

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева
Сибирского отделения Российской академии наук

На правах рукописи

ПЕРФИЛОВА АЛИНА АЛЕКСАНДРОВНА

**Возраст, состав и источники сноса палеозойских граувакковых песчаников
Центрального и Восточного Казахстана**

Научная специальность 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
Сафонова Инна Юрьевна

Новосибирск

2023

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУР ЦЕНТРАЛЬНОГО И ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА	13
1.1. Введение	13
1.2. Главные геологические структуры Центрального и Восточного Казахстана ...	15
<i>1.2.1 Основные черты геологического строения Центрального Казахстана</i>	17
<i>1.2.2. Основные черты геологического строения Восточного Казахстана</i>	21
1.3. Геологическое строение Итмурундинской зоны Центрального Казахстана	25
1.4. Геологическое строение Тектурмасского пояса Центрального Казахстана	40
1.5. Геологическое строение Жарминской зоны Восточного Казахстана	50
1.6. Геологическое строение Чарской зоны Восточного Казахстана	54
ГЛАВА 2. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ПРАКТИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ГРАУВАККОВЫХ ПЕСЧАНИКОВ	59
2.1. Определение термина «граувакковый песчаник»	59
2.2. Особенности полевого исследования граувакковых песчаников	60
2.3. Петрографическое изучение граувакковых песчаников	63
2.4. U-Pb датирование обломочных цирконов из песчаников	67
2.5. Геохимические особенности граувакк	70
2.6. Изотопные исследования	75
<i>2.6.1. Sm-Nd изотопный анализ</i>	75
<i>2.6.2. Lu-Hf изотопный анализ</i>	76
ГЛАВА 3. РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ГРАУВАККОВЫХ ПЕСЧАНИКОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА	78
3.1. Итмурундинская зона (Центральный Казахстан)	78
<i>3.1.1. Участки Центральный-1 и Центральный-2</i>	78
<i>3.1.2. Участки Восточный-1 и Восточный-2</i>	83
3.2. Тектурмасский пояс (Центральный Казахстан)	84
3.3. Жарминская зона (Восточный Казахстан)	87
3.4. Чарская зона (Восточный Казахстан)	90

ГЛАВА 4. ВЕЩЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕСЧАНИКОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА	96
4.1. Итмурундинская зона (Центральный Казахстан)	96
4.1.1. Петрографическая характеристика	96
4.1.2. Геохимическая характеристика	99
4.1.3. Изотопный состав.....	104
4.2. Тектурмасский пояс (Центральный Казахстан)	105
4.2.1. Петрографическое описание	105
4.2.2. Геохимическая характеристика	108
4.2.3. Изотопный состав.....	110
4.3. Жарминская зона (Восточный Казахстан)	112
4.3.1. Петрографическое описание	112
4.3.2. Геохимическая характеристика	115
4.3.3. Изотопный состав.....	117
4.4. Чарская зона (Восточный Казахстан)	119
4.4.1. Петрографическое описание	119
4.4.2. Геохимическая характеристика	121
4.4.3. Изотопный состав.....	123
ГЛАВА 5. СОСТАВ И ВОЗРАСТ ИСТОЧНИКОВ СНОСА ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАУВАККОВЫХ ПЕСЧАНИКОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА	126
5.1. Состав магматических пород питающей провинции и их геодинамическая позиция	126
5.1.1. Центральный Казахстан	126
5.1.2. Восточный Казахстан	131
5.2. Возраст магматизма и нижней границы осадконакопления	132
5.2.1. Центральный Казахстан	132
5.2.2. Восточный Казахстан	135
5.3. Источники сноса и обстановки накопления граувакковых песчаников	138
5.3.1. Центральный Казахстан	138
5.3.2. Восточный Казахстан	142
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	148
ПРИЛОЖЕНИЯ	180

ВВЕДЕНИЕ

Субдукция океанической коры и образование связанных с ней магматических и осадочных комплексов на конвергентных окраинах тихоокеанского типа (КОТТ) являются важнейшими процессами в геологической истории Земли. В процессе субдукции генерируется магматизм внутриокеанических и континентальных дуг и формируются складчатые пояса тихоокеанского типа. С внутриокеаническими магматическими дугами связано образование основного объёма ювенильной континентальной коры на Земле (рис. 01). Складчатые пояса тихоокеанского типа являются архивами эволюции древних океанов от момента их открытия до закрытия, поэтому изучение таких поясов является важнейшей задачей при исследовании геологической истории эволюции Земли. В состав складчатых поясов тихоокеанского типа входят магматические дуги (внутриокеанические и континентальные) со смежными аккреционными призмами (Ханчук и др., 1989; Isozaki et al., 1990; Maruyama, 1997).

Аккреционные комплексы (призмы)¹ состоят из фрагментов океанической коры, которые отделяются от субдуцирующей океанической плиты, а также из обломочного материала, поступающего как с островной дуги или активной континентальной окраины, так и с более древних, аккрецированных ранее фрагментов (Isozaki et al., 1990; Соколов, 1992; Кемкин, Ханчук, 1993; Maruyama, 1997; Кемкин, 2003; Wakita, Metcalf, 2005; Голозубов, 2006; Safonova, 2009; Kusky et al., 2013; Kemkin et al., 2016).

