,10	МС	43,9165	135,4646							
3	13-13	Гранит	П	0,70	МС	43,9521	135,4812							
4	001	Гранит	П	6,55	МС	43,1211	134,2992	74,43	13,84	0,79	0,75	4,63	5,27	0,01
5	002	Гранит	П	3,34	МС	43,1211	134,2972	74,72	13,77	1,14	1,14	3,57	5,18	0,01
6	003	Гранит	П	4,40	МС	43,1208	134,2994	73,35	14,33	1,32	1,56	3,79	5,06	0,01
7	004	Сиенит	П	6,02	МС	43,0206	134,1333	64,61	17,54	1,79	0,69	14,14	0,67	0,01
8	005	Гранит	П	4,90	МС	43,0300	134,1461	74,21	13,57	1,31	0,83	5,18	4,28	0,01
9	006	Сиенит	П	5,30	МС	43,1294	134,2936	65,68	17,20	1,87	0,44	13,85	0,37	0,01
10	007	Гранит	П	3,60	МС	43,0339	134,1572	74,40	13,82	1,00	0,50	5,22	4,68	0,00
11	008	Гранит	П	3,90	МС	43,1192	134,2953	72,90	14,62	1,53	0,82	5,47	4,10	0,01
12	009	Гранит	П	3,80	МС	43,0658	134,1800	71,57	14,52	2,25	1,27	5,27	4,39	0,00
13	010	Кварцевый монцонит	П	1,00	МС	43,0658	134,1800	67,78	14,92	3,74	3,37	4,63	3,56	0,01
14	014	Гранит	П	0,30	ИС	43,0658	134,1800	69,90	14,17	3,17	1,86	4,44	4,26	0,02
15	015	Гранит	П	3,40	МС	43,0658	134,1800	69,49	14,76	3,04	2,59	5,02	3,42	0,01
16	016	Гранит	П	8,11	МС	43,4672	134,9897	70,65	14,48	2,01	1,84	5,85	3,81	0,01
17	016-1	Гранит	П	3,00	МС	43,4672	134,9897	73,48	13,63	1,30	0,92	5,45	4,45	0,00
18	017	Гранит	П	22,30	МС	43,4675	134,9883	71,95	14,05	1,63	1,53	5,41	4,23	0,01
19	018	Кварцевый монцонит	П	11,10	МС	43,4675	134,9878	68,66	14,59	3,40	2,14	5,38	3,62	0,01
20	019	Гранит	П	12,00	МС	43,4678	134,9839	69,61	14,59	2,32	2,58	4,94	3,96	0,01
21	020	Гранит	П	9,45	МС	43,4683	134,9817	70,54	14,44	2,49	2,42	4,70	3,78	0,01
22	021	Гранит	П	0,00	ИС	42,8192	133,7108	71,21	14,50	2,36	1,59	4,63	4,49	0,01
23	022	Гранит	П	0,03	ИС	42,8264	133,7089	72,01	13,99	2,03	1,45	5,22	4,25	0,01
24	023	Гранит	П	5,80	МС	47,0550	134,4972							
25	К-2	Гранодиорит	П	16,00	МС	48,8721	140,2889	64,67	15,22	6,15	4,26	4,54	1,84	0,00
26	К-3	Гранит	П	18,00	МС	48,8721	140,2889							
27	К-4	Гранит	П	20,00	МС	49,0098	140,3362							
28	К-9-1	Гранит	П	0,00	ИС	49,1064	139,2125	73,02	14,72	2,81	1,34	3,04	3,73	0,00
29	К-9-2	Гранит	П	0,00	ИС	49,1064	139,2125	73,26	14,61	2,54	1,58	2,97	3,80	0,00
30	К-9-4	Монцодиорит	П	0,20	ИС	49,1064	139,2125	60,84	15,64	7,48	4,83	4,07	2,63	0,01
31	К-12	Гранит	П	0,10	ИС	49,2550	138,8314							

32	K-13	Кварцевый монцонит	П	0,10	ИС	49,2645	138,7241	67,21	15,03	4,92	2,33	4,25	3,89	0,05
33	K-15	Гранит	П	0,11	ИС	49,2493	138,1967							
34	K-15-1	Кварцевый монцонит	П	0,20	ИС	49,2493	138,1967	65,58	15,57	4,94	3,37	4,20	3,28	0,02
35	K-15-A	Гранодиорит	П	0,10	ИС	49,2493	138,1967	68,51	14,74	4,15	2,52	3,92	3,62	0,00
36	9-63	Монцодиорит	П	0,10	ИС	48,8962	138,0540	61,19	14,99	4,78	4,23	4,65	1,95	0,01
37	K-18	Гранит	П	0,01	ИС	49,2964	137,9460							
38	K-18-1	Гранит	П	0,00	ИС	49,2964	137,9460	75,62	12,67	1,58	0,62	4,86	4,35	0,00
39	K-19	Гранит	П	0,00	ИС	49,3343	137,8279							
40	K-20	Монцонит	П	0,21	ИС	49,3527	137,8003	60,20	15,99	6,69	5,38	5,05	1,84	0,02
41	K-21	Гранит	П	0,00	ИС	49,3796	137,6941	70,77	13,47	3,51	2,30	4,58	3,17	0,00
42	K-22	Гранодиорит	П	0,10	ИС	49,3877	137,6808	68,81	15,03	3,29	2,87	4,80	2,79	0,01
43	K-22-1	Монцонит	П	0,00	ИС	49,3877	137,6808							
44	K-35	Кварцевый монцонит	П	8,40	МС	49,4915	136,8769	65,02	15,39	5,57	2,43	5,25	2,33	0,01
45	K-36	Монцонит	П	0,11	ИС	49,4612	136,8501	61,36	15,53	4,83	3,71	6,24	2,10	0,01
46	K-37	Кварцевый монцонит	П	4,31	МС	49,4571	136,8635	62,95	14,94	4,46	3,67	6,51	2,23	0,01
47	K-37-1	Сисенит	П	1,00	МС	49,4571	136,8635	61,13	15,79	4,72	3,74	6,40	2,52	0,01
48	K-37-2	Кварцевый монцонит	П	5,70	МС	49,4574	136,8648	64,46	14,52	3,97	3,01	6,52	2,68	0,01
49	K-38	Кварцевый монцонит	П	0,40	ИС	49,4547	136,8727	64,67	14,80	3,11	3,01	7,33	2,04	0,05
50	K-38-1	Кварцевый монцонит	П	13,00	МС	49,4559	136,8691	65,12	13,62	4,07	2,91	7,13	2,58	0,01
51	K-38-2	Сисенит	П	8,12	МС	49,4580	136,8641	62,51	12,37	4,99	4,54	7,61	2,23	0,01
52	K-67	Монцонит	П	35,30	МС	49,9035	136,8329							
53	K-44	Гранит	П	2,20	МС	44,6103	135,2794	77,99	10,79	1,23	0,89	3,32	4,01	0,01
54	K-44-1	Гранит	П	0,40	ИС	44,6103	135,2752	70,58	15,23	1,18	0,69	6,10	4,62	0,01
55	K-47-1	Гранит	П	1,04	МС	44,6105	135,2397	74,15	12,75	2,20	0,94	3,67	4,59	0,01
56	K-47-2	Гранит	П	0,44	ИС	44,6105	135,2397	77,13	11,47	1,70	0,31	1,92	6,66	0,01
57	K-48	Гранит	П	3,10	МС	44,6074	135,2406	73,10	12,34	2,06	0,84	3,06	4,33	0,01
58	K-48-1	Монцонит	П	13,00	МС	44,6074	135,2406	60,86	15,46	5,08	3,10	5,56	2,08	0,02
59	K-48-3	Гранит	П	5,44	МС	44,6074	135,2406	70,90	13,21	2,75	1,69	3,43	4,25	0,01
60	K-57	Гранит	П	0,20	ИС	44,5496	134,1762	75,12	12,62	1,85	0,52	4,41	4,48	0,01
61	K-62-1	Кварцевый монцонит	П	11,10	МС	46,7914	134,3051	64,37	15,79	4,26	3,56	4,80	4,09	0,01
62	K-65	Кварцевый монцонит	П	5,51	МС	48,2126	135,0540	65,58	14,13	4,52	3,77	3,88	3,83	0,01
63	K-65-1	Кварцевый монцонит	П	7,12	МС	48,2126	135,0540	65,51	14,22	4,15	3,46	3,68	3,98	0,01
64	K-69	Гранодиорит	П	16,10	МС	50,2852	137,7864							
65	K-69-1	Гранодиорит	П	22,50	МС	50,2852	137,7864							
66	K-73	Гранит	П	8,10	МС	50,2619	138,4937							
67	K-73-1	Гранит	П	0,90	МС	50,2619	138,4937	72,66	13,79	1,63	0,79	5,39	4,31	0,14
68	K-73-2	Гранит	П	9,50	МС	50,2619	138,4937	71,74	14,30	1,76	0,70	5,27	4,88	0,01

69	К-73-3	Гранит	П	0,70	МС	50,2659	138,4943	72,34	13,54	2,44	0,86	4,98	3,99	0,01
70	К-73-4	Гранит	П	0,00	ИС	50,2716	138,5027	71,79	14,08	1,84	0,77	4,97	4,64	0,02
71	К-74	Гранит	П	0,00	ИС	50,2709	138,5044							
72	К-74-1	Гранит	П	0,00	ИС	50,2709	138,5044							
73	К-74-2	Гранит	П	0,00	ИС	50,2709	138,5044	73,11	13,78	1,05	0,56	5,94	4,40	0,03
74	К-75	Гранит	П	3,50	МС	50,2547	138,5191							
75	К-76	Гранит	П	2,40	МС	50,2333	138,5329							
76	К-103	Кварцевый монзонит	П	5,60	МС	50,4017	139,4516	64,84	15,63	3,51	2,53	5,21	3,69	0,02
77	К-103-1	Кварцевый монзонит	П	6,40	МС	50,4017	139,4516	66,06	15,51	3,50	2,50	5,44	3,75	0,01
78	К-112	Кварцевый монзонит	П	9,10	МС	50,6974	139,9105	65,51	15,10	3,29	1,88	6,81	3,53	0,00
79	К-113	Кварцевый монзонит	П	6,90	МС	50,7167	139,9357	65,37	15,83	3,02	1,83	6,97	3,56	0,00
80	К-127	Гранит	П	0,82	МС	43,4809	133,7909	73,57	13,03	1,85	0,46	5,86	4,60	0,01
81	К-132	Кварцевый монзонит	П	0,10	ИС	48,0255	136,9680	65,25	15,96	3,28	1,40	4,38	5,01	0,01
82	К-133	Кварцевый монзонит	П	0,10	ИС	48,0228	137,0032	68,09	14,70	3,52	1,56	5,72	4,60	0,01
83	К-134	Кварцевый монзонит	П	0,00	ИС	47,9607	137,0475	65,23	14,94	4,71	3,25	4,50	3,59	0,01
84	К-135	Кварцевый монзонит	П	0,12	ИС	47,8845	137,2020	64,33	14,67	5,30	3,75	4,36	3,71	0,02
85	К-136	Кварцевый монзонит	П	0,11	ИС	47,8534	137,2332	66,20	14,53	4,10	3,21	4,81	3,82	0,01
86	К-137	Кварцевый монзонит	П	0,10	ИС	47,7972	137,3242	66,59	14,96	3,93	1,45	4,66	4,32	0,01
87	К-138-1	Гранит	П	0,00	ИС	47,7501	137,4231	72,58	12,27	1,88	1,75	4,23	4,91	0,01
88	К-138-2	Кварцевый монзонит	П	0,10	ИС	47,7501	137,4231	63,56	15,39	5,25	3,93	4,71	2,93	0,01
89	К-139	Кварцевый монзонит	П	0,00	ИС	47,7458	137,4337	67,37	14,99	3,60	2,55	4,94	4,41	0,01
90	К-146	Кварцевый монзонит	П	16,00	МС	47,8917	136,1773	67,19	15,93	2,65	1,43	6,51	3,05	0,01
91	К-146-1	Кварцевый монзонит	П	5,60	МС	47,8917	136,1773	69,55	14,85	2,28	1,16	4,90	4,49	0,01
92	К-147	Кварцевый монзонит	П	0,10	ИС	47,8898	136,1793	69,16	14,48	2,69	1,91	5,82	3,55	0,00
93	К-148	Кварцевый монзонит	П	0,10	ИС	47,8878	136,1800	68,11	15,74	2,57	1,78	6,05	3,32	0,01
94	КТ-3-1	Диорит	П	0,10	ИС	47,1135	136,5609							
95	КТ-4-2	Диорит	П	1,50	МС	47,0924	136,5402							
96	КТ-5	Диорит	П	0,30	ИС	47,0768	136,5170							
97	КТ-6	Диорит	П	0,40	ИС	47,0747	136,4971							
98	КТ-7	Диорит	П	3,20	МС	47,0662	136,4505							
99	Д-308	Гранит	П	10,00	МС	50,2683	138,5098							
100	Д-545-1	Габбро	П	0,10	ИС	50,0918	138,7840							
101	Д-600	Гранодиорит	П	0,20	ИС	50,4345	138,6868							
102	Д-5422	Гранит	П	4,00	МС	50,4646	138,8865							
103	Д-544	Гранит	П	0,10	ИС	50,0876	138,7811							
104	Д-4312	Монзонит	П	30,00	МС	50,4292	138,2531							
105	Д-2027	Гранит	П	0,00	ИС	50,0189	138,6785							

106	Д-2053	Гранит	П	0,10	ИС	50,0057	138,7241							
107	Д-1300	Монцонит	П	16,10	МС	50,6555	138,4194							
108	Д-311-1	Диорит	П	9,71	МС	50,2672	138,5156							
109	Д-424	Гранит	П	0,10	ИС	50,2320	138,5366							
110	Д-311	Гранит	П	12,10	МС	50,2678	138,5128							
111	Д-443-1	Гранит	П	2,90	МС	50,2534	138,5047							
112	Д-439	Гранит	П	0,30	ИС	50,2595	138,4908							
113	Д-2205	Гранит	П	2,60	МС	50,1221	138,0161							
114	Д-2195	Гранит	П	1,20	МС	50,0848	138,0173							
115	Д-2165а	Гранит	П	2,00	МС	50,0622	138,1635							
116	Д-680	Гранодиорит	П	7,00	МС	50,0626	138,2102							
117	Д-677-1	Гранодиорит	П	8,50	МС	50,0562	138,1996							
118	Д-550701	Гранит-порфир	П	2,90	МС	50,0647	138,1406							
119	Д-550100	Диорит	П	0,10	ИС	50,0331	138,1947							
120	Д-550103	Гранодиорит	П	2,10	МС	50,0327	138,1920							
121	Д-2201	Гранит	П	6,70	МС	50,0652	138,0247							
122	Д-694	Гранит	П	5,80	МС	50,1371	138,0564							
123	Д-697-1	Гранит	П	4,30	МС	50,1248	138,0248							
124	Д-698	Гранит	П	3,30	МС	50,1219	138,0175							
125	Д-551800	Гранит	П	3,00	МС	50,1516	138,0692							
126	Д-551301	Гранит	П	5,40	МС	50,0674	138,0373							
127	Д-2338	Гранит	П	0,10	ИС	50,2264	138,1073							
128	Д-551000	Гранит	П	6,30	МС	50,0685	138,1158							
129	Д-700	Аплит	П	4,60	МС	50,1195	137,9993							
130	Д-677	Гранодиорит	П	24,00	МС	50,0562	138,1996							
131	Д-680-1	Гранодиорит	П	12,10	МС	50,0626	138,2102							
132	Д-7021	Гранит	П	0,12	ИС	50,2905	138,4022							
133	Д-7034	Гранит	П	0,10	ИС	50,2943	138,2783							
134	Д-7017	Гранит	П	58,10	МС	50,3106	138,4224							
135	Д-805-1	Габбро	П	1,50	МС	50,1058	138,7672							
136	Д-550201	Гранит	П	9,30	МС	50,0325	138,1753							
137	Д-550401	Гранит	П	1,10	МС	50,0318	138,1611							
138	Д-550502	Гранит	П	0,00	ИС	50,0632	138,1521							
139	Д-550500	Гранит	П	2,80	МС	50,0631	138,1553							