Магматические дуги, образованные на КОТТ, могут быть разрушены в результате поверхностной и/или субдукционной эрозии (Scholl, von Huene, 2007; Isozaki et al., 2010; Stern, 2011; Сафонова, Ханчук, 2021 и др.). Разрушение островодужных магматических

¹*Аккреционные призмы* представляют деформированный комплекс пород островодужного (континентального) океанического происхождения, формирующийся в основании островодужного (материкового) склона над погружающейся океанической плитой. Они могут включать крупные фрагменты экзотических пород разного генезиса (континентального, островодужного, океанического), соскобленные с океанических плит. При обилии таких оторженцев призмы приобретают блоково-чешуйчатое или хаотическое строение типа меланжей. Подобные структуры принято называть аккреционными клиньями (Соколов, 1992).

Аккреционные призмы имеют расслоенное строение и сложены чередующимися турбидитовыми и олистостромовыми толщами с включениями палео-океанических, редко континентальных образований, а также пакетами пластин с постепенными переходами от океанических кремней к турбидитам (Ханчук, 1993).

Аккреционные призмы – это сложнодислоцированные тектоно-седиментационные комплексы, образующиеся в основании континентальных и островодужных склонов в результате причленения разрозненных фрагментов осадочного чехла и положительных морфоструктур океанической литосферы в ходе субдукции. Формирование призм сопровождается счешуиванием субдуцирующихся осадков желоба, а также подслаиванием и дуплексированием океанических пород, поэтому они характеризуются сложным чешуйчато-поддвиговым строением и представлены многократным чередованием тектонических пластин и блоков, сложенных океаническими (пелагическими и гемипелагическими отложениями и фрагментами подводных гор), окраинно-океаническими (песчано-сланцевыми толщами) и меланжевыми (хаотическими) образованиями (Кемкин, 2010).

пород и снос эродированного материала в преддуговой бассейн и глубоководный желоб приводит к формированию характерных обломочных пород – граувакковых песчаников. Такие песчаники, связанные с внутриокеаническими зонами субдукции, по валовому составу практически идентичны магматическим продуктам «материнских» дуг и содержат обломочные цирконы, возраст которых отвечает времени надсубдукционного магматизма. Напротив, песчаники континентальных дуг отражают в своем составе увеличение доли сиалических источников сноса и содержат более древние обломочные цирконы, чем ассоциирующие субдукционные магматические породы. При субдукции и закрытии океана магматические дуги могут быть частично или даже полностью уничтожены вследствие субдукционной эрозии или скрыты под надвигами. В подобных ситуациях продукты размыва дуг, сохраняющиеся в граувакковых толщах, несут важнейшую информацию о характере и возрасте островодужных систем. Если геохимические характеристики песчаников соответствует среднему составу основных и средних островодужных магматических серий (толеитовые и известково-щелочные базальты и андезиты), их изотопный состав соответствует ювенильной коре (положительные $\epsilon Nd(t)$ по породе и $\epsilon Hf(t)$ в цирконах), а распределение U-Pb возрастов обломочных цирконов из песчаников имеет унимодальный характер, то исходная дуга была внутриокеаническая. Если состав песчаников предполагает доминирование в источниках сноса андезитов и кислых разностей (дациты-гранодиориты и риолиты-граниты), их величины $\epsilon Nd(t)$ и $\epsilon Hf(t)$ имеют отрицательные значения, а распределение U-Pb возрастов обломочных цирконов полимодальное, то разрушалась, скорее всего, континентальная дуга (или активная континентальная окраина) (Dickinson, Suczek, 1979; Bhatia, Crook, 1986; Zhang, 2004; Long et al., 2010, 2012 и др.). В процессе субдукции и аккреции песчаники, накапливающиеся в глубоководном желобе, входят в состав аккреционной призмы вместе с породами океанического происхождения (Maruyama et al., 2010; Kusky et al., 2013; Safonova et al., 2016, 2021, 2022).

Во внутриконтинентальных орогенах, таких как Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП) – крупнейший фанерозойский ороген мира, образованный в ходе эволюции и закрытия Палеоазиатского океана (ПАО) (Зоненшайн и др., 1990; Dobretsov et al., 1995; Buslov et al., 2001; Jahn, 2004; Kröner et al., 2007, 2014; Windley et al., 2007; Ярмолук и др., 2012; Safonova, 2009, 2017 и др.), песчаники входят в состав аккреционных комплексов, а также широко развиты в разрезах преддуговых и задуговых бассейнов (Isozaki et al., 1990). В состав ЦАСП входят образования аккреционных и надсубдукционных комплексов, офиолитовые пояса, вулканоплутонические пояса и многочисленные докембрийские микроконтиненты (Jahn, 2004; Windley et al., 2007; Xiao et al., 2010, 2020; Safonova et al.,

2017, 2018). Из-за сложной структуры ЦАСП вопрос о природе (ювенильной или рециклированной) и балансе коры по-прежнему остается дискуссионным (Kröner et al., 2014, 2017; Safonova et al., 2011; Safonova, 2017). Основным препятствием в решении этого вопроса является процесс эрозии островных дуг, сложенных магматическими комплексами с ювенильными характеристиками. Этот фактор влияет на баланс ювенильной и рециклированной коры и его смещение в пользу последней, что может привести к ошибочным интерпретациям (Safonova, 2017; Safonova et al., 2021; Konopelko et al., 2021).