140	Д-550604	Гранит	П	0,40	ИС	50,0646	138,1415							
141	Д-550701-1	Гранит	П	5,60	МС	50,0647	138,1406							
142	Д-311а	Гранит-порфир	П	0,01	ИС	50,2679	138,5119							
143	К-168	Сиенит	П	19,80	МС	48,4956	136,7777	62,23	14,69	5,10	2,95	4,97	5,41	0,00
144	К-174	Кварцевый монзонит	П	0,30	ИС	48,5333	137,1525	67,35	14,52	4,23	1,57	4,26	3,78	0,00
145	К-174-1	Габбро	П	0,43	ИС	48,5333	137,1525	48,97	14,40	10,66	6,52	3,32	0,79	0,00
146	К-174-2	Монцодиорит	П	0,33	ИС	48,5333	137,1525	53,15	14,84	9,61	6,07	4,50	2,41	0,00
147	К-175	Гранит	П	0,08	ИС	48,5126	137,2343	71,91	13,00	2,86	0,71	5,14	4,49	0,00
148	К-176	Гранит	П	0,03	ИС	48,5060	137,2718	72,35	12,92	2,38	1,31	4,54	4,82	0,00
149	К-177	Сиенит	П	1,23	МС	48,5131	137,2911	65,93	16,22	2,47	0,66	7,72	5,54	0,00
150	К-179	Гранит	П	0,22	ИС	48,5675	137,3748	72,18	12,62	2,88	1,24	4,52	4,21	0,00
151	К-180	Гранит	П	0,14	ИС	48,5369	137,3726	71,05	13,50	2,64	1,57	4,47	5,14	0,00
152	К-181	Гранит	П	0,12	ИС	48,5356	137,3592	71,66	13,74	2,12	1,35	4,41	5,27	0,00
153	К-182	Гранит	П	0,12	ИС	48,5163	137,2953	73,72	12,83	2,31	0,25	4,20	4,80	0,00
154	К-184	Кварцевый монзонит	П	0,18	ИС	48,5102	137,2821	69,05	14,16	2,32	0,36	6,45	5,61	0,00
155	К-185	Сиенит	П	0,11	ИС	48,5089	137,2427	67,41	15,01	3,06	0,45	7,00	5,06	0,00
156	К-190	Гранит	П	2,70	МС	48,4875	136,9139	74,71	12,62	1,43	0,77	4,63	4,65	0,00
157	К-195	Сиенит	П	31,50	МС	50,2087	137,6362	62,54	15,51	4,17	3,79	6,48	4,72	0,00
158	К-195-1	Монзонит	П	21,00	МС	50,2087	137,6362	58,05	16,19	6,47	6,84	5,40	3,06	0,00
159	К-196	Гранит	П	0,43	ИС	50,2698	138,5074	73,62	12,40	1,77	0,91	4,91	4,87	0,00
160	К-196-1	Гранит	П	0,11	ИС	50,2697	138,5079	76,25	11,35	1,34	0,51	4,54	4,99	0,00
161	К-196-2	Гранит	П	0,05	ИС	50,2705	138,5060	75,01	12,08	1,47	0,52	4,90	4,68	0,00
162	К-196-3	Гранит	П	0,12	ИС	50,2711	138,5041	73,93	12,31	1,66	0,56	4,80	5,79	0,00
163	К-197	Гранит	П	6,81	МС	50,2693	138,5085	73,96	12,49	1,50	0,68	5,44	5,17	0,00
164	К-197-1	Гранит	П	5,16	МС	50,2631	138,4938	76,78	10,96	1,79	0,54	4,55	4,39	0,00
165	К-201	Гранит	П	0,23	ИС	50,2311	138,5407	75,26	11,67	1,97	0,78	4,72	4,68	0,00
166	К-201-1	Гранит	П	0,14	ИС	50,2311	138,5407	74,71	12,05	1,59	0,48	5,37	4,83	0,00
167	К-201-2	Гранит	П	1,71	МС	50,2311	138,5407	74,55	12,26	1,57	0,65	5,13	5,24	0,00
168	К-206	Гранит	П	2,52	МС	50,2333	138,5315	74,27	12,32	1,59	0,68	5,09	5,24	0,00
169	К-214	Гранит	П	6,13	МС	50,2606	138,4965	72,89	12,55	1,89	0,85	5,21	5,38	0,00
170	КС-219-1	Гранит	П	0,01	ИС	50,2702	138,5011	75,06	12,11	1,09	0,58	4,32	5,83	0,00
171	К-227	Гранит	П	0,18	ИС	45,8500	134,9197	71,07	12,63	3,23	0,45	5,77	4,36	0,00
172	К-230	Гранит	П	0,13	ИС	45,7321	135,1697	72,08	12,21	2,91	1,35	4,28	4,12	0,00

173	K-231	Гранит	П	0,04	ИС	45,7195	135,1782	76,63	11,54	1,08	0,27	4,39	5,54	0,00
174	K-232	Гранит	П	2,74	МС	45,6956	135,1907	75,70	11,94	1,17	0,67	4,61	5,45	0,00
175	K-232-1	Гранит	П	0,18	ИС	45,6956	135,1907	76,09	11,78	1,28	0,58	4,79	4,82	0,00
176	K-236	Кварцевый монцонит	П	7,83	МС	45,5152	135,3588	63,26	14,29	5,35	4,70	4,83	2,89	0,00
177	K-236-1	Монцонит	П	11,50	МС	45,5152	135,3588	62,31	14,11	5,60	5,01	4,67	2,69	0,00
178	K-239	Кварцевый монцонит	П	0,14	ИС	45,0562	135,9137	62,32	14,12	6,98	4,38	4,44	3,53	0,00
179	K-240	Гранит	П	0,00	ИС	45,0540	135,9147	70,92	14,22	2,22	0,46	4,49	4,61	0,00
180	K-240-1	Кварцевый монцонит	П	0,00	ИС	45,0532	135,9157	69,74	13,24	3,52	1,48	4,46	4,88	0,00
181	K-244-1	Монцонит	П	18,00	МС	44,8759	136,3143	60,90	14,95	5,89	3,68	4,53	2,88	0,00
182	K-245	Гранит	П	9,30	МС	44,9294	136,4337	70,28	13,75	2,86	1,32	4,78	3,82	0,00
183	K-248	Гранит	П	7,11	МС	45,0214	136,5644	71,16	12,67	3,32	2,12	4,39	3,83	0,00
184	K-252	Гранит	П	4,42	МС	44,5661	136,1655	74,00	12,68	1,98	1,22	4,30	4,25	0,00
185	K-253	Гранит	П	4,18	МС	44,5542	136,1511	72,86	13,22	2,31	1,37	4,81	4,09	0,00
186	K-265	Гранит	П	13,30	МС	46,8056	134,2972	70,13	13,99	3,11	1,21	4,41	3,93	0,00
187	K-265-1	Монцодиорит	П	45,00	МС	46,8056	134,2972	54,04	15,37	8,96	8,20	3,70	2,71	0,00
188	K-265-2	Гранодиорит	П	10,80	МС	46,8056	134,2972							
189	K-270	Гранит	П	7,40	МС	50,2527	138,5040	75,00	11,06	1,84	0,76	5,42	4,85	0,00
190	K-279	Гранит	П	4,25	МС	50,2389	138,5002							
191	K-280	Гранит	П	4,76	МС	50,2372	138,4977							
192	K-286	Гранит	П	3,73	МС	50,2348	138,4997							
193	K-290	Кварцевый монцонит	П	0,27	ИС	50,2804	138,5159	68,42	12,95	3,38	2,57	6,05	2,85	0,00
194	K-296	Гранит	П	6,21	МС	50,2608	138,5210	73,97	11,45	1,99	0,72	5,69	5,24	0,00
195	K-298	Гранит	П	2,62	МС	50,2593	138,5317	74,92	11,42	1,48	0,27	5,77	5,20	0,00
196	K-300	Гранит	П	0,61	МС	50,2588	138,5364	73,21	11,52	2,13	0,63	6,22	5,14	0,00
197	K-301	Гранит	П	4,57	МС	50,2587	138,5372	74,42	11,04	1,37	0,43	6,16	5,17	0,00
198	K-306	Гранит	П	3,59	МС	47,8919	136,1771	70,05	13,31	2,97	0,75	5,29	3,86	0,00
199	K-306-1	Гранит	П	3,61	МС	47,8919	136,1771	72,06	11,98	2,43	1,02	5,02	4,81	0,00
200	K-307	Гранит	П	0,11	ИС	47,8903	136,1788	71,85	11,73	2,60	1,47	5,65	3,95	0,00
201	K-307-1	Гранит	П	0,03	ИС	47,8903	136,1788	71,32	11,85	2,74	1,62	5,68	4,43	0,00
202	K-308	Гранодиорит	П	0,10	ИС	47,8892	136,1800							
203	K-309	Гранодиорит	П	0,80	МС	47,8872	136,1799							
204	K-310	Гранит	П	0,08	ИС	47,8826	136,1816	71,30	11,98	3,08	1,59	5,44	3,65	0,00
205	K-311	Гранит	П	0,08	ИС	47,8627	136,1740							

206	K-312	Гранит	П	0,11	ИС	47,8428	136,1717							
207	K-313	Гранит	П	0,13	ИС	47,8268	136,1615	70,64	12,73	3,21	0,79	5,20	3,96	0,00
208	K-314	Гранодиорит	П	0,12	ИС	47,8126	136,1615							
209	K-315	Кварцевый монзонит	П	0,16	ИС	47,8103	136,1582	67,21	13,28	3,63	2,59	5,80	3,28	0,00
210	K-316	Кварцевый монзонит	П	0,13	ИС	47,7732	136,1391	67,95	12,75	3,43	2,76	6,22	3,29	0,00
211	K-320	Кварцевый монзонит	П	12,10	МС	44,9336	136,4603	66,39	16,27	2,86	2,19	5,99	3,38	0,00
212	K-322	Монзонит	П	21,70	МС	48,6503	136,6521	57,73	17,56	4,62	4,04	6,19	4,94	0,00
213	K-326	Кварцевый монзонит	П	0,04	ИС	45,6446	135,3370	70,16	14,92	2,02	0,62	5,78	4,95	0,00
214	K-326-1	Гранит	П	0,04	ИС	45,6439	135,3350	70,95	14,41	2,32	1,03	5,66	3,91	0,00
215	K-329	Монзонит	П	5,49	МС	45,5169	135,3570	61,42	16,90	4,81	4,26	5,33	2,45	0,00
216	K-330	Монзонит	П	8,72	МС	45,5125	135,3610	61,46	16,61	4,96	4,08	5,29	2,61	0,00
217	K-331	Кварцевый монзонит	П	0,87	МС	45,5218	135,6048	62,03	16,29	5,24	4,23	5,01	2,86	0,00
218	K-331-1	Кварцевый монзонит	П	0,24	ИС	45,5228	135,6052	62,10	16,14	5,18	3,87	5,54	2,70	0,00
219	K-332	Монцодиорит	П	0,38	ИС	45,5246	135,6050	54,60	17,17	8,84	6,77	5,64	1,26	0,00
220	K-332-2	Монцодиорит	П	0,34	ИС	45,5246	135,6050	51,35	17,20	10,45	7,63	4,94	1,84	0,00
221	K-3346	Гранит	П	1,10	МС	45,5288	135,6050	74,95	12,22	1,18	0,70	3,79	4,69	0,00
222	K-335	Монзонит	П	0,30	ИС	45,5311	135,6020	61,16	18,74	5,05	3,88	4,07	2,80	0,00
223	K-336	Кварцевый монзонит	П	0,16	ИС	45,5344	135,5940	62,01	18,96	5,13	1,62	3,93	3,99	0,00
224	K-336-1	Кварцевый монзонит	П	0,33	ИС	45,5344	135,5940	64,29	15,89	5,08	1,79	5,25	3,46	0,00
225	K-346	Гранит	П	7,70	МС	46,3095	135,6820	71,55	13,76	2,31	1,12	4,94	4,48	0,00
226	K-383a	Кварцевый монзонит	П	9,33	МС	46,8063	134,2970	63,25	15,92	4,84	3,82	4,98	3,54	
227	K-3836	Монцодиорит	П	9,33	МС	46,8063	134,2970	52,49	15,11	9,66	8,66	3,51	2,26	
228	K-388	Монцобаббро	П	1,06	МС	45,4857	135,5620	50,26	14,48	9,57	8,03	4,67	0,97	0,00
229	K-389	Гранодиорит	П	0,22	ИС	45,5116	135,5670	64,38	14,88	4,95	4,68	3,88	2,38	0,00
230	K-392	Сиенит	П	0,26	ИС	45,5225	135,5570	61,82	15,97	3,37	5,03	3,36	6,76	0,00
231	K-395	Гранодиорит	П	7,75	МС	45,5323	135,5510							
232	K-396	Гранодиорит	П	14,10	МС	45,5334	135,5500	63,45	15,93	4,71	4,96	4,35	1,47	0,00
233	K-396-1	Гранодиорит	П	23,80	МС	45,5334	135,5500							
234	K-396-2	Монцодиорит	П	5,34	МС	45,5334	135,5500	53,77	14,62	8,81	6,47	4,99	1,24	0,00
235	K-396-3	Монцодиорит	П	13,00	МС	45,5334	135,5500	54,27	14,13	9,68	6,77	4,45	1,26	0,00
236	K-397	Кварцевый монзонит	П	11,20	МС	45,2198	135,7680	67,51	14,39	3,98	2,71	3,81	4,20	
237	K-397-3	Гранодиорит	П	11,60	МС	45,2198	135,7680							
238	K-398	Гранодиорит	П	0,13	ИС	45,1806	135,7639							

239	К-398-1	Гранодиорит	П	0,22	ИС	45,1806	135,7639							
240	К-423	Гранит	П	3,39	МС	42,8936	133,9510	76,27	12,09	1,91	1,42	2,34	4,08	
241	К-424	Гранит	П	4,50	МС	42,8924	133,9550	78,28	11,83	1,68	0,29	3,35	4,31	
242	К-432	Гранит	П	0,09	ИС	42,9082	133,9570	80,97	12,19	1,20	0,33	0,82	4,53	
243	К-437	Гранодиорит	П	0,23	ИС	42,9265	133,7450	69,42	13,10	4,31	2,47	2,43	3,43	
244	К-439	Гранодиорит	П	0,03	ИС	42,9927	133,6920	70,77	14,53	3,32	2,54	2,72	3,58	
245	К-440	Гранодиорит	П	0,45	ИС	42,9997	133,6720							
246	К-441	Гранит	П	1,81	МС	43,0588	133,5530	77,26	12,59	1,63	0,57	2,76	4,72	
247	К-442	Гранит	П	0,52	МС	42,8723	133,8180	76,87	12,03	1,91	0,75	3,13	4,62	
248	К-443	Гранит	П	1,65	МС	43,1717	133,7470	73,75	13,17	2,74	1,85	3,24	3,76	
249	К-443-1	Гранит	П	1,45	МС	43,1717	133,7470	77,17	12,28	2,13	0,53	2,42	4,68	
250	К-444	Гранодиорит	П	0,10	ИС	43,4303	133,8680	77,98	12,22	1,53	0,23	3,31	4,10	
251	К-444-1	Монцогаббро	П	0,56	МС	43,4303	133,8680	47,75	13,43	10,34	6,29	3,17	2,63	
252	К-447	Гранит	П	1,30	МС	43,4805	133,7910	78,00	12,36	1,50	0,29	2,83	4,40	
253	К-447-1	Гранит	П	1,30	МС	43,4805	133,7910	76,49	12,54	1,94	0,42	3,14	4,51	
254	К-449а	Монцонит	П	1,85	МС	42,7408	133,0970	57,37	15,38	8,09	5,70	4,38	2,68	
255	К-449б	Гранодиорит	П	1,45	МС	42,7408	133,0970	63,64	15,04	5,23	4,72	4,21	2,49	
256	К-463	Диорит	П	2,58	МС	47,6786	135,8200							
257	К-463-1	Диорит	П	2,67	МС	47,6786	135,8200	61,10	13,63	6,32	5,41	3,02	3,25	
258	К-464	Кварцевый монцонит	П	16,80	МС	47,6771	135,8300	63,96	14,58	4,35	3,76	3,78	4,40	
259	К-464-2	Кварцевый монцонит	П	21,00	МС	47,6771	135,8300	64,61	14,13	4,49	4,07	4,10	4,05	
260	К-467	Гранит	П	0,12	ИС	47,3344	134,9370	72,13	13,90	3,32	1,63	2,34	3,80	
261	К-467 а	Гранодиорит	П	0,06	ИС	47,3411	134,9230	69,09	13,24	4,12	2,48	3,36	3,48	
262	К-469	Гранит	П	0,22	ИС	47,3029	135,0550	72,83	14,17	3,20	1,21	1,93	3,84	
263	К-470	Гранит	П	0,09	ИС	47,3233	135,0870	69,99	13,39	3,30	2,32	2,85	4,94	
264	К-470-1	Гранит	П	0,12	ИС	47,3233	135,0870	71,53	14,46	3,26	1,61	1,60	4,86	
265	К-473	Гранодиорит	П	0,17	ИС	47,3314	135,2440	67,31	14,54	4,26	3,11	3,25	3,04	
266	К-477	Гранодиорит	П	0,14	ИС	47,0310	134,5680	70,92	14,62	4,05	1,16	2,24	3,61	
267	К-477-1	Гранодиорит	П	0,11	ИС	47,0310	134,5680	71,27	14,83	3,98	1,04	2,05	3,54	
268	К-478	Гранодиорит	П	0,19	ИС	47,0366	134,5700	71,24	14,62	4,02	1,07	1,89	3,84	
269	К-478-1	Гранит	П	0,16	ИС	47,0366	134,5700							
270	К-480	Гранодиорит	П	0,11	ИС	47,2241	134,5120							
271	К-480-1	Гранодиорит	П	0,09	ИС	47,2241	134,5120							

272	К-490	Гранодиорит	П	7,96	МС	46,6932	135,1950							
273	К-490-1	Гранодиорит	П	9,34	МС	46,6932	135,1950							
274	К-491	Гранодиорит	П	3,61	МС	46,6842	135,2390							
275	К-493	Гранодиорит	П	12,50	МС	47,2718	134,5920							
276	К-493-1	Гранит	П	0,20	ИС	47,2718	134,5920							
277	К-493-2	Гранит	П	2,59	МС	47,2718	134,5920							
278	ЕК-494	Диорит	П	27,00	МС	50,1707	137,6123							
279	ЕК-494-1	Диорит	П	71,00	МС	50,1707	137,6123							
280	ЕК-494-2	Диорит	П	71,00	МС	50,1707	137,6123							
281	ЕК-21-44	Гранит	П	12,30	МС	50,2688	138,5100							
282	ЕК-21-45	Гранит	П	1,07	МС	50,2691	138,5090							
283	ЕК-21-46-1	Гранит	П	20,00	МС	50,2692	138,5090							
284	ЕК-21-46-2	Гранит	П	5,60	МС	50,2692	138,5090							
285	ЕК-21-47	Гранит	П	0,34	ИС	50,2696	138,5080							
286	ЕК-21-48	Гранит	П	0,74	МС	50,2701	138,5070							
287	ЕК-21-49	Гранит	П	0,10	ИС	50,2703	138,5060							
288	ЕК-21-50-1	Гранит	П	0,11	ИС	50,2706	138,5050							
289	ЕК-21-53	Гранодиорит	П	4,00	МС	47,8920	136,1772	73,75	12,36	2,43	1,91	2,63	3,55	0,00
290	ЕК-21-54	Гранодиорит	П	6,49	МС	47,8920	136,1772							
291	ЕК-21-55	Гранодиорит	П	0,09	ИС	47,8268	136,1619	72,57	13,27	2,34	1,80	3,05	4,10	0,00
292	ЕК-21-56	Гранодиорит	П	0,32	ИС	47,8102	136,1583							
293	ЕК-21-57	Гранодиорит	П	0,34	ИС	45,5183	135,6060	63,46	14,77	5,40	5,00	3,77	2,84	0,00
294	ЕК-21-59	Гранодиорит	П	2,29	МС	45,5196	135,6053	65,07	14,05	5,48	4,63	3,09	3,27	0,00
295	ЕК-21-60	Гранодиорит	П	7,60	МС	45,5123	135,3610							
296	X16-76	Гранит	П	0,02	ИС	50,2710	138,5050	75,31	14,33	1,20	0,28	2,64	5,45	
297	X16-77	Гранит	П	2,81	МС	50,2520	138,5290	74,39	14,37	1,66	0,74	3,25	4,76	
298	КК-22-1-1	Монцонит	П	48,70	МС	50,2156	137,6350	59,29	17,35	6,56	5,28	3,20	4,01	
299	КК-22-1-2	Монцонит	П	45,60	МС	50,2156	137,6350	57,35	19,16	6,29	6,63	3,53	3,12	
300	КК-22-1-3	Монцонит	П	10,70	МС	50,2156	137,6350	57,47	19,19	6,28	6,87	3,78	2,83	
301	КК2202-1	Габбродиорит	П	23,50	МС	50,2823	137,8070	53,22	17,53	9,79	7,18	2,56	2,01	
302	КК2203-02	Гранодиорит	П	0,22	ИС	49,2714	138,8310	69,94	14,65	3,83	1,48	2,64	4,11	
303	КК220401	Гранодиорит	П	0,16	ИС	50,3079	136,2420	68,41	16,92	2,92	3,24	3,01	2,15	
304	КК220402	Гранодиорит	П	6,70	МС	50,3079	136,2420	69,81	16,48	2,66	2,63	2,80	3,54	

305	KK220403	Гранодиорит	П	1,27	МС	50,3079	136,2420	68,04	16,51	3,53	3,08	2,81	3,36	
306	KK220404	Гранодиорит	П	0,35	ИС	50,3079	136,2420	67,84	16,82	3,26	3,33	2,86	3,21	
307	KK220501	Диорит	П	0,25	ИС	50,3235	136,1571	61,51	15,71	7,63	5,37	2,35	2,22	
308	KK220601	Гранодиорит	П	0,25	ИС	50,3106	136,1113	66,03	15,89	4,84	3,81	2,29	3,84	
309	KK220701	Гранодиорит	П	0,28	ИС	50,3024	136,3300	65,45	15,27	5,50	3,99	2,11	3,95	
310	KK220801	Диорит	П	0,29	ИС	50,3020	136,3300	62,88	15,87	6,46	4,74	2,30	3,33	
311	KK221001	Диорит	П	0,55	МС	50,7619	136,4542	57,02	15,96	8,76	7,45	1,87	1,89	
312	KK221601	Гранит	П	4,71	МС	51,1478	139,4169	74,90	14,74	1,15	0,49	3,18	5,01	
313	KK221602	Гранит	П	4,74	МС	51,1478	139,4169	72,54	15,50	1,66	0,77	3,43	4,83	
314	KK221603	Гранит	П	5,87	МС	51,1478	139,4169	72,07	16,09	1,67	0,57	3,35	4,99	
315	KK2234	Гранит	П	1,35	МС	53,0334	141,0489	70,34	16,86	1,89	0,88	3,27	4,68	
316	KK2235	Гранит	П	2,49	МС	53,2673	140,2935	75,41	14,39	0,94	0,54	2,61	5,80	
317	KK2237	Диорит	П	86,30	МС	53,8970	139,9933	60,39	12,25	10,16	4,87	1,93	4,13	
318	KK2238	Гранит	П	3,57	МС	53,8752	140,0788	72,17	15,73	1,81	1,50	3,11	4,47	
319	KK2303	Гранит	П	0,22	ИС	50,1939	136,4146							
320	KK230401	Гранодиорит	П	0,25	ИС	50,3040	136,3212							
321	KK230402	Гранодиорит	П	0,24	ИС	50,3040	136,3212							
322	KK230501	Гранодиорит	П	1,01	МС	50,3068	136,2829							
323	KK230502	Гранодиорит	П	0,25	ИС	50,3068	136,2829							
324	KK230601	Диорит	П	2,77	МС	50,3255	136,1487							
325	KK230602	Гранодиорит	П	0,22	ИС	50,3255	136,1487							
326	KK230603	Гранодиорит	П	1,13	МС	50,3255	136,1487							
327	KK2307	Гранодиорит	П	0,18	ИС	50,3253	136,1291							
328	KK2308	Гранодиорит	П	0,18	ИС	50,3160	136,1245							
329	KK2312	Гранодиорит	П	0,42	ИС	49,3098	137,9080							
330	К-1	Трахибазальт	В	0,80	МС	48,8721	140,2889	50,83	14,49	12,79	6,98	4,08	1,80	0,01
331	К-5-1	Трахиандезибазальт	В	4,00	МС	49,0568	140,1547	53,51	15,56	11,13	7,02	3,62	3,07	0,01
332	К-5-2	Базальт	В	2,30	МС	49,0635	140,0473	49,68	16,64	11,47	8,33	3,26	1,63	0,00
333	К-6	Трахиандезибазальт	В	4,50	МС	49,1074	139,8466	52,11	15,01	11,77	7,13	4,24	1,53	0,00
334	К-7	Базанит	В	19,20	МС	49,0798	139,3117	48,06	15,40	11,77	7,82	4,71	2,46	0,01
335	К-8	Трахибазальт	В	0,90	МС	49,1143	139,3117	51,26	16,17	11,97	7,85	4,15	0,91	0,00
336	К-23	Трахиандезибазальт	В	1,40	МС	49,4558	137,6298	51,81	15,98	11,66	7,33	4,79	1,05	0,01
337	К-24	Трахибазальт	В	4,40	МС	49,4647	137,5381	50,10	16,01	11,98	7,47	4,44	1,67	0,00

338	K-25	Андезибазальт	V	2,00	МС	49,4414	137,3735	53,32	15,54	10,98	7,08	4,63	0,56	0,01
339	K-27	Андезибазальт	V	1,50	МС	49,4550	137,2274	54,30	15,69	10,87	7,02	4,77	0,60	0,01
340	K-31	Базальт	V	1,50	МС	49,6142	137,1022							
341	K-32	Базальт	V	15,10	МС	49,6142	137,1022							
342	K-40	Трахиандезит	V	0,30	ИС	44,3424	135,7360	61,26	15,27	6,13	3,22	1,96	5,43	0,01
343	K-45	Риодацит	V	1,50	МС	44,6087	135,2752	70,82	11,73	1,88	1,66	3,60	3,72	0,04
344	K-55	Андезибазальт	V	6,50	МС	44,3661	134,4970	53,20	14,20	9,96	8,29	2,83	1,17	0,02
345	K-59	Трахит	V	11,00	МС	44,3150	133,6261	64,57	15,13	3,55	4,29	5,48	2,11	0,02
346	K-61	Трахиандезит	V	1,20	МС	44,4082	133,4577	56,87	14,25	6,92	4,28	4,41	3,20	0,03
347	K-63	Трахит	V	7,80	МС	47,2782	134,4599	62,64	15,38	4,17	3,76	5,65	1,99	0,01
348	K-77	Андезит	V	0,21	ИС	50,1939	139,0119							
349	K-77-1	Андезит	V	0,10	ИС	50,1939	139,0119							
350	K-77-2	Андезит	V	0,00	ИС	50,1939	139,0119							
351	K-78	Андезит	V	0,40	ИС	50,1907	139,0416							
352	K-79	Андезит	V	23,10	МС	50,1910	139,1001							
353	K-86	Трахиандезибазальт	V	9,40	МС	51,3834	139,4183	53,79	15,74	6,40	5,08	5,58	1,78	0,00
354	K-87	Андезибазальт	V	23,00	МС	51,3704	139,7686	52,26	18,06	8,70	7,24	3,38	0,68	0,00
355	K-88	Базальт	V	25,00	МС	51,3754	139,8123	46,63	18,22	11,48	8,36	2,93	0,63	0,01
356	K-89	Базальт	V	32,00	МС	51,3735	139,8304	48,86	19,04	10,82	9,87	3,65	0,88	0,01
357	K-90	Базальт	V	58,00	МС	51,3733	139,8949	51,54	18,80	9,53	8,15	3,47	0,59	0,01
358	K-91	Базальт	V	38,00	МС	51,3964	139,9751	46,63	16,96	10,62	8,74	4,25	0,75	0,01
359	K-92	Базальт	V	46,00	МС	51,3774	140,1276	49,30	18,71	9,82	8,94	3,41	0,65	0,01
360	K-93	Андезит	V	5,20	МС	51,3759	140,1914							
361	K-93-1	Андезитобазальт	V	8,80	МС	51,3759	140,1914							
362	K-94	Трахибазальт	V	2,00	МС	51,3867	140,3517	48,59	16,43	12,28	7,75	4,49	1,04	0,01
363	K-95	Трахиандезибазальт	V	7,52	МС	51,3904	140,3999	53,85	17,57	8,28	7,41	4,95	1,39	0,01
364	K-96	Трахиандезибазальт	V	9,20	МС	51,3756	140,4292	53,18	18,64	8,59	6,83	5,26	1,42	0,00
365	K-97	Трахибазальт	V	11,00	МС	51,4622	140,6661	49,43	17,44	10,65	7,40	4,97	1,11	0,00
366	K-99	Трахиандезибазальт	V	10,10	МС	51,4676	140,7550	52,44	17,70	9,07	7,39	5,14	1,52	0,01
367	K-102	Трахибазальт	V	22,00	МС	50,2524	139,3727	48,66	14,33	8,45	6,13	4,64	1,89	0,02
368	K-108	Андезит	V	10,20	МС	50,6898	139,8599							
369	K-109	Трахиандезибазальт	V	39,10	МС	50,6868	139,8641	52,28	18,26	9,12	6,38	6,23	1,32	0,01
370	K-110	Трахиандезибазальт	V	9,60	МС	50,6867	139,8725	54,31	18,07	9,26	5,63	6,19	1,66	0,00