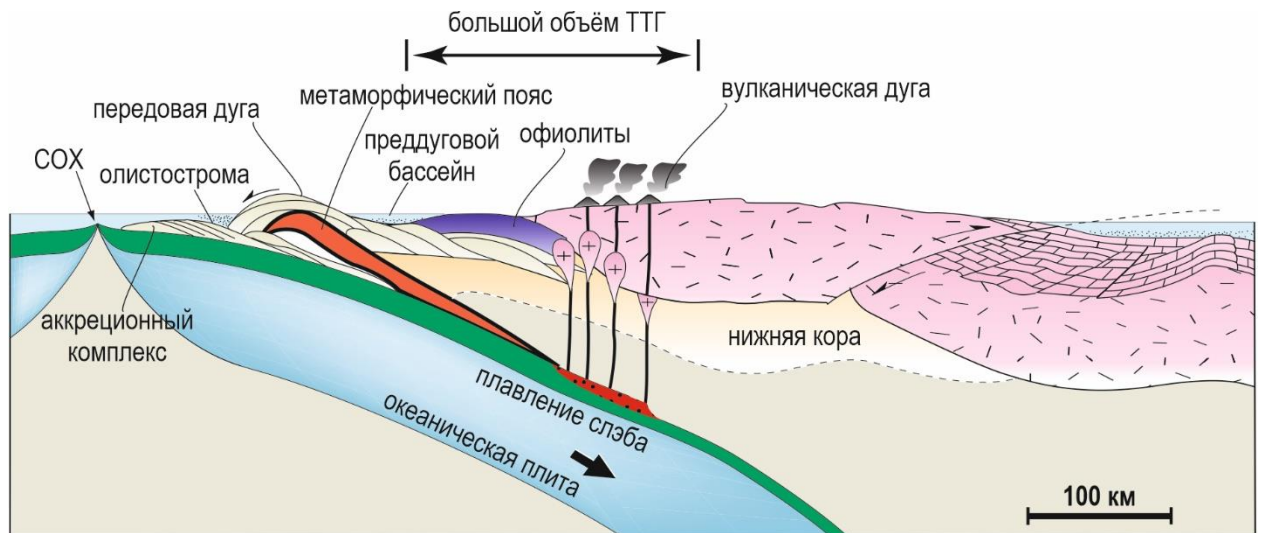


Рис. 01. Схематическое строение конвергентной окраины тихоокеанского типа (КОТТ) по (Maruyama et al., 2011).

U-Pb датирование обломочных цирконов и комплексное изучение вещественного состава обломочных пород позволяет установить природу материнской магматической дуги – внутриокеаническую, т.е. сложенную магматическими породами с ювенильными изотопными характеристиками, или континентальную, сложенную в том числе и рециклированным материалом. Такие исследования стали проводиться относительно недавно и к настоящему времени имеются данные по U-Pb датированию цирконов, реже – геохимические и изотопные данные, для отдельных регионов Китая (Long et al., 2010, 2012; Jiang et al., 2011; Chen et al., 2016, 2017), Горного Алтая (Chen et al., 2016; Kruk et al., 2018), Монголии (Bold et al., 2016; Jiang et al., 2017; Lu et al., 2020), Киргизии (Rojas-Agramonte et al., 2014; Biske et al., 2019) и Западного Прибайкалья (Школьник, Макрыгина, 2017). При этом практически нет работ, рассматривающих всю совокупность данных по таким породам (геологических, петрографических, геохимических, изотопных) (Lu et al., 2020). Для западной части ЦАСП, в первую очередь для Казахстана, таких данных ранее представлено не было. Соискателем и ее коллегами получены первые комплексные данные по граувакковым песчаникам Центрального и Восточного Казахстана (Перфилова и др.,

2018, 2020, 2021, 2022а, б; Safonova et al., 2021, 2022). Данная диссертационная работа нацелена на изучение граувакковых песчаников из аккреционных комплексов, преддуговых и задуговых прогибов в структурах западной части ЦАСП.

Объекты, цели и задачи исследования.

Объектами исследования являются песчаники в составе аккреционных комплексов, преддуговых и задуговых прогибов Итмурундинской зоны и Тектурмасского пояса Центрального Казахстана, Жарминской и Чарской зон Восточного Казахстана. Аккреционные комплексы (АК), входящие в состав этих зон, были образованы в позднем ордовике и раннем силуре (Центральный Казахстан) и в позднем девоне и раннем карбоне (Восточный Казахстан).

Целью исследования является определение геологического положения, петрографического и геохимического состава, возраста и источников сноса песчаников Итмурундинской зоны и Тектурмасского пояса Центрального Казахстана, Жарминской и Чарской зон Восточного Казахстана.

Для достижения поставленной цели решались следующие *задачи*:

1. Изучение соотношений песчаников с осадочными и вулканическими породами в опорных разрезах, составление геологических схем и тектоно-стратиграфических колонок для ключевых участков работ.
2. U-Pb датирование обломочных цирконов из песчаников для определения возраста магматических пород в питающей провинции и нижней границы осадконакопления.
3. Детальная характеристика петрографического, геохимического и изотопного состава песчаников для их классификации, определения состава магматических пород в питающей провинции и типа источника (ювенильного или рециклированного).
4. Определение природы материнских магматических дуг (внутриокеаническая или континентальная) в источниках сноса изученных песчаников.

Фактический материал. В основу диссертации положены коллекции образцов, отобранных в ходе экспедиционных работ 2016-2021 гг. с участием автора и сотрудников Лаборатории эволюции палеоокеанов и мантийного магматизма НГУ и Лаборатории петрологии и рудоносности магматических формаций ИГМ СО РАН. Были изучены геологические разрезы и схемы, составлены тектоно-стратиграфические колонки, отобраны образцы горных пород для петрографических, геохронологических, и изотопно-геохимических исследований.

Методы исследования. Петрографический анализ проведен для 62 образцов песчаников с помощью метода оптической микроскопии на поляризационном микроскопе Carl Zeiss Axio.1. Подсчет минеральных компонентов в шлифах был выполнен с помощью

масштабной линейки, встроенной в окуляр (цена деления шкалы для микроскопа Carl Zeiss Axio.1 – 0.04 мм). Для каждого из 32 петрографических шлифов было посчитано не менее 300 зёрен.