371	K-111	Трахиандезит	V	12,00	MC	50,6899	139,9122	55,44	18,27	7,82	5,50	6,70	1,82	0,00
372	K-114	Трахибазальт	V	25,00	MC	50,7329	139,9306	48,33	16,55	9,64	6,44	5,74	0,31	0,00
373	K-115	Трахибазальт	V	20,00	MC	50,7104	140,4112	51,10	15,88	10,47	6,92	4,03	1,74	0,01
374	K-116	Трахибазальт	V	9,30	MC	50,7280	140,4380	47,73	15,08	10,31	7,52	3,89	1,36	0,01
375	K-116-1	Трахит	V	7,21	MC	50,7280	140,4380	63,07	16,23	4,38	3,77	5,51	3,14	0,01
376	K-117	Трахибазальт	V	7,70	MC	50,7293	140,4472	48,32	16,76	10,85	7,66	5,05	1,25	0,01
377	K-117-2	Трахит	V	8,40	MC	50,7286	140,4414	61,37	16,21	5,05	4,23	5,68	2,99	0,01
378	K-118	Базальт	V	5,70	MC	50,7183	140,2426							
379	K-119	Трахиандезибазальт	V	5,20	MC	50,7503	139,9873	51,91	17,27	8,77	6,42	5,31	1,35	0,00
380	K-120	Трахиандезибазальт	V	18,20	MC	43,3383	132,9433	52,68	14,57	8,04	4,79	6,44	2,41	0,05
381	K-141	Трахибазальт	V	1,50	MC	48,6892	137,5110	48,08	15,75	11,40	8,04	4,69	0,75	0,01
382	K-142	Тефрифолит	V	9,50	MC	48,1573	135,5032	52,63	16,88	8,31	4,65	7,10	3,56	0,01
383	K-143	Трахиандезибазальт	V	2,30	MC	48,1101	135,8381	52,46	13,52	10,62	6,55	5,34	1,65	0,01
384	Д-493	Базальт	V	17,00	MC	50,5215	138,6069							
385	Д-4275	Базальт	V	3,70	MC	50,3759	138,2820							
386	Д-2186	Андезит	V	0,23	ИС	50,0751	138,1497							
387	K-149	Трахибазальт	V	1,81	MC	48,7989	135,8611	48,38	13,54	11,79	8,52	3,55	2,56	0,00
388	K-150	Трахибазальт	V	5,70	MC	48,8025	135,8634	47,25	13,11	11,83	8,29	3,19	2,24	0,00
389	K-151a	Трахибазальт	V	1,50	MC	48,8104	135,8715	47,51	13,31	13,25	7,97	3,27	2,07	0,00
390	K-151b	Трахибазальт	V	1,33	MC	48,8104	135,8715	46,99	13,13	13,09	8,88	3,76	2,19	0,00
391	K-152	Трахибазальт	V	1,03	MC	48,8132	135,8719	47,04	12,76	12,46	7,92	3,16	2,15	0,00
392	K-154	Базальт	V	1,00	MC	48,3562	136,4193	51,41	13,54	12,44	8,27	3,63	1,30	0,00
393	K-154-1	Базальт	V	1,80	MC	48,3562	136,4193	51,74	13,30	12,45	8,33	3,68	1,29	0,00
394	K-155	Трахиандезибазальт	V	8,80	MC	48,3922	136,7302	50,86	15,02	10,20	7,64	4,14	2,27	0,00
395	K-158	Трахибазальт	V	31,60	MC	48,3814	136,8437	49,81	14,50	11,38	7,82	4,03	2,50	0,00
396	K-159	Трахибазальт	V	12,80	MC	48,3806	136,8328	48,25	13,58	11,94	7,54	3,33	2,52	0,00
397	K-160	Трахиандезибазальт	V	8,63	MC	48,3877	136,7377	50,45	15,09	10,45	7,58	4,25	2,24	0,00
398	K-161	Трахиандезибазальт	V	6,10	MC	48,3759	136,6173	51,30	13,46	11,80	6,62	3,81	2,77	0,00
399	K-161-1	Трахиандезибазальт	V	9,11	MC	48,3759	136,6173	50,00	14,61	11,84	7,65	4,33	2,75	0,00
400	K-162	Трахибазальт	V	9,66	MC	48,3618	136,5848	49,35	14,48	10,08	6,61	3,67	3,04	0,00
401	K-163-1	Трахибазальт	V	16,10	MC	48,3620	136,5853	49,73	14,45	10,75	6,69	3,81	2,99	0,00
402	K-164	Трахиандезибазальт	V	20,10	MC	48,3969	136,4915	50,76	15,33	10,80	7,29	4,37	3,23	0,00
403	K-165	Трахибазальт	V	16,40	MC	48,4494	136,5375	50,07	15,03	11,07	8,01	4,36	2,23	0,00

404	K-166	Трахиандезибаза́лт	B	14,30	МС	48,4925	136,6888	52,50	15,61	8,12	6,66	4,17	4,05	0,00
405	K-167	Трахиандезибаза́лт	B	15,10	МС	48,4932	136,7219	51,75	14,88	10,71	7,36	4,47	2,72	0,00
406	K-169	Трахиандезибаза́лт	B	20,10	МС	48,4924	136,7819	52,13	14,53	9,97	5,83	4,56	3,35	0,00
407	K-173	Трахибаза́лт	B	7,43	МС	48,5299	137,0261	49,44	13,60	12,90	7,00	3,99	2,72	0,00
408	K-187	Андезибаза́лт	B	4,41	МС	48,5096	136,9601	55,04	14,05	8,95	7,03	4,23	1,12	0,00
409	K-187-1	Андезибаза́лт	B	5,63	МС	48,5096	136,9601	54,15	11,40	12,75	11,21	0,74	0,80	0,00
410	K-191	Трахит	B	6,81	МС	48,4875	136,8078	63,53	15,46	4,97	1,33	6,09	5,37	0,00
411	K-192	Трахит	B	8,91	МС	48,4885	136,8012	63,35	14,87	4,63	1,48	6,07	5,27	0,00
412	K-193	Трахибаза́лт	B	2,24	МС	51,0130	136,8948	48,83	13,52	11,97	7,53	3,85	1,95	0,00
413	K-238	Трахиандезит	B	8,60	МС	45,1103	135,7517	57,22	14,15	9,26	4,76	5,57	3,36	0,00
414	K-242	Риолит	B	0,06	ИС	44,9406	136,0011	72,16	12,57	2,55	0,67	6,68	2,96	0,00
415	K-242-1	Трахит	B	6,86	МС	44,9406	136,0011	68,42	13,11	3,99	2,95	5,17	3,16	0,00
416	K-243	Андезит	B	0,40	ИС	44,8351	136,2071	58,39	14,50	8,95	6,06	2,53	2,78	0,00
417	K-243-1	Трахиандезит	B	36,00	МС	44,8351	136,2071	58,45	14,28	10,40	3,91	3,95	2,36	0,00
418	K-243-2	Андезибаза́лт	B	2,60	МС	44,8351	136,2071	54,32	15,76	8,95	9,04	3,09	1,25	0,00
419	K-243-3	Андезит	B	5,02	МС	44,8351	136,2071	59,92	12,88	9,10	4,64	3,24	1,14	0,00
420	K-243-4	Трахиандезит	B	32,30	МС	44,8351	136,2071	59,19	14,32	7,83	5,57	4,92	2,27	0,00
421	K-243-5	Андезит	B	0,53	МС	44,8351	136,2071	61,12	15,12	7,27	5,92	2,74	2,45	0,00
422	K-243-6	Андезит	B	8,10	МС	44,8353	136,2089	59,18	14,13	9,52	6,43	1,97	2,56	0,00
423	K-247	Риолит	B	0,12	ИС	45,0441	136,6147	76,01	10,85	2,25	1,19	4,42	3,33	0,00
424	K-254	Трахидаци́т	B	18,30	МС	44,5234	136,0969	68,73	15,23	3,42	2,32	3,44	4,31	0,00
425	K-255	Риолит	B	0,41	ИС	44,4518	135,9348	77,82	11,47	1,16	0,29	3,56	4,31	0,00
426	K-256	Риолит	B	0,13	ИС	44,4260	135,8815	73,84	13,63	1,70	0,46	3,91	4,01	0,00
427	K-257	Андезит	B	23,00	МС	44,4055	135,8511	59,70	14,03	7,41	5,54	3,10	1,93	0,00
428	K-264	Трахиандезит	B	0,14	ИС	46,6750	134,2971	60,81	13,68	5,35	4,67	4,03	2,76	0,00
429	K-321	Трахит	B	8,20	МС	45,5239	136,7219	65,59	15,27	3,24	0,87	8,04	3,98	0,00
430	K-323	Трахиандезибаза́лт	B	6,35	МС	48,5421	136,6066	51,25	16,31	9,59	6,68	5,38	2,36	0,00
431	K-397-1	Андезит	B	7,8	МС	45,2062	135,7955	59,20	16,97	7,00	7,03	3,37	1,50	
432	K-397-2	Трахиандезит	B	0,52	МС	45,2062	135,7955	60,18	15,64	5,36	4,51	4,61	2,21	
433	K-397-4	Трахиандезибаза́лт	B	12,7	МС	45,2198	135,7680	53,48	14,30	9,28	5,46	5,26	1,59	
434	K-398-2	Андезит	B	0,21	ИС	45,2183	135,6920	62,15	14,02	5,86	4,35	3,29	2,19	
435	K-400	Андезибаза́лт	B	33,60	МС	45,1123	135,8000	53,30	15,43	8,06	9,37	1,81	1,16	
436	K-400-1	Андезит	B	0,39	ИС	45,1123	135,8000							

437	K-404	Риолит	B	12,80	МС	44,1387	135,1070	72,19	13,36	3,42	1,64	3,37	3,13	
438	K-405	Риолит	B	0,18	ИС	44,0855	135,1370	72,10	14,07	3,05	2,12	1,65	4,17	
439	K-406	Риолит	B	0,39	ИС	44,0773	135,1470	76,39	12,51	2,33	0,80	1,80	4,44	
440	K-407	Риолит	B	0,09	ИС	44,0741	135,1530							
441	K-409	Риолит	B	2,21	МС	44,0706	135,1790	73,48	13,20	2,40	1,40	3,29	3,76	
442	K-410	Риолит	B	2,72	МС	44,0379	135,1940	73,28	13,36	2,89	1,72	2,15	3,95	
443	K-414	Риолит	B	3,77	МС	43,8216	135,2760	72,47	14,01	2,61	0,62	4,26	3,47	
444	K-412	Дацит	B	6,20	МС	43,8591	135,2400	70,07	15,42	4,24	0,53	3,15	3,06	
445	K-416	Риодацит	B	1,87	МС	43,7577	135,3150	75,94	13,49	1,78	0,37	3,17	3,67	
446	K-416-1	Риолит	B	1,14	МС	43,7577	135,3150	74,23	11,86	2,44	3,00	1,19	2,95	
447	K-419	Риолит	B	5	МС	43,7671	135,1300	72,90	13,66	2,84	2,13	3,35	3,48	
448	K-422	Риолит	B	0,17	ИС	43,2276	134,4740	73,85	13,73	2,91	1,66	1,37	4,88	
449	K-427	Риолит	B	4,30	МС	42,8996	133,9540	72,39	14,04	3,00	1,71	2,66	4,56	
450	K-428	Риолит	B	0,16	ИС	42,9012	133,9550	76,56	12,41	1,91	0,88	2,69	4,28	
451	K-429	Риодацит	B	4,20	МС	42,9025	133,9550	71,65	14,16	3,24	1,90	3,10	3,82	
452	K-430	Риолит	B	0,10	ИС	42,9064	133,9560	77,95	12,29	2,68	1,88	0,70	3,21	
453	K-431	Андезит	B	0,16	ИС	42,9077	133,9560	60,48	15,27	7,38	5,53	3,73	2,57	
454	K-433	Дацит	B	0,25	ИС	42,9084	133,9580	65,08	14,12	5,24	5,30	2,89	2,86	
455	K-434	Риолит	B	0,10	ИС	42,9107	133,9610	75,06	12,83	2,31	1,33	5,32	2,00	
456	K-450	Андезибазальт	B	1,64	МС	47,9792	135,5070	53,49	14,11	11,37	7,55	4,01	1,12	
457	K-451	Дацит	B	0,62	МС	47,6024	135,5470	65,16	13,56	4,99	4,12	3,01	2,92	
458	K-455	Андезит	B	0,28	ИС	47,1454	135,6000							
459	K-455-1	Андезит	B	0,37	ИС	47,1454	135,6000							
460	K-456	Андезит	B	12,70	МС	47,1005	135,6200							
461	K-459	Дацит	B	11,80	МС	46,8650	135,5460	63,41	13,75	5,65	5,61	2,95	2,54	
462	K-459-1	Базальт	B	14,10	МС	46,8650	135,5460	60,85	13,28	6,45	5,71	3,64	2,45	
463	K-463-2	Трахиандезит	B	18,90	МС	47,6797	135,8241	62,07	12,95	5,73	5,24	4,11	3,01	
464	K-464-1	Дацит	B	82,00	МС	47,6771	135,8300	63,50	16,04	6,12	4,01	4,56	2,04	
465	K-465	Базальт	B	8,00	МС	47,4997	134,8220	47,85	14,69	11,94	8,82	2,96	1,61	
466	K-465-1	Базальт	B	4,00	МС	47,4997	134,8220	47,45	13,58	11,83	8,59	2,51	1,53	
467	K-468-1	Трахиандезит	B	7,49	МС	47,2796	135,0010	56,49	15,73	8,80	6,68	4,74	1,74	
468	K-479	Андезит	B	9,50	МС	47,3651	134,5540							
469	K-481	Андезит	B	9,92	МС	46,5568	134,5550							