Для выделения цирконов, проведения U-Pb датирования и исследования изотопной систематики Lu-Hf обломочных цирконов были отобраны пробы песчаников весом от 5 до 15 кг. Исследования проводились методом масс-спектрометрии на индуктивно-связанной плазме с установкой лазерной абляции (ЛА-ИСП-МС) в аналитических лабораториях университетов России, Китая и Японии: 1) в Университете Гакусюин (Япония) на масс-спектрометре высокого разрешения Agilent 8800 (США) (Чарская зона; U-Pb датирование); 2) в Университете Гонконга (Китай) на масс-спектрометре Resonetics Resolution M-50-HR (Итмурундинская, Жарминская и Чарская зоны; U-Pb датирование, Lu-Hf изотопия); 3) в Университете Нанкина (Китай) на мульти-коллекторном масс-спектрометре Neptune с лазерной установкой NW UP-193 FX LA (Жарминская и Чарская зоны; Lu-Hf изотопия); 4) в Университете наук Окаямы (Япония) на масс-спектрометре высокого разрешения iCAP-RQ (Thermo Fisher Scientific, Германия) с использованием эксимерной системы лазерной абляции Analyte G2 ArF (Teledyne Cetac Technologies, США) (Итмурундинская зона; U-Pb датирование); 5) в Казанском (Приволжском) федеральном университете (Россия) на масс-спектрометре высокого разрешения Neptune Plus (Thermo Fisher Scientific, Германия) с использованием эксимерной системы лазерной абляции Analyte Excite (Teledyne Cetac Technologies, США) (Тектурмасский пояс и Жарминская зона; U-Pb датирование). Измеренные величины обрабатывались с помощью программы Isoplot v. 4.15 (Ludwig, 2012). Всего получено более 1000 U-Pb возрастов и выполнено 146 анализов в изотопной системе Lu-Hf.

Анализ петрогенных компонентов для 62 образцов обломочных пород был проведен в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, Россия) и в Аналитическом отделе Института геохимии им. А.П. Виноградова (ИГХ СО РАН, г. Иркутск, Россия) методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) на рентгеновском спектрометре ARL-9900 XL, Швейцария (аналитик Н.Г. Карманова) и S4 Pioneer Bruker, Германия (аналитик Е.В. Чупарина). Погрешность определения не превышает таковую для второй категории точности по ОСТ 41-08-205-99 (ИГМ СО РАН) и ОСТ 41-08-212-82 (ИГХ СО РАН). Концентрации редкоземельных и редких элементов получены для 62 образцов методом масс-спектрометрии на индуктивно-связанной плазме (ИСП-МС) в ИГМ СО РАН (аналитик к.х.н. И.В. Николаева) на приборе Finnigan Element II (Германия), а также в Институте земной коры СО РАН (аналитик С.В. Пантеева) на приборе ELEMENT Finnigan MAT (Германия).

Определения изотопных отношений в системе Sm и Nd (по породе) для 19 образцов песчаников выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург, Россия) и в Геологическом институте Кольского научного центра (г. Апатиты, Россия) на многоколлекторных масс-спектрометрах TRITON TI (г. Санкт-Петербург) и Finnigan MAT 261 (г. Апатиты).

Защищаемые положения.

1) Песчаники Итмурундинской зоны и Тектурмасского пояса Центрального Казахстана, Жарминской и Чарской зон Восточного Казахстана по петрографическому и химическому составу являются граувакками, т.е. незрелыми осадками первого цикла. Петрохимические и геохимические характеристики граувакк близки к таковым для надсубдукционных магматических пород основного и среднего состава. Вещественный состав песчаников свидетельствует, что источниками сноса являлись островные дуги и активные континентальные окраины.

2) Результаты U-Pb датирования обломочных цирконов в песчаниках Итмурундинской зоны и Тектурмасского пояса Центрального Казахстана свидетельствуют о размыве магматических пород кембрийского (~510 млн лет) и средне-позднеордовикского (467-445 млн лет) возраста. Их источниками сноса являлись Бошекуль-Чингизская и Байдаулет-Акбастауская океанические дуги, магматические комплексы которых имеют близкие возрасты. Максимальные возрасты седиментации песчаников соответствуют среднему-позднему ордовику и раннему силуру, что согласуется с ранее полученными палеонтологическими данными.

3) U-Pb возрасты обломочных цирконов из песчаников Жарминской и Чарской зон Восточного Казахстана характеризуются главными пиками ~340-325 млн лет, свидетельствующими, что основным источником сноса являлась Жарма-Саурская дуга. Наличие пиков на уровне ~452, 434, 402 млн лет для песчаников Жарминской зоны предполагает источник сноса в пределах Бошекуль-Чингизской дуги. Максимальный возраст отложения песчаников живет-франской толщи оценивается как ~380 млн лет и совпадает с существующей оценкой их возраста. Возрасты каменноугольных отложений определяются в пределах раннего и среднего карбона.

4) Унимодальные распределения U-Pb возрастов обломочных цирконов, положительные значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ по породе и $\epsilon\text{Hf}(t)$ в цирконах свидетельствуют, что ранне- и среднепалеозойские песчаники в изученных областях Центрального и Восточного Казахстана представляют преимущественно продукты размыва ювенильного материала океанических дуг. Полимодальный характер распределения U-Pb возрастов и отрицательные значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ и $\epsilon\text{Hf}(t)$ в песчаниках восточного сегмента Итмурундинской

зоны свидетельствуют об участии в осадконакоплении более древнего рециклированного материала.