470	K-482	Андезит	B	5,51	МС	46,5640	134,6740						
471	K-483	Андезит	B	8,34	МС	46,5773	134,6950						
472	K-487	Базальт	B	10,50	МС	46,5948	134,8870						
473	K-489	Андезит	B	6,29	МС	46,6675	134,9920						
474	K-489-1	Андезит	B	8,66	МС	46,6675	134,9920						
475	EK-21-61	Базальт	B	1,74	МС	48,2191	136,1240						
476	EK-21-62	Базальт	B	4,20	МС	48,2191	136,1240						
477	KK2203-03	Трахиандезибазальт	B	0,25	ИС	49,2714	138,8310	53,75	16,80	8,17	5,07	3,25	2,67
478	KK220901	Андезит	B	0,83	МС	50,8105	136,3990	57,71	16,54	9,16	7,10	1,60	1,28
479	KK2211	Трахиандезибазальт	B	16,50	МС	51,1143	138,6242	56,72	15,77	8,88	1,47	3,51	2,44
480	KK2212	Андезит	B	35,00	МС	51,3222	139,1779	57,19	17,75	6,61	4,68	4,03	1,73
481	KK2213	Базальт	B	35,30	МС	51,3023	139,2249	50,03	15,62	9,97	7,92	2,78	1,58
482	KK221401	Андезибазальт	B	18,80	МС	51,2242	139,3389	53,65	18,20	7,75	6,31	2,54	0,41
483	KK221402	Базальт	B	12,80	МС	51,2242	139,3389	49,28	16,57	8,31	7,77	1,31	0,57
484	KK2217	Андезибазальт	B	16,20	МС	51,3706	139,7687	55,51	18,80	7,78	7,73	2,41	0,41
485	KK2218	Базальт	B	2,08	МС	51,3883	140,3627	50,65	17,58	12,34	7,98	2,80	1,33
486	KK2219	Андезибазальт	B	4,47	МС	51,5412	140,7795	54,91	17,94	9,57	7,56	2,63	1,72
487	KK2220	Базальт	B	4,25	МС	51,5810	140,7945	50,19	19,31	10,01	7,95	3,11	1,12
488	KK222101	Андезибазальт	B	3,43	МС	51,7842	140,7962	56,83	18,64	8,16	6,50	3,59	1,47
489	KK222102	Андезит	B	0,45	ИС	51,7842	140,7962	62,39	19,01	5,20	4,65	2,81	1,43
490	KK2223	Дацит	B	6,65	МС	51,9115	140,6161	70,07	13,79	2,65	2,08	3,04	2,26
491	KK222401	Дацит	B	11,00	МС	52,0192	140,5451	71,15	15,43	2,84	2,40	3,50	2,85
492	KK222402	Андезит	B	52,70	МС	52,0192	140,5451	60,36	15,98	8,22	2,37	1,34	3,40
493	KK222403	Дацит	B	0,25	ИС	52,0192	140,5451	68,05	18,37	3,08	0,47	3,49	1,53
494	KK2225	Базальт	B	34,70	МС	52,2503	140,4472	49,03	15,56	10,80	9,37	2,10	1,19
495	KK2226	Трахидацит	B	3,34	МС	52,6557	140,2917	68,91	14,20	3,41	1,70	2,80	4,34
496	KK2230	Риодацит	B	3,45	МС	53,0878	140,8806	66,57	17,15	3,38	1,62	3,63	3,71
497	KK2231	Трахидацит	B	8,23	МС	53,0794	140,9138	67,62	16,67	3,10	2,50	3,57	3,87
498	KK2232	Риолит	B	0,16	ИС	53,0691	140,9559	75,82	13,56	1,42	0,31	3,64	2,42
499	KK2233	Риолит	B	3,21	МС	53,0533	140,9850	71,57	14,32	2,52	1,36	3,20	4,14
500	KK223601	Риолит	B	1,79	МС	53,4589	140,2228	73,61	13,83	1,87	0,67	3,11	4,66
501	KK223602	Риолит	B	0,22	ИС	53,4589	140,2228	73,59	13,54	1,86	0,60	3,08	4,21
502	KK2301	Базальт	B	39,30	МС	48,9197	136,2366						

503	KK2302	Андезибазальт	В	4,96	МС	50,1573	136,5026							
504	KK2309	Базальт	В	1,47	МС	49,4550	137,3050							
505	KK2313	Риолит	В	7,02	МС	49,3139	138,5467							
506	KK2314	Дацит	В	0,14	ИС	49,2619	138,7668							
507	K-163	Базальт	В	3,13	МС	48,3620	136,5853							

¹ В - вулканические, П - плутонические

² Магнитная восприимчивость **MS**

³ ИС - ильменитовая серия, МС - магнетитовая серия

Таблица № 2. Возрасты магматических пород САОП [Талтыкин и др., 2024б; Taltykin et al., 2024]

№	№ образца	Порода	Широта	Долгота	Название интрузива	Сери я	*	Тип	Метод	Возраст	Этап магма- тизма	Ярус**	Автор
1	P15-20	Кварцевый монцодиорит	46°14'02" N	137°46'23" E		MC	П		U-Pb	37.5±4.0	V	P _{2b}	Wu et al., 2022
2	Cha2356	Дацит	43°15'15.93" N	131°20'49.73" E		MC	B		U-Pb	40.8±1.7			Wu et al., 2017
3	16027	Дацит кедровский	46°45'40" N	138°13'51" E		MC	B		U-Pb SIMS	41.2		P _{2l}	****
4	Cha2357	Риодацит	43°15'36.24" N	131°20'53.98" E		MC	B		U-Pb	42.6±1.0			Wu et al., 2017
5	P16-18	Гранодиорит	46°13'44" N	137°46'23" E		MC	П		U-Pb	43			Wu et al., 2022
6	Cha2320/1	Дацит	43°14'33.11" N	131°24'10.32" E		MC	B		U-Pb	44.5±1.1			Wu et al., 2017
7	Cha2331/2	Дацит	44°10'08.07" N	132°20'31.63" E		?	B		U-Pb	44.9±1.3			Wu et al., 2017
8	16034	Гранит прибрежный	47°19'12" N	138°58'28" E		MC	П		U-Pb SIMS	48.8			****
9	15514	Кварцевый диорит прибрежный комплекс	47°19'39" N	138°59'13" E	Золотой	MC	П		U-Pb SIMS	48.94 ± 0.71		****	
10	2163	Гранит-порфир богопольский комплекс	43°22'40" N	134°37'19" E		MC	П		U-Pb SIMS	50.9 ± 2.8		****	
11	2164	Риолит богопольский комплекс	43°22'50" N	134°37'30" E		MC	B		U-Pb SIMS	51.96 ± 0.76		****	
12	16035	Гранодиорит прибрежный комплекс	47°16'22" N	138°44'52" E		MC	П		U-Pb SIMS	52		****	
13	KN16-103a	Диорит	49°23'13" N	137°40'52" E		ИС	П		U-Pb	52.1±1.5		P _{2i}	Wu et al., 2022
14	KN16-53	Кварцевый монцодиорит	50°17'06" N	137°47'13" E		MC	П		U-Pb	52.1±0.4			Wu et al., 2022
15	KN16-01	Гранодиорит	51°28'01" N	140°26'38" E		MC	П		U-Pb	52.4±1.1			Wu et al., 2022
16	KN16-24	Андезитобазальт	51°11'42" N	139°10'37" E		MC	B		U-Pb	52.5±0.4			Wu et al., 2022
17	15513	Гранит прибрежный комплекс	47°26'11" N	138°42'06" E	Кипрейный	MC	П		U-Pb SIMS	52.6 ± 0.8			****
18	KN16-128	Гранит	49°39'00" N	139°58'44" E		MC	П		U-Pb	52.6±0.6			Wu et al., 2022
19	KN16-03	Гранодиорит	51°27'54" N	140°28'26" E		MC	П		U-Pb	53.7±0.9			Wu et al., 2022
20	KN16-93	Гранит	50°45'14" N	140°01'12" E		MC	П		U-Pb	53.9±0.6			Wu et al., 2022
21	KN16-04	Гранодиорит	51°27'54" N	140°28'30" E		MC	П		U-Pb	54.5±1.0			Wu et al., 2022
22	KN16-09	Андезитобазальт	51°30'14" N	140°02'02" E		MC	B		U-Pb	54.7±0.8			Wu et al., 2022
23	RPM18	Риолит	43°49'19.8" N	135°16'29.8" E		MC	B		U-Th-Pb	55.0±1.3			Tsutsumi et al., 2016

24	16332	Лейкогранит-порфир бекчиулский комплекс. третья фаза	53°50'54" N	139°57'54" E		МС	П		U-Pb SIMS	55.1 ± 0.4	IV	P _{2i}	*****
25	P16-17	Порфировидный гранит	46°27'54" N	137°49'05" E		МС	П		U-Pb	55.3±1.6			Wu et al., 2022
26	106	Трахиродацит	44°45'10.8" N	134°55'44.4" E		ИС	В		U-Pb	55.4±0.5			Grebennikov, Kasatkin, 2023
27	RPM19	Гранитоиды	43°44'09.2" N	135°15'56.1" E	Ольгинский	МС	П		U-Th-Pb	55.7±0.7			Tsutsumi et al., 2016
28	14RF34	Монцогранит	43°43'44" N	135°14'24" E	Ольгинский	МС	П		Pb-U	56±1			Tang et al., 2016
29	B-300	Кварцевый монцодиорит (диорит)	44°30'04" N	136°10'13" E	Опричненский	МС	П		U-Th-Pb	56.3±0.7		P _{1t}	Jahn et al., 2015
30	6	Гранит-порфир	44°31'42.7" N	135°11'52.59" E		ИС	П		U-Pb	56.6±1.2			Аленичева, Сахно, 2008
31	104/4	Риодацит	44°49'51.6" N	135°25'37.2" E		ИС	В		U-Pb	56.8±0.5			Grebennikov, Kasatkin, 2023
32	SAL-57	Риолит	44°29'39" N	135°23'14" E		ИС	В		LA-ICPMS	57±1			Zhao et al., 2017
33	B-301a	Щелочной полевошпатовый гранит (гранит)	44°29'17" N	136°07'29" E	Опричненский	МС	П		U-Th-Pb	57.1±0.4			Jahn et al., 2015
34	-	Гранит	50°35'53" N	139°47'59" E		МС	П		U-Pb	57.16±0.91			Петров и др., 2015
35	102/2	Риодацит	44°51'46.8" N	135°01'15.6" E		ИС	В		U-Pb	57.2±0.5			Grebennikov, Kasatkin, 2023
36	15529	Гранит якутинский комплекс	47°24'01" N	138°26'02" E	Унтовский	МС	П		U-Pb SIMS	57.48 ± 0.96			*****
37	КН16-107	Гранит	49°17'49" N	137°56'35" E		ИС	П		U-Pb	57.6±1.2			Wu et al., 2022
38	AN-3-11	Щелочной полевошпатовый гранит (лейкогранит)	49°20'33" N	137°37'26" E	Без названия	ИС	П		U-Th-Pb	57.8±1.1			Jahn et al., 2015
39	7	Трахидацитовый порфир	44°32'52.75" N	135°16'40.68" E		ИС	В		U-Pb	57.83±1.1			Аленичева, Сахно, 2008
40	107	Риолит	44°49'12" N	134°41'52.8" E		ИС	В		U-Pb	58.1±0.5			Grebennikov, Kasatkin, 2023
41	98/2	Трахиродацит	45°06'43.2" N	135°02'52.8" E		ИС	В		U-Pb	58.1±0.5			Grebennikov, Kasatkin, 2023
42	P16-09	Гранит	46°32'46" N	138°19'41" E		МС	П		U-Pb	58.4±0.7			Wu et al., 2022
43	КН16-107	Риолит	49°16'19" N	138°49'52" E		ИС	В		U-Pb	58.6±0.5			Wu et al., 2022
44	-	Гранодиорит	50°34'52" N	139°46'07" E		МС	П		U-Pb	58.7±0.4			Петров и др., 2015
45	P16-08	Гранит	46°37'37" N	138°15'47" E		МС	П		U-Pb	58.8±0.6			Wu et al., 2022
46	107/2	Риолит	44°49'01.2" N	134°43'26.4" E		ИС	В		U-Pb	59.0±0.5			Grebennikov, Kasatkin, 2023
47	КН16-120	Гранит	48°28'37" N	139°32'20" E		МС	П		U-Pb	59.2±0.8			Wu et al., 2022
48	15516	Гранит якутинский	46°29'53" N	138°08'29" E		МС	П		U-Pb SIMS	59.46 ± 0.57		P _{1sl}	*****

49	15517	Гранит якутинский комплекс	46°29'33" N	138°10'43" E	проявление Бобковское	МС	П		U-Pb SIMS	59.5 ± 0.5	IV	P _{1sl}	****
50	KN16-119	Гранодиорит	48°30'50" N	139°35'17" E		МС	П		U-Pb	59.6±1.1			Wu et al., 2022
51	-	Сиеногранит	50°05'54" N	139°48'36" E		МС	П		U-Pb	59.78±0.62			Петров и др., 2015
52	KN16-118	Диорит	48°53'10" N	140°15'40" E		МС	П		U-Pb	59.9±1.4			Wu et al., 2022
53	KN16-123	Гранит	48°28'01" N	139°31'34" E		МС	П		U-Pb	59.9±0.6			Wu et al., 2022
54	RPM12	Риолит	44°16'29.7" N	134°46'38.9" E		ИС	В		U-Th-Pb	60.0±0.9			Tsutsumi et al., 2016
55	KN16-124	Гранодиорит	48°40'59" N	139°33'25" E		МС	П		U-Pb	60.1±1.1	III	P _{1d}	Wu et al., 2022
56	10	Диорит	44°31'29.49" N	135°36'50.82" E		МС	П		U-Pb	60.45±0.65			Аленичева, 2008
57	KN16-84	Монцодиорит	50°09'40" N	140°30'18" E		МС	П		U-Pb	62			Wu et al., 2022
58	P16-02	Андезитобазальт	47°11'38" N	138°12'50" E		ИС	В		U-Pb	62			Wu et al., 2022
59	2159	Гранит биотитовый	43°57'20" N	135°27'14" E		МС	П		U-Pb SIMS	62.1 ± 1.6			****
60	KN16-122	Гранодиорит	48°28'05" N	139°26'28" E		МС	П		U-Pb	62.5±0.5			Wu et al., 2022
61	15515	Диорит прибрежный комплекс	47°41'31" N	138°21'09" E		ИС	П		U-Pb SIMS	62.96 ± 0.77			****
62	KN16-86	Гранодиорит	50°09'29" N	140°30'22" E		МС	П		U-Pb	63			Wu et al., 2022
63	16029	Гранодиорит прибрежный комплекс	46°55'08" N	138°16'60" E		МС	П		U-Pb SIMS	63.3			****
64	KN16-17	Дациит	51°17'38" N	139°43'12" E		МС	В		U-Pb	63.4±1.0			Wu et al., 2022
65	KN16-127	Гранодиорит	48°52'41" N	139°43'30" E		МС	П		U-Pb	63.6±2.2			Wu et al., 2022
66	P16-16	Гранит	46°27'25" N	137°55'48" E		МС	П		U-Pb	63.6±0.6			Wu et al., 2022
67	B-448	Гранодиорит	43°55'36" N	135°28'01" E	Владимирский	МС	П		U-Th-Pb	64.0±0.7			Jahn et al., 2015
68	SAL-61	Андезит	44°20'33" N	135°50'25" E		МС	В		LA-ICPMS	64±1			Zhao et al., 2017
69	RPM08	Риолит	44°21'45.4" N	134°24'57" E		ИС	В		U-Th-Pb	64.2±2.8			Tsutsumi et al., 2016
70	15528	Лейкогранит Верхнеудоминский комплекс	47°34'29" N	138°36'28" E		МС	П		U-Pb SIMS	64.5 ± 0.5			****
71	16032	Гранит якутинский комплекс	47°09'27" N	138°04'48" E		ИС	П		U-Pb SIMS	65			****
72	P15-13	Базальт	46°25'34" N	137°45'54" E		МС	В		U-Pb	65			Wu et al., 2022
73	P16-25	Базальт	45°45'47" N	136°46'12" E		ИС	В		U-Pb	65			Wu et al., 2022
74	17282	риолит богопольский комплекс	46°18'16" N	136°37'55" E		ИС	В		U-Pb SIMS	65.54 ± 0.75			****
75	B-300	Кварцевый монцодиорит (диорит)	44°30'04" N	136°10'13" E	Опричненский	МС	П		U-Th-Pb	65.6±0.9			Jahn et al., 2015

76	X17-24-1a	Амфиболово-биотитовый гранит	53°55'10.02" N	140°02'27.62" E	Бекчиулский	МС	П		U-Pb	66.2±0.3	III	K ₂ m	Александров и др., 2023
77	KN16-88	Кварцевый монцодиорит	50°05'35" N	140°40'19" E		МС	П		U-Pb	66.2±0.9			Wu et al., 2022
78	P16-19	Порфировый риолит	45°55'55" N	137°41'28" E		МС	В		U-Pb	66.3±0.5			Wu et al., 2022
79	KN16-126	Гранит	48°52'19" N	139°36'50" E		МС	П		U-Pb	66.8±0.9			Wu et al., 2022
80	SAL-42	Риолит	44°21'44" N	134°25'00" E		ИС	В		LA-ICPMS	67±1			Zhao et al., 2017
81	SAL-62	Риолит	44°20'33" N	135°50'25" E		МС	В		LA-ICPMS	67±1			Zhao et al., 2017
82	8-02-01	Щелочной полевошпатовый гранит (монцогранит)	42°45'43" N	133°02'18" E	Мыс Овсенко	МС	П		U-Th-Pb	67.8±0.8			Jahn et al., 2015
83	P15-30	Гранодиорит	45°00'58" N	136°34'16" E		МС	П		U-Pb	67.9±0.7			Wu et al., 2022
84	2160	Лейкогранит ольгинский комплекс	43°55'04" N	135°28'33" E		МС	П		U-Pb SIMS	67.94 ± 1.3			****
85	11	Риодацит	43°18'45.19" N	134°37'05.01" E		МС	В		U-Pb	70.39±0.73			Аленичева, Сахно, 2008
86	B-456	Гранодиорит (гранит)	43°55'02" N	135°28'10" E	Владимирский	МС	П		U-Th-Pb	70.5±0.9		Jahn et al., 2015	
87	KN16-71	Гранит	50°07'23" N	138°01'19" E		МС	П		U-Pb	70.5±0.9		Wu et al., 2022	
88	B-719	Гранит	43°48'35" N	135°27'57" E	Владимирский	МС	П		U-Th-Pb	70.7±0.8		Jahn et al., 2015	
89	KN16-98	Гранит	50°33'22" N	139°13'12" E		МС	П		U-Pb	70.7±0.5		Wu et al., 2022	
90	B-617a, B-621	Гранодиорит (гранит)	43°40'14" N	135°13'35" E	Ольгинский	МС	П		U-Th-Pb	70.8±0.8		Jahn et al., 2015	
91	KN16-77	Гранит	50°15'07.2" N	138°31'44.4" E	Аксакинский	МС	П		U-Pb	71.6±0.8		Wu et al., 2022	
92	KN16-102a	Гранит	49°58'05" N	139°02'24" E		ИС	П		U-Pb	71.6±1.3		Wu et al., 2022	
93	RPM31	Гранитоиды	42°46'16.9" N	133°11'52.8" E	Врангель	МС	П		U-Th-Pb	71.9±2.5		Tsutsumi et al., 2016	
94	KN16-82	Базальт	50°11'24" N	139°06'04" E		ИС	В		U-Pb	72.1±1.2		Wu et al., 2022	
95	KN16-55	Гранит	50°00'07" N	137°56'02" E		ИС	П		U-Pb	72.3±2.1		Wu et al., 2022	
96	KN16-69	Гранит	49°56'35" N	137°56'06" E		ИС	П		U-Pb	73.0±0.4	Wu et al., 2022		
97	SAL-16	Риолит	44°17'16" N	133°39'10" E		МС	В		LA-ICPMS	73.0±1.0	Zhao et al., 2017		
98	WG01	Выветрелый гранит	44°22'50.8" N	134°31'18.2" E		ИС	П		U-Th-Pb	73.1±2.5	Tsutsumi et al., 2016		
99	KN16-76	Гранит	50°16'15.6" N	138°30'18" E	Аксакинский	ИС	П		U-Pb	73.3±0.8	Wu et al., 2022		
100	13321	Гранит ольгинский комплекс	45°56'05" N	135°24'60" E		ИС	П		U-Pb SIMS	73.39 ± 0.8	****		
101	RPM53	Гранитоиды	42°52'46.8" N	133°42'20.8" E		ИС	П		U-Th-Pb	73.4±2.9	Tsutsumi et al., 2016		
102	X17-27	Биотитово-амфиболовый гранодиорит	53°53'54.3" N	139°56'27.36" E	Бекчиулский	МС	П		U-Pb	73.8±0.4	Александров и др., 2023		

103	KN16-68	Кварцевый монцодиорит	49°55'26" N	137°58'23" E		ИС	П		U-Pb	74.0±1.0	III	K ₂ km	Wu et al., 2022
104	SAL-15	Андезит	44°18'52" N	133°36'48" E		МС	В		LA-ICPMS	74.0±1.0			Zhao et al., 2017
105	KN16-73	Гранит	50°04'59" N	137°57'50" E		МС	П		U-Pb	74.3±1.3			Wu et al., 2022
106	GV-722	Гранит	44°23'25.33" N	134°31'24.46" E	Шумный	ИС	П		U-Th-Pb	74.4±0.9			Jahn et al., 2015
107	KN16-08	Гранодиорит	51°30'14" N	140°01'59" E		МС	П		U-Pb	74.7±0.9			Wu et al., 2022
108	13146	Трахидаци Самаргинская свита	50°32'54" N	139°19'02" E		МС	В		U-Pb SIMS	75			****
109	KN16-816	Андезит	50°11'38" N	139°00'40" E		ИС	В		U-Pb	75.6±0.9			Wu et al., 2022
110	KN16-85	Монцодиорит	50°09'36" N	140°30'18" E		МС	П		U-Pb	75.6±0.6			Wu et al., 2022
111	P16-04	Гранодиорит	47°04'05" N	137°55'12" E		ИС	П		U-Pb	75.9±0.6			Wu et al., 2022
112	SAL-55	Гранит	43°53'36" N	135°28'07" E		МС	П		LA-ICPMS	76±1			Zhao et al., 2017
113	KN16-10	Гранодиорит	51°30'14" N	140°02'06" E		МС	П		U-Pb	76.8±0.6			Wu et al., 2022
114	16319	Кварцевый диорит	53°59'35" N	139°31'16" E		МС	П		U-Pb SIMS	77 ± 0.5			****
115	RPM39	Гранитоиды	43°26'01.1" N	133°52'02.1" E		ИС	П		U-Th-Pb	77.3±4.1			Tsutsumi et al., 2016
116	B-783M	Гранит (гранодиорит)	43°37'59" N	135°13'03" E	Ольгинский	МС	П		U-Th-Pb	77.7±0.9			Jahn et al., 2015
117	B-984	Гранит	43°01'49" N	134°10'01" E	Валентиновски й	МС	П		U-Th-Pb	78.1±0.8			Jahn et al., 2015
118	ГВ-725	Гранит	44°23'25.33" N	134°31'24.46" E	Шумненский	ИС	П		U-Pb	78.5±2.0			Гоневчук и др., 2015
119	KN16-92	Гранит	50°45'32" N	140°01'05" E		МС	П		U-Pb	78.5±2.0			Wu et al., 2022
120	16028	Габбродиорит прибрежный комплекс	46°54'10" N	138°18'02" E		МС	П		U-Pb SIMS	78.6			****
121	RPM52	Гранитоиды	42°55'35.3" N	133°44'41.1" E		ИС	П		U-Th-Pb	78.8±9			Tsutsumi et al., 2016
122	SAL-52	Риолит	44°05'06" N	135°08'15" E		МС	В		LA-ICPMS	79±1			Zhao et al., 2017
123	RPM46	Гранитоиды	43°03'17.5" N	133°33'13.8" E		ИС	П		U-Th-Pb	79.1±4.8			Tsutsumi et al., 2016
124	16340	Кварцевый монцодиорит нижеамурский комплекс	53°54'53" N	139°57'45" E		МС	П		U-Pb SIMS	79.3 ± 0.6			****
125	KN16-40	Гранодиорит	51°06'04" N	139°11'02" E		МС	П		U-Pb	79.7±0.8			Wu et al., 2022
126	SAL-56	Риолит	44°10'41" N	135°08'21" E		МС	В		LA-ICPMS	80±1			Zhao et al., 2017
127	16320	Гранодиорит	53°54'21" N	139°53'35" E		МС	П		U-Pb SIMS	80.1 ± 0.5			****
128	16321	Монцогранодиорит	53°52'41" N	139°53'35" E		МС	П		U-Pb SIMS	80.3 ± 0.4			****
129	KN16-20	Гранодиорит	51°21'04" N	139°34'37" E		МС	П		U-Pb	80.4±0.9			Wu et al., 2022
130	KN16-21	Гранодиорит	51°21'14" N	139°34'30" E		МС	П		U-Pb	80.4±1.0			Wu et al., 2022

131	B-919b	Гранит (гранодиорит)	43°07'09" N	134°21'21" E	Валентиновский	МС	П		U-Th-Pb	80.8±0.8	III	K ₂ km	Jahn et al., 2015
132	KN16-29	Гранодиорит	51°05'02" N	139°09'11" E		МС	П		U-Pb	80.8±0.8			Wu et al., 2022
133	13150	Кварцевый монцодиорит нижнеамурский комплекс. вторая фаза	50°22'46" N	139°19'48" E		МС	П		U-Pb SIMS	81.4 ± 0.5			****
134	16329	Гранодиорит	53°51'12" N	139°53'55" E		МС	П		U-Pb SIMS	81.5 ± 0.76			****
135	16334	Гранит нижнеамурский комплекс	53°50'44" N	139°56'16" E		МС	П		U-Pb SIMS	81.52 ± 0.91			****
136	16030	Гранодиорит прибрежный комплекс	46°56'19" N	138°15'58" E		МС	П		U-Pb SIMS	81.7			****
137	KN16-99a	Монцодиорит	50°22'48" N	139°19'59" E		МС	П		U-Pb	81.7±0.5			Wu et al., 2022
138	13329	Лейкогранит ольгинский комплекс	45°23'54" N	135°03'18" E		ИС	П		U-Pb SIMS	81.85 ± 0.8			****
139	17314	Гранит марьяновский комплекс	44°10'20.37" N	133°59'41.17" E		ИС	П		U-Pb SIMS	81.9 ± 0.7			****
140	ЦП-543	Монцодиорит	45°26'27.85" N	135°17'56.39" E		ИС	П		U-Pb	82.1±1.2			Сахно и др., 2016
141	KN16-28	Кварц монзонит	51°08'49" N	139°12'25" E		МС	П		U-Pb	82.2±0.8			Wu et al., 2022
142	KN16-129	Гранодиорит	49°38'53" N	139°59'02" E		МС	П		U-Pb	82.4±1.9			Wu et al., 2022
143	B-574	Гранит	43°38'36" N	135°13'17" E	Ольгинский	МС	П		U-Th-Pb	82.7±0.8			Jahn et al., 2015
144	KN16-41	Гранодиорит	51°06'11" N	139°10'23" E		МС	П		U-Pb	82.9±0.8			Wu et al., 2022
145	14RF35	Монцогранит	43°09'50" N	134°26'2" E	Валентиновский	МС	П		Pb-U	83±1			Tang et al., 2016
146	16331	Гранодиорит нижнеамурский комплекс	53°37'21" N	139°44'37" E		МС	П		U-Pb SIMS	83.03 ± 0.66			****
147	RPM51	Гранитоиды	42°55'33" N	133°42'16.6" E		ИС	П		U-Th-Pb	83.1±7.1			Tsutsumi et al., 2016
148	16326	Монцодиорит-порфир кварцевый	53°38'22" N	139°47'29" E		МС	П		U-Pb SIMS	83.3 ± 0.6			****
149	13322	Гранит ольгинский комплекс	45°33'46" N	135°26'42" E		ИС	П		U-Pb SIMS	83.39 ± 0.73			****
150	16388	Гранодиорит нижнеамурский комплекс	53°55'02" N	139°42'54" E		МС	П		U-Pb SIMS	83.4 ± 1.1			****