Научная новизна. Впервые проведено детальное петрографическое изучение песчаников Центрального и Восточного Казахстана, которое позволило установить их граувакковую природу. Впервые дана геохимическая и изотопно-геохимическая (Sm-Nd, Lu-Hf) характеристика палеозойских граувакковых толщ Центрального и Восточного Казахстана. Впервые из граувакк исследуемых регионов выделены обломочные цирконы, изучена их внутренняя структура и проведено U-Pb датирование методом ЛА-ИСП-МС. По результатам U-Pb датирования и изучения Lu-Hf изотопных соотношений обломочных цирконов охарактеризованы источники сноса и уточнен возраст граувакк. Сделан вывод о том, что источником сноса являлись преимущественно ювенильные породы островодужного происхождения.

Теоретическая и практическая значимость результатов. Полученные данные по геологическому положению, вещественному составу и возрасту граувакковых песчаников из аккреционных комплексов, преддуговых и задуговых прогибов Центрального и Восточного Казахстана могут быть использованы при составлении детальных геологических карт, стратиграфических колонок и их корреляции со смежными регионами, а также для геодинамических и палеогеографических реконструкций западной части Палеоазиатского океана в раннем и среднем палеозое.

Личный вклад. Автор работы принимала участие в полевых исследованиях в Итмурундинской и Жарминской зонах, и Тектурмасском поясе, составляла геологические схемы и разрезы, литологические колонки, осуществляла пробоподготовку для аналитических исследований, описывала петрографические шлифы и проводила подсчет зерен под микроскопом, составляла классификационные и дискриминантные диаграммы, основанные на петрографических и геохимических данных, участвовала в экспериментах по U-Pb датированию и исследованию изотопной систематики Lu-Hf в обломочных цирконах; обработала все полученные геохронологические, геохимические и изотопные данные, провела их интерпретацию.

Апробация работы и публикации. Основные результаты диссертационной работы опубликованы в 26 работах, в том числе в 8 статьях в российских и международных журналах, индексируемых в базах данных WoS и Scopus. Результаты исследований были представлены в виде устных и стендовых докладов на 18 российских и международных конференциях, наиболее важными из которых являются LIV и LIII Тектоническое совещание (Москва, 2022, 2023), International IAGR Symposiums on Gondwana to Asia (Чибу, Япония, 2019; Циньдао, Китай, 2021), XXXII молодежная научная школа-конференция,

посвященная памяти члена-корреспондента АН СССР К. О. Кратца (Санкт-Петербург, 2020; Петрозаводск, 2021), Всероссийская научная конференция с международным участием «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит» (Владивосток, 2018, 2020), 13th International Symposium on the Ordovician System: Contributions of International Symposium (Новосибирск, 2019), IV международная научная конференция «Корреляция алтаид и уралид: глубинное строение литосферы, стратиграфия, магматизм, метаморфизм, геодинамика и металлогения» (Новосибирск, 2018), X Всероссийская научная конференция с международным участием «Петрология магматических и метаморфических комплексов» (Томск, 2018).

Структура и объём работы. Диссертация состоит из введения, 5 глав и заключения и содержит 242 страницы текста, 83 рисунка, список литературы из 357 наименований и 21 приложение, включающее спутниковые снимки участков работ, таблицы с результатами изотопно-геохимических и геохронологических исследований.

В первой главе рассматривается геологическое строение Центрального и Восточного Казахстана, приводится краткая историческая справка и тектоническое районирование, описывается геологическое строение, литология и стратиграфия для каждого региона исследований. Во второй главе представлены основные теоретические и практические принципы и подходы исследования и интерпретации данных, описаны аналитические методы, использованные при изучении граувакковых песчаников. В третьей главе рассматриваются результаты U-Pb датирования обломочных цирконов из песчаников, входящих в состав аккреционных комплексов, преддуговых и задуговых прогибов Центрального и Восточного Казахстана. В четвертой главе дается подробная петрографическая, геохимическая и изотопная характеристика песчаников для каждого региона исследований. В пятой главе обсуждаются предполагаемые источники сноса песчаников, а также возраст и состав пород в питающей провинции. В заключительном разделе представлено обобщение всех полученных данных и сформулированы основные выводы диссертационной работы.

Благодарности. Работа выполнена в Лаборатории эволюции палеоокеанов и мантийного магматизма (ЛабЭПОМ) ГГФ НГУ и в Лаборатории петрологии и рудоносности магматических формаций ИГМ СО РАН.

Автор выражает глубокую благодарность и признательность за всестороннюю поддержку и неоценимую помощь на всех этапах написания работы своему научному руководителю д.г.-м.н. Сафоновой Инне Юрьевне. Автор искренне благодарна академикам РАН Дегтяреву К.Е. и Ханчуку А.И., член-корреспондентам РАН Котову А.Б., Круку Н.Н., Соколову С.Д., докторам наук Бискэ Г.С., Изоху А.Э., Конопелько Д.Л., Кривоногову С.К.,