151	16325	Монцогранодиорит	53°45'31" N	139°44'48" E		МС	П		U-Pb SIMS	83.4	III	K ₂ km	****
152	КН16-1166	Гранит	49°09'07" N	139°12'32" E		ИС	П		U-Pb	83.6±0.7			Wu et al., 2022
153	16328	Кварцевый	53°49'44" N	139°50'22" E		МС	П		U-Pb SIMS	83.7 ± 0.6		K ₂ st	****
154	16399	Кварцевый монцодиорит нижнеамурский комплекс	53°57'04" N	139°47'32" E		МС	П		U-Pb SIMS	83.7 ± 0.7			****
155	КН16-35	Гранодиорит	51°05'31" N	139°05'02" E		МС	П		U-Pb	83.8±0.5			Wu et al., 2022
156	КН16-27	Кварц монзонит	51°08'28" N	139°12'58" E		МС	П		U-Pb	83.9±0.8			Wu et al., 2022
157	13333	Лейкогранит ольгинский комплекс	45°34'51" N	135°16'41" E		ИС	П		U-Pb SIMS	84			****
158	КН16-116а	Гранит	49°09'07" N	139°12'32" E		ИС	П		U-Pb	84.0±0.7			Wu et al., 2022
159	КН16-22	Гранодиорит	51°21'54" N	139°25'44" E		МС	П		U-Pb	84.0±1.2			Wu et al., 2022
160	17315	Риолит приморская серия	44°04'14.25" N	133°27'17.68" E		МС	В		U-Pb SIMS	84.14 ± 0.66			****
161	16333	Гранодиорит порфировидный нижнеамурский комплекс	53°57'03" N	139°47'28" E		МС	П		U-Pb SIMS	84.38 ± 0.67			****
162	КН16-43	Дациит	51°05'20" N	138°44'20" E		МС	В		U-Pb	84.6±1.1			Wu et al., 2022
163	16327	Кварцевый монцодиорит	53°37'56" N	139°44'43" E		МС	П		U-Pb SIMS	84.61 ± 0.86			****
164	КН16-37	Кварц монзонит	51°06'43" N	139°06'11" E		МС	П		U-Pb	84.7±0.7			Wu et al., 2022
165	13320	Гранит ольгинский комплекс	45°42'11" N	135°11'37" E		ИС	П		U-Pb SIMS	84.8 ± 0.7			****
166	13319	Гранит ольгинский комплекс	45°35'40" N	135°13'04" E		ИС	П		U-Pb SIMS	84.8 ± 1.9			****
167	КН16-31	Гранодиорит	51°07'52" N	139°07'48" E		МС	П		U-Pb	84.8±2.4			Wu et al., 2022
168	16318	Адамеллит	53°54'60" N	139°21'59" E		МС	П		U-Pb SIMS	85.4 ± 0.75			****
169	16335	Монцодиорит Нижнеамурский комплекс	53°50'43" N	139°49'51" E		МС	П		U-Pb SIMS	85.9 ± 0.7			****
170	16341	Монцогранодиорит нижнеамурский комплекс	53°53'08" N	139°21'58" E		МС	П		U-Pb SIMS	86 ± 1			****
171	GV1583-2	Гранит (Монцогранит)	44°33'00" N	134°15'00" E	Бисерский (Садовый)	ИС	П		U-Th-Pb	86.0±0.8			Jahn et al., 2015

172	16033	риодацит приморский комплекс	47°01'17" N	138°25'19" E		MC	B		U-Pb SIMS	86.3	III	K ₂ st	****
173	P16-28	риолит	45°03'11" N	136°30'47" E		MC	B		U-Pb	86.8±0.8		K ₂ k	Wu et al., 2022
174	16343	Гранодиорит	53°59'15" N	139°05'58" E		MC	П		U-Pb SIMS	86.92 ± 0.76			****
175	16342	Кварцевый монцодиорит нижнеамурский комплекс	53°51'52" N	139°21'56" E		MC	П		U-Pb SIMS	87.2 ± 1.2			****
176	KN16-89	Гранодиорит	50°05'46" N	140°40'19" E		MC	П		U-Pb	87.4±0.9			Wu et al., 2022
177	16322	Кварцевый монцодиорит-порфир	53°32'18" N	139°03'33" E		MC	П		U-Pb SIMS	87.5 ± 0.7			****
178	14076	Гранодиорит синегорский комплекс	44°27'09.36" N	132°59'17.21" E		MC	П		U-Pb SIMS	88 ± 1			****
179	RPM29	Гранитоиды	42°43'46.1" N	133°04'24.2" E	Врангель	MC	П		U-Th-Pb	88.1±1.1			Tsutsumi et al., 2016
180	16324	Кварцевый монцодиорит	53°29'07" N	139°12'28" E		MC	П		U-Pb SIMS	88.2 ± 1			****
181	GV1774	Гранит	45°10'00" N	134°50'00" E	Ладошинское	ИС	П		U-Th-Pb	88.3±0.8			Jahn et al., 2015
182	16323	Монцогранодиорит-порфир	53°31'47" N	139°08'24" E		MC	П		U-Pb SIMS	88.8 ± 0.7			****
183	RPM37	Гранитоиды	43°28'49.6" N	133°47'32.8" E		MC	П		U-Th-Pb	89.3±2.7			Tsutsumi et al., 2016
184	P16-05	Порфиновый риолит	46°58'34" N	137°52'26" E		ИС	B		U-Pb	89.8±0.6			Wu et al., 2022
185	16037	Гранит улунгинский	47°03'22" N	137°50'54" E		ИС	П		U-Pb SIMS	90		K ₂ t	****
186	16330	Андезит больбинская свита	53°57'09" N	139°51'09" E		MC	B		U-Pb SIMS	90.78			****
187	P16-07	Гранодиорит	46°54'00" N	137°47'20" E		ИС	П		U-Pb	90.8±1.0			Wu et al., 2022
188	ЧГ-410	Гранит	50°35'00" N	136°10'00" E	Чалба	ИС	П		U-Th-Pb	91.5±0.8			Jahn et al., 2015
189	ЧГ-8233	Гранит	50°40'02.28" N	136°09'43.7" E	Чалбинский	ИС	П		U-Pb	91.5±0.8			Гоневчук и др., 2015
190	RPM32	Гранитоиды	42°46'55.4" N	133°07'54.7" E	Врангель	MC	П		U-Th-Pb	91.7±4.1			Tsutsumi et al., 2016
191	P16-06	Порфиновый андезит	46°56'38" N	137°48'29" E		ИС	B		U-Pb	91.9±0.9			Wu et al., 2022
192	14RF37	Сиеногранит	43°28'49" N	133°47'34" E	Беневское	MC	П		Pb-U	92±1			Tang et al., 2016
193	ЧГ-333	Монцогранит	50°40'02.28" N	136°09'43.7" E	Чалбинский	ИС	П		U-Pb	92.4			Гоневчук и др., 2015
194	ЧГ-332	Гранит (монцогранит)	50°35'00" N	136°00'00" E	Силинский	ИС	П		U-Th-Pb	92.4±0.8			Jahn et al., 2015

195	16337	Монцодиорит нижнеамурский комплекс	53°24'47" N	139°56'26" E		МС	П		U-Pb SIMS	92.7 ± 1.1	III	K _{2t}	****
196	16040	Гранодиорит улунгинский комплекс	46°51'38" N	137°57'27" E		МС	П		U-Pb SIMS	92.9			****
197	8-881-2	Гранодиорит	42°41'04" N	133°02'18" E	Врангель	МС	П		U-Th-Pb	92.9±0.9			Jahn et al., 2015
198	16038	Гранодиорит улунгинский комплекс	46°52'16" N	137°50'55" E		МС	П		U-Pb SIMS	93			****
199	ИП-34-1	Монцодиорит-порфир	50°08'48.57" N	137°42'45.05" E	Понийское рудное поле	МС	П		U-Pb	93.3±1.2			Петров и др., 2020
200	13151	Гранит нижнеамурский комплекс третья фаза	50°22'19" N	139°18'49" E		МС	П		U-Pb SIMS	93.9 ± 0.7			****
201	16036	Гранит улунгинский	47°01'20" N	137°43'60" E		ИС	П		U-Pb SIMS	94	II	K _{2s}	****
202	16039	Диорит улунгинский комплекс	46°51'38" N	137°50'41" E		МС	П		U-Pb SIMS	94			****
203	16336	Монцодиорит нижнеамурский комплекс	53°23'52" N	139°53'03" E		МС	П		U-Pb SIMS	94 ± 1			****
204	ЦП-719/1	Гранодиорит	45°46'22.03" N	135°34'52.62" E	Усть- Арминский	ИС	П		U-Pb	94.0±0.7			Сахно и др., 2016
205	13331	Диорит татибинский комплекс	45°33'07" N	135°50'22" E		ИС	П		U-Pb SIMS	96.2 ± 1			****
206	ЕК-2157	Гранодиорит	45°31'05.88" N	135°36'21.6" E	Присковый	ИС	П		U-Pb	96.5±1.2			****
207	ЕК-2159	Гранодиорит	45°31'10.46" N	135°36'18.96" E	Присковый	МС	П		U-Pb	96.61±0.88			****
208	13330	Монцодиорит татибинский комплекс	45°27'43" N	135°15'52" E		ИС	П		U-Pb SIMS	97 ± 1			****
209	ЦП-723	Гранодиорит	45°32'17.12" N	135°28'04.17" E	Присковый	МС	П		U-Pb	97.0±1			Сахно и др., 2016
210	ИМ-288	Диорит	49°54'00.87" N	136°49'14.31" E	Малмыжское рудное поле (Боккинский массив)	МС	П		U-Pb	97.2±1.1			Петров и др., 2020
211	17521	Диорит-порфирит иорханский комплекс	50°19'20" N	132°49'15" E		ИС	П		U-Pb SIMS	97.4 ± 6.5			****

212	17524	Диорит ургальская серия (дубликанская и солонийская свиты объединенные)	50°12'40" N	132°41'50" E		ИС	П		U-Pb SIMS	97.4 ± 6.5	II	K _{2s}	****
213	47	Диорит	50°13'36.22" N	132°41'47.96" E		ИС	П	I-тип	SHRIMP	97.4±6.5			Петров и др., 2015
214	50	Габбро	45°09'23" N	134°18'11.4" E		МС	П		SHRIMP	97.8±1.0			Петров и др., 2015
215	17286	Гранодиорит Татибинский комплекс.	46°10'59" N	136°08'46" E		ИС	П		U-Pb SIMS	99 ± 1			****
216	ЦП-549/2	Гранодиорит	45°31'26" N	135°22'26.48" E	Приисковый	МС	П	I-тип	U-Pb	99.0±1.2			Сахно и др., 2016
217	ГВ-1365	Кварцевый диорит	44°32'41.89" N	134°45'59.51" E	Березовский	ИС	П		U-Pb	99.3±1.5			Гоневчук и др., 2015
218	ИМ-2017Del	Срх диорит	49°53'29.33" N	136°48'57.37" E	Малмыжское рудное поле (Боккинский массив)	МС	П		U-Pb	99.4±1.3			Петров и др., 2020
219	17280	Диорит татибинский комплекс	46°21'52" N	136°03'31" E		ИС	П		U-Pb SIMS	100 ± 0.6			****
220	17281	Диорит татибинский комплекс	46°18'58" N	136°09'47" E		ИС	П		U-Pb SIMS	100 ± 0.6			****
221	91	Гранодиорит	43°40'03" N	134°13'32" E		ИС	П		SHRIMP	100.0±1.5			Петров и др., 2015
222	2154	Монцогаббро улунгинский комплекс	43°38'06" N	134°11'43" E		ИС	П		U-Pb SIMS	100.2 ± 1.6			****
223	100	Ол Норит	43°38'06" N	134°11'43" E		ИС	П		SHRIMP	100.2±1.6			Петров и др., 2015
224	104	Гранодиорит	46°27'12.84" N	135°51'42.17" E		ИС	П		SHRIMP	100.5±0.9			Сахно, 2012
225	12253	Диорит иорханский	50°13'38" N	132°40'43" E		ИС	П		U-Pb SIMS	101 ± 2		K _{1al}	****
226	17536	Диорит ургальская серия (дубликанская и солонийская свиты объединенные)	50°13'25" N	132°43'00" E		ИС	П		U-Pb SIMS	101 ± 2			****
227	113	Диорит	50°13'37.75" N	132°40'43.32" E		ИС	П		SHRIMP	101.0±2.0			Петров и др., 2015
228	RPM38	Гранитоиды	43°28'19.2" N	133°50'27.2" E		МС	П		U-Th-Pb	101.2±1.7			Tsutsumi et al., 2016
229	124	Гранодиорит	45°31'45.09" N	135°29'04.96" E	Приисковый	МС	П		SHRIMP	101.5±0.7			Петров и др., 2015
230	Cha2404	Риодацит	43°21'35.07" N	131°33'24.03" E		?	В		U-Pb	101.7±1.0			Wu et al., 2017
231	141	QДиорит	50°19'16.47" N	132°49'09.6" E		ИС	П		SHRIMP	102.0±1.0			Петров и др., 2015
232	SAL-45	Гранит	44°26'29" N	134°40'48" E		ИС	П		LA-ICPMS	102.0±1.0			Zhao et al., 2017
233	ГВ-1357	Монцонит	44°28'58.04" N	134°44'10.75" E	Березовский	ИС	П		U-Pb	102±8			Гоневчук и др., 2015
234	151	Монцогранит	42°43'06.8" N	133°11'15.3" E		МС	П	I-тип	SHRIMP	102.6±2.7			Петров и др., 2015