Летниковой Е.Ф., Туркиной О.М., Тучковой М.И., Хромых С.В., Худолею А.К., кандидатам наук Алексееву Д.В., Вакуленко Л.Г., Ковачу В.П., Куйбиде М.Л., Обут О.Т., Сараеву С.В., Советову Ю.К., профессорам зарубежных университетов Бо Вангу (Университет Нанкина, Китай), Цуйоши Комия (Токийский университет, Япония), Шигенори Маруяме (Токийский университет, Япония), Мин Суну (Университет Гонконга, Китай), доценту Шого Аоки (Университет Окаяма, Япония) за ценные советы, консультации и содействие при проведении теоретических, полевых и аналитических исследований и подготовке рукописи диссертации. За проведение аналитических работ автор также благодарен д.г.-м.н. Баяновой Т.Б. (ГИ КНЦ РАН, Апатиты), к.т.н. Кармановой Н.Г. (ИГМ СО РАН, Новосибирск), к.х.н. Николаевой И.В. (ИГМ СО РАН, Новосибирск), к.х.н. Палесскому С.В. (ИГМ СО РАН, Новосибирск), Солошенко Н.Г. (ИГГ УрО РАН, Екатеринбург), м.н.с. Карпову А.Б. (ИГМ СО РАН, Новосибирск), инженеру Джин Ванг (Университет Гонконга, Китай). Автор также выражает особую признательность сотрудникам ЛабЭПОМ ГГФ НГУ и Лаборатории петрологии и рудоносности магматических формаций ИГМ СО РАН за поддержку и помощь на различных этапах подготовки работы к.г.-м.н. Котлеру П.Д., к.г.-м.н. Савинскому И.А., Шелепову Я.Ю., Гуровой А.В., Крутиковой А.К., Пенкиной В.С.

Работа выполнена при финансовой поддержке (1) Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 20-35-90091, «Источники и тектонические обстановки формирования песчаников из палеозойских аккреционных комплексов Палеоазиатского океана по данным геохимии и цирконометрии»); (2) Российского научного фонда (проекты № 21-77-2002, «Субдукционная эрозия на конвергентных окраинах Палеоазиатского океана по данным изучения аккреционных и субдукционных комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса»; проект № 20-77-10051, «Реконструкция ранне-среднепалеозойского этапа эволюции Палеоазиатского океана на основе комплексного изучения аккреционных комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса»); (3) Министерства образования и науки РФ (мегагрант № 14.Y26.31.0018 «Мультидисциплинарное изучение складчатых поясов тихоокеанского типа и создание согласованной модели эволюции океанов, их активных окраин и мантийного магматизма»).

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУР ЦЕНТРАЛЬНОГО И ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

1.1. Введение

Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП) является крупнейшим в мире орогеном, развитие которого связано с эволюцией и последующим закрытием Палеоазиатского океана (ПАО) (Зоненшайн и др., 1990; Sengör et al., 1993; Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994; Dobretsov et al., 1995; Safonova, 2009, 2017 и др.). Формирование структуры ЦАСП происходило в результате неопротерозой-палеозойских процессов субдукции и аккреции, которые привели к амальгамации континентов и микроконтинентов, островных дуг, офиолитов, и других террейнов различной природы (Sengör, Natal'in, 1996; Buslov et al., 2001; Badarch et al., 2002; Khain et al., 2002, 2003; Xiao et al., 2003, 2009, 2010; Dobretsov et al., 2004; Safonova et al., 2004; Yakubchuk, 2004; Дегтярев, Рязанцев, 2005; Kröner et al., 2007; Windley et al., 2007; Буслов, 2014). В современных координатах ЦАСП протягивается с северо-запада на юго-восток по территориям России, Казахстана, Киргизии, Узбекистана, Китая и Монголии. В тектоническом плане ЦАСП ограничен Сибирским и Восточно-Европейским кратонами на севере и западе соответственно и Таримским и Северо-Китайским кратонами на юге (рис. 1.1). За последние 30 лет десятками коллективов исследователей из многих стран мира проводились многочисленные геологические, геофизические, палеомагнитные, геохимические, изотопные, геохронологические и металлогенические исследования, благодаря которым было разработано множество тектонических моделей образования как всего ЦАСП в целом, так и отдельных его сегментов (Буслов, 1998, 2011; Дегтярев, 1999; Buslov et al., 2001; Склярков и др., 2002; Буслов и др., 2003; Добрецов, 2003; Ярмолюк, Коваленко, 2003; Laurent-Charvet et al., 2003; Sklyarov et al., 2003; Vernikovskiy et al., 2003; Диденко и др., 1994; Гордиенко и др., 2007, 2010; Добрецов, Буслов, 2007; Gladkochub et al., 2008; Pirajno et al., 2009; Добрецов, 2010; Xiao et al., 2010; Donskaya et al., 2013; Safonova et al., 2012, 2016, 2018; Degtyarev et al., 2017, 2020a, b, 2021a, b и др.).

В настоящее время существует две наиболее известных моделей эволюции ЦАСП. Первая модель подразумевает историю развития ЦАСП аналогичную геологическим процессам, проходящим в Циркум-Пацифике, т.е. прирост континентальной коры происходит за счет коллизии и аккреции микроконтинентов, островных дуг, океанических островов, симаунтов, плато и других фрагментов океанической литосферы (Зоненшайн и др., 1990; Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994; Berzin, Dobretsov, 1994;

Федоровский и др., 1995; Golonka, 2000; Buslov et al., 2001, 2004; Filippova et al., 2001; Yakubchuk et al., 2001, 2002, 2005; Badarch et al., 2002; Khain et al., 2003; Kheraskova et al., 2003; Laurent-Charvet et al., 2003; Yakubchuk, 2004; Parfenov et al., 2006; Windley et al., 2007; Dobretsov, Buslov, 2007; Pirajno, 2010; Xiao et al., 2004, 2010). Основные положения этой модели заключаются в следующем: (1) в неопротерозое и раннем палеозое многочисленные островные дуги были сформированы в пределах ПАО и далее аккретировали к окраинам Сибирского континента; (2) в позднем неопротерозое докембрийские блоки были отделены от суперконтинента Западная Гондвана и в последующем, вместе с островными дугами, были аккретированы к активным окраинам Сибирского, Таримского и Северо-Китайского континентов и молодого Казахстанского континента. Согласно второй модели, ЦАСП сложен преимущественно субдукционно-аккреционными комплексами, которые были сформированы в пределах единой Кипчак-Тува-Монгольской системы островных дуг протяженностью около 7000 км (Sengör et al., 1993; Sengör, Natal'in, 1996).

При этом, по-прежнему многие вопросы истории зарождения и становления ЦАСП остаются дискуссионными. Это связано в первую очередь с большой протяженностью пояса, охватывающей территории многих стран, что делает трансграничные исследования и корреляции не всегда возможными. Кроме того, многие из регионов ЦАСП являются труднодоступными для исследований. К таким регионам можно отнести таежные районы Сибири, Забайкалья и Дальнего Востока, пустынные области Средней Азии и т.п. Как следствие, не для всех регионов ЦАСП получено достаточное количество геологической и аналитической информации, которая необходима для решения одной из активно обсуждаемых проблем геологии ЦАСП, а именно, определения природы его континентальной коры – ювенильной или рециклированной (Jahn et al., 2000; Jahn, 2004; Kovalenko et al., 2004; Ярмолюк и др., 2005, 2007, 2012; Helo et al., 2006; Kröner et al., 2014, 2017; Safonova, 2017 и др.).

Образование ювенильной коры на Земле происходит преимущественно в пределах океанических и континентальных магматических дуг (рис. 01) (Clift et al., 2003; Stern, Scholl, 2010; Maruyama et al., 2011; Safonova et al., 2017). Однако при изучении надсубдукционных комплексов можно столкнуться с двумя главными проблемами. Первая заключается в том, что определение достоверного (изотопного по циркону) возраста островодужных магматических пород, особенно вулканических разновидностей основного, а порой и среднего состава, не всегда представляется технически возможным. Это связано с тем, что базальты и/или андезиты, типичные породы внутриокеанических дуг, как правило, содержат малое количество цирконов, либо не содержат их вовсе. Вторая проблема связана с разрушением островодужных магматических комплексов в результате

их эрозии (Clift, Vannucchi, 2004; Scholl, von Huene, 2007; Stern, Scholl, 2010; Stern, 2011; Сафонова, Ханчук, 2021). При этом большое количество островодужного корового материала разрушается, а изначальное соотношение ювенильной и рециклированной континентальной коры, которое традиционно оценивается на основании геохимических и изотопных данных, полученных по гранитоидам/кислым вулканитам, нарушается и смещается в пользу последней (Kröner et al., 2014, 2017; Alexeiev et al., 2016; Safonova, 2017; Safonova et al., 2021, 2022; Konopelko et al., 2021).

1.2. Главные геологические структуры Центрального и Восточного Казахстана

Геологические структуры западного сегмента ЦАСП географически представлены на территории Казахстана, Киргизии, Узбекистана, западной части Алтае-Саянской складчатой области России, северо-западного Китая и западной Монголии. Одной из главных структур в западной части ЦАСП является Казахстанский континентальный блок, состоящий из фрагментов докембрийских микроконтинентов (Ишим-Средне-Тяньшанский, Степняк-Северо-Тяньшанский, Чу-Илийский и Актау-Джунгарский), островодужных террейнов (Байдаулет-Акбастауский, Бошекуль-Чингизский) и аккреционных комплексов, часто содержащих пластины офиолитов (Джунгаро-Балхашская, Северо-Балхашская, Ерментау-Илийская, Жаман-Сарысуйская зоны). Разнородные террейны были спаяны вместе в раннепалеозойское время, к раннему силуру, и претерпели дальнейшую переработку в пределах активных континентальных окраин, трассирующихся вулканоплутоническими поясами среднепалеозойского и позднепалеозойского возраста (рис. 1.2) (Якубчук, 1990; Дегтярев, 1999, 2003; Filipova et al., 2001; Degtyarev, 2003; Дегтярев, Рязанцев, 2005; Windley et al., 2007; Alexeiev et al., 2011; Буслов, 2011; Коробкин, Буслов, 2011; Дегтярев, 2012; Degtyarev et al., 2017; Самыгин, Хераскова, 2019; Дегтярев и др., 2020). Окончательную конфигурацию структуры палеозоид Казахстана приобрели в процессе закрытия ПАО и коллизии Казахстанского континента с континентальными массивами Сибири, Восточной Европы и Тарима в среднем и позднем карбоне и перми (Зоненшайн и др., 1990; Моссаковский и др., 1993; Sengör et al., 1993; Авдеев, 1994; Диденко и др., 1994; Берзин и др., 1994; Буслов, 1998; Хаин, 2001; Filipova et al., 2001; Windley et al., 2002, 2007; Добрецов, 2003; Xiao et al., 2009; Рязанцев и др., 2009; Дегтярев, 2010; Ермолов, 2010; Буслов, 2011).