235	-	Кварцевый монцонит	45°36'57.42" N	135°56'14.27" E		ИС	П		U-Pb	103	II	K _{1al}	Сахно и др., 2016
236	17522	Диорит-порфирит иорханский комплекс	50°08'35" N	132°42'50" E		ИС	П		U-Pb SIMS	103 ± 1			****
237	960	Андезит	52°46'20" N	132°37'17" E		МС	В		U-Pb	103 ± 7			****
238	157	Q Диорит	50°08'35.45" N	132°42'48.75" E		ИС	П	I-тип	SHRIMP	103.0±1.0			Петров и др., 2015
239	160	Монцогранит	46°26'26.86" N	135°52'16.4" E		ИС	П	I-тип	SHRIMP	103.0±1.5			Сахно, 2012
240	17285	Монцонит татибинский комплекс	46°14'37" N	136°40'17" E		ИС	П		U-Pb SIMS	103.14 ± 0.92			****
241	8-02-26	Гранат-биотитовый лейкогранит	42°45'51.32" N	133°21'54.88" E	Успенский	ИС	П	S-тип	U-Pb	103.3±2.4			Ханчук и др., 2008
242	17279	Гранодиорит татибинский комплекс	46°22'50" N	136°02'45" E		ИС	П		U-Pb SIMS	103.4 ± 1.1			****
243	Cha2324	Дациг	44°27'27.01" N	132°14'26.04" E		?	В		U-Pb	103.4±1.4			Wu et al., 2017
244	173	Гранит	45°03'38" N	134°28'58" E		МС	П	A-тип	SHRIMP	103.5±0.8			Alenicheva et al., 2008
245	A-189	Кварцевый монцодиорит	44°07'53.26" N	134°24'50.18" E	Соболиный	ИС	П		U-Pb	103.5±1.5			Гоневчук и др., 2015
246	175	Q Монцонит	44°11'35" N	134°26'14.99" E		ИС	П		SHRIMP	103.5±1.5			Сахно и др., 2016
247	176	Гранит	45°07'07.33" N	134°30'09.53" E		МС	П		SHRIMP	103.5±2.0			Alenicheva et al., 2008
248	8-02-24	Гранодиорит	42°47'31.34" N	133°28'33.39" E	Успенский	ИС	П		U-Pb	103.8±4.6			Ханчук и др., 2008
249	17284	Монцонит татибинский комплекс	46°15'46" N	136°39'58" E		ИС	П		U-Pb SIMS	104.85 ± 0.84			****
250	194	Гранодиорит	46°27'12.84" N	135°51'42.17" E		ИС	П		SHRIMP	104.9±1.3			Сахно, 2012
251	211	Гранит	45°04'40" N	134°33'00" E		МС	П		SHRIMP	105.2±2.2			Петров и др., 2015
252	212	Монцодиорит	45°13'14.03" N	135°00'06.99" E		ИС	П		SHRIMP	105.3±1.0			Сахно В.Г. и др., 2013
253	218	Монцодиорит	45°36'28.36" N	135°55'47.38" E		ИС	П		SHRIMP	105.5±1.0			Петров и др., 2015
254	221	Монцогранит	45°06'59.98" N	134°30'00" E		МС	П		SHRIMP	105.6±0.6			Петров и др., 2015
255	225	Qмонцодиорит	47°03'28" N	134°30'48.5" E		МС	П	I-тип	SHRIMP	105.6±2.1			Сахно, 2012
256	RPM45	Гранитоиды	42°59'34.4" N	133°41'32.9" E		ИС	П		U-Th-Pb	105.7±11.4			Tsutsumi et al., 2016
257	227	Гранодиорит	45°03'34.81" N	134°29'06.23" E		МС	П		SHRIMP	105.8±1.0			Alenicheva et al., 2008
258	8-872-1	Гранодиорит	46°24'13" N	135°49'38" E	Дальненский	ИС	П		U-Th-Pb	105.9±1.0			Jahn et al., 2015
259	KN16-103c	Гранит	49°23'20" N	137°40'48" E		ИС	П		U-Pb	106.2±0.6			Wu et al., 2022
260	KN16-110	Гранит	49°15'04" N	138°11'35" E		ИС	П		U-Pb	106.6±1.0			Wu et al., 2022

261	ЦП-572	Монцодиорит	45°21'49.76" N	135°45'54.75" E		ИС	П		U-Pb	107.1±1.3	II	K _{1al}	Сахно и др., 2016
262	КН16-105a	Гранит	49°21'14" N	137°47'49" E		ИС	П		U-Pb	107.8±0.9			Wu et al., 2022
263	КН16-105б	Гранодиорит	49°21'14" N	137°47'49" E		ИС	П		U-Pb	107.9±0.8			Wu et al., 2022
264	КН16-81a	Андезит	50°11'38" N	139°00'40" E		ИС	В		U-Pb	108			Wu et al., 2022
265	8-11-51/3	Кварцевый монцодиорит (Монцодиорит)	47°02'53" N	134°30'23" E		МС	П		U-Th-Pb	108.1±1.1			Jahn et al., 2015
266	АН-2-11	Гранит (меланогранит)	49°20'48" N	137°48'11" E		ИС	П		U-Th-Pb	108.1±1.3			Jahn et al., 2015
267	КН16-67	Гранит	49°52'44" N	138°10'37" E		ИС	П		U-Pb	108.3±1.3			Wu et al., 2022
268	КН16-114a	Гранит	49°16'19" N	138°49'52" E		ИС	П		U-Pb	108.6±1.2			Wu et al., 2022
269	8-871-1	Гранодиорит (меланогранит)	46°30'03" N	135°53'48" E	Восток 2	ИС	П		U-Th-Pb	108.8±0.8			Jahn et al., 2015
270	КН16-103б	Гранит	49°23'20" N	137°40'48" E		ИС	П		U-Pb	109.3±1.7			Wu et al., 2022
271	КН16-64	Гранит	49°36'54" N	138°28'41" E		ИС	П		U-Pb	109.4±1.9	I	K _{1a}	Wu et al., 2022
272	КН16-56	Гранит	49°58'52" N	137°55'26" E		ИС	П		U-Pb	110.5±0.9			Wu et al., 2022
273	1320	Риодацит первомайский комплекс	44°52'41.31" N	131°10'07.64" E		МС	В		U-Pb	114±1.2			****
274	ЕК-2153	Гранодиорит	47°53'31.15" N	136°10'37.81" E	Сидимийский	МС	П		U-Pb	115.19±0.45			***
275	1321	Гранит-порфир первомайский комплекс	44°53'25.67" N	131°07'46.08" E		МС	П		U-Pb	117±2			****
276	ЕК-2155	Гранодиорит	47°49'36.34" N	136°09'42.86" E	Сидимийский	ИС	П		U-Pb	119.1±0.88			****
277	КН16-102б	Гранит	49°58'05" N	139°02'24" E		ИС	П		U-Pb	122.3±2.0			Wu et al., 2022
278	КН16-72	Гранодиорит	50°04'37" N	137°57'58" E		ИС	П		U-Pb	123.9±0.9			Wu et al., 2022
279	КН16-60	Гранодиорит	49°46'08" N	138°21'54" E		ИС	П		U-Pb	125.7±1.2		K _{1br}	Wu et al., 2022
280	13153	Гранит хунгарийский	49°58'05" N	139°02'21" E		ИС	П		U-Pb SIMS	127.7 ± 1.2			****
281	13152	Лейкогранит хунгарийский комплекс гранитов высокоглиноземистых вторая фаза	49°58'05" N	139°02'21" E		ИС	П		U-Pb SIMS	127.8 ± 0.98			****
282	АГ-412	Гранит	47°06'20.34" N	134°34'21.22" E	Горбунский	ИС	П		U-Pb	131±2	I	K _{1g}	Гоневчук и др., 2015
283	8-11-54/1	Гранит (монцогранит)	47°02'05" N	134°35'24" E	Горбунский	ИС	П		U-Th-Pb	131.4±2.0			Jahn et al., 2015

* П- плутоническая, В - вулканическая порода

** Общая стратиграфическая шкала // ВСЕГЕИ: МСК, 2022. Режим доступа:

https://vsegei.ru/ru/about/msk/str_scale/str_sch-2-2022.jpg

*** Авторские анализы. Работы по определению радиологического возраста выполнялись на ионном микроанализаторе SHRIMP-II в ЦИИ ФГУП «ВСЕГЕИ» U-Pb методом изотопного датирования по акцессорным цирконам (рис. Т1,Т2).

**** БД "Геохронология" <http://geochron-atlas.vsegei.ru/>

ИС - ильменитовая серия, МС - магнетитовая серия, ? - нерасчленная серия

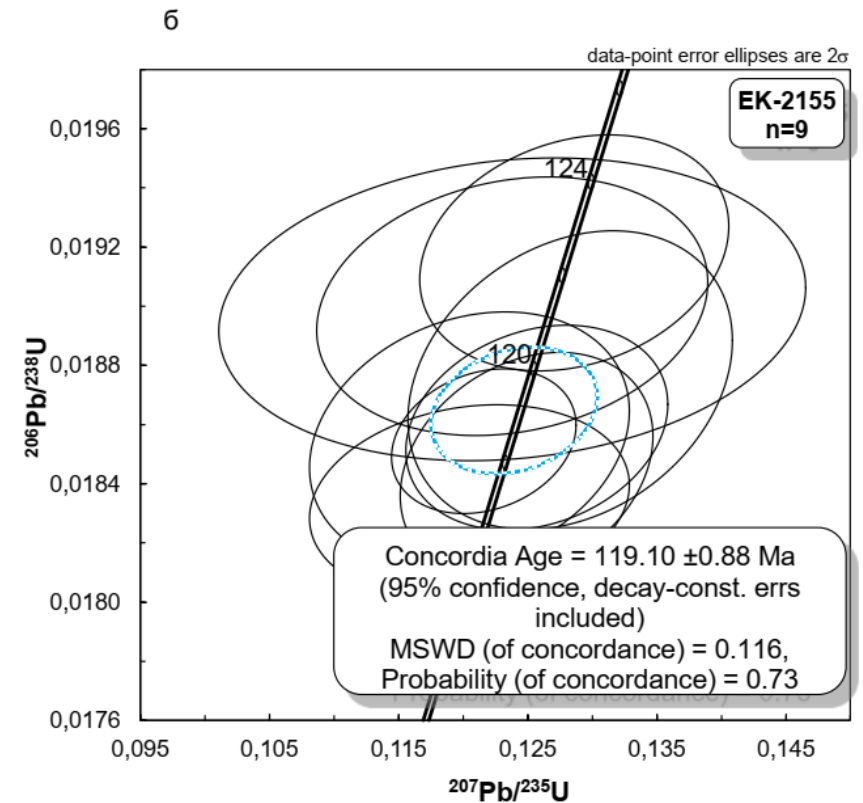
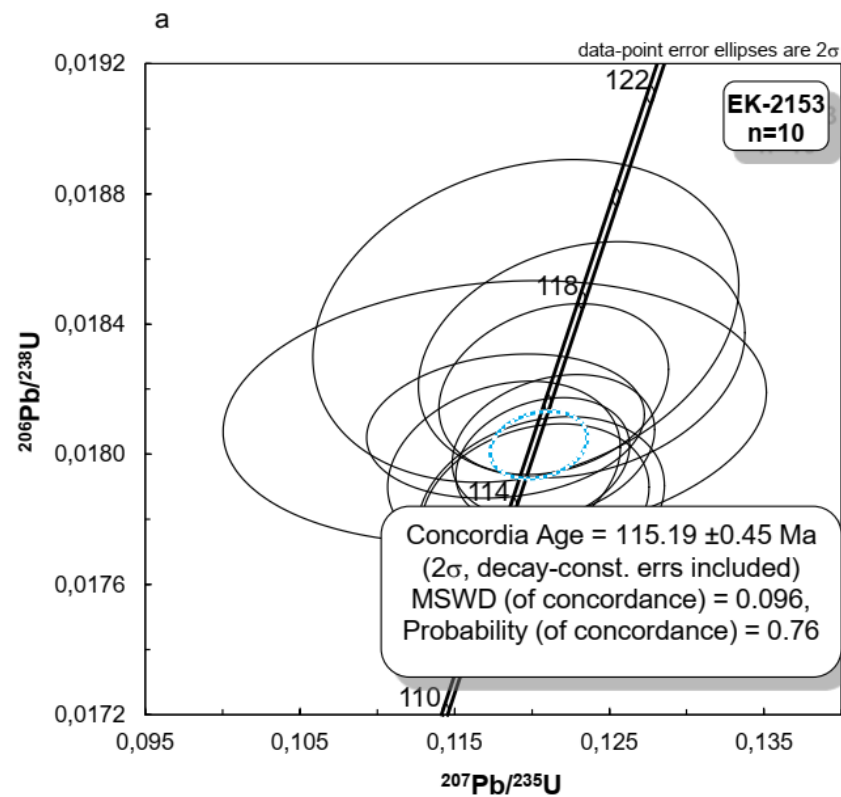


Рисунок Т2.1 Результаты U-Pb датирования интрузивных пород Южного Сидимийского массива на примере образцов ЕК-2153 и ЕК-2155. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ диаграммы с конкордиями для цирконов из гранодиоритов, характеризующих возраст магматической кристаллизации пород: а - ЕК-2153, б - ЕК-2155

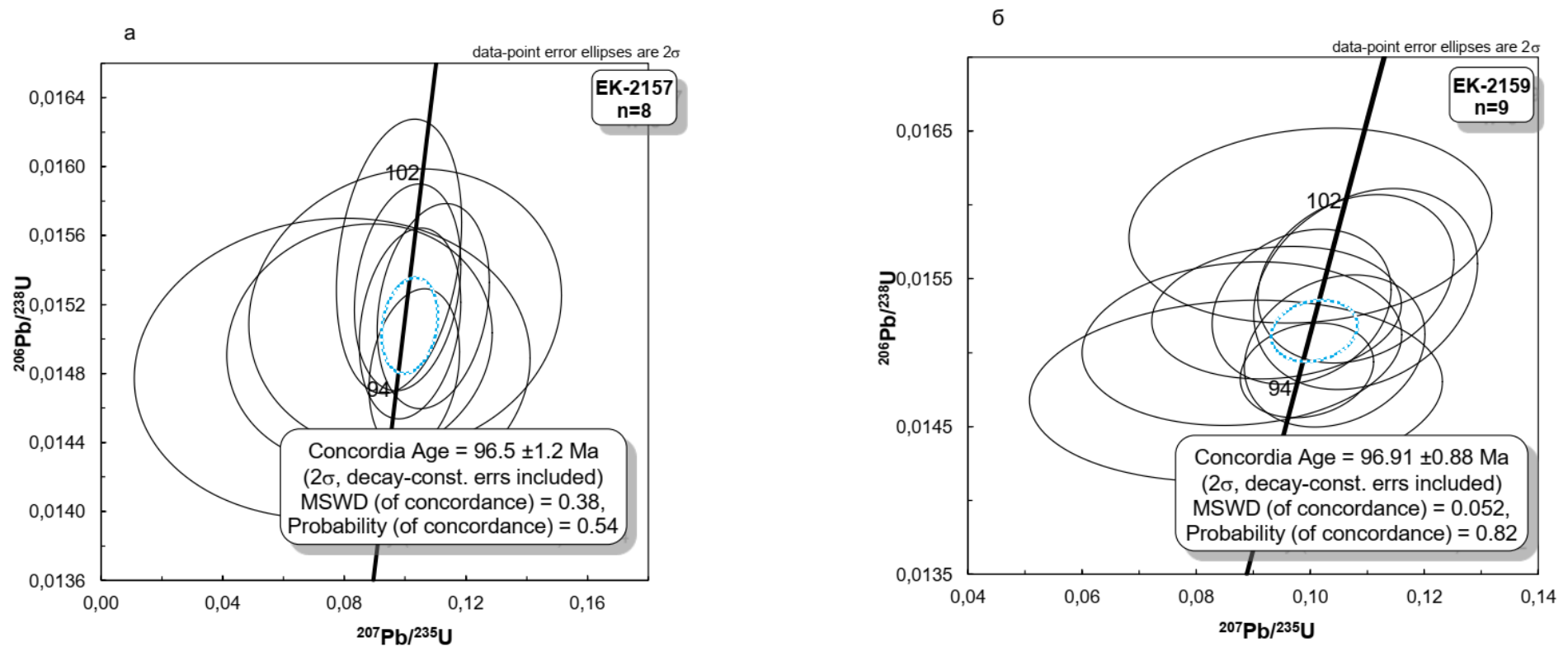


Рисунок Т2.2 Результаты U-Pb датирования интрузивных пород Приискового массива на примере образцов ЕК-2157 и ЕК-2159. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ диаграммы с конкордиями для цирконов из гранодиоритов, характеризующих возраст магматической кристаллизации пород: а - ЕК-2157, б - ЕК-2159