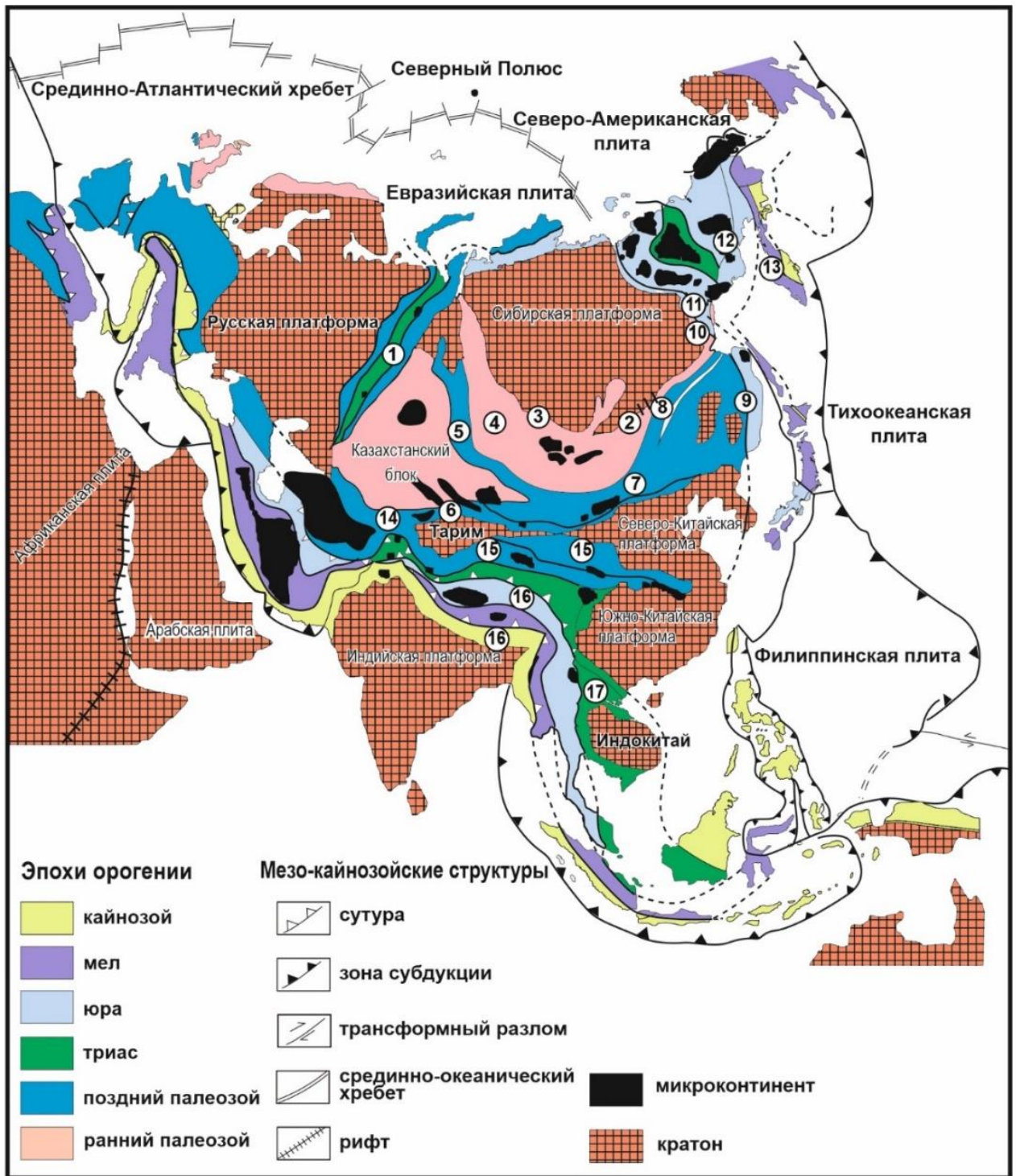


Рис. 1.1. Тектоническая схема, показывающая границы Центрально-Азиатского складчатого пояса и окружающих его континентальных блоков по (Maruyama, Sakai, 1986; Maruyama et al., 1989; Safonova, Maruyama, 2014; Safonova, 2017). Орогенные пояса: 1 - Уральский, 2-6 - Центрально-Азиатский (2 - Байкало-Муйский, 3 - Енисей-Байкальский, 4 - Алтае-Саянский, 5 - Иртыш-Зайсанский, 6 - Тяньшанский), 7 - Внутренней Монголии, 8 - Монголо-Охотский, 9 - Сихотэ-Алиньский, 10 - Верхоянский, 11 - Охотско-Чукотский, 12 - Южно-Ануйский, 13 - Западно-Камчатский, 14 - Памир-Гиндукушский, 15 - Куньлунь-Циньлинский, 16 - Тибет-Гималайский, 18 - Южно-Китайский.

Значительную территорию в пределах Казахстана занимает Джунгаро-Балхашская складчатая система (ДБСС), образованная в ходе эволюции Джунгарской ветви ПАО и

включающая в себя Предчингизскую, Ащизекскую, Агадырскую, Тектурмаскую и Северо-Балхашскую (или Итмурундинскую) зоны (рис. 1.2) (Дегтярев, 1999). Автором диссертационной работы с коллегами были изучены аккреционные и надсубдукционные комплексы Итмурундинской зоны и Тектурмаского пояса Центрального Казахстана (рис. 1.2, 1.3) (Сафонова и др., 2019; Перфилова и др., 2021, 2022а, б; Safonova et al., 2020, 2022; Safonova, Perfilova, 2023). В Восточном Казахстане выделяется Обь-Зайсанская или Иртыш-Зайсанская складчатая система (ИЗСС), образованная в ходе эволюции Обь-Зайсанской ветви ПАО и включающая в себя Жарминскую, Чарскую, Калба-Нарымскую зоны. Автором были изучены аккреционные и надсубдукционные комплексы Жарминской и Чарской зон (рис. 1.2) (Перфилова и др., 2021; Safonova et al., 2021).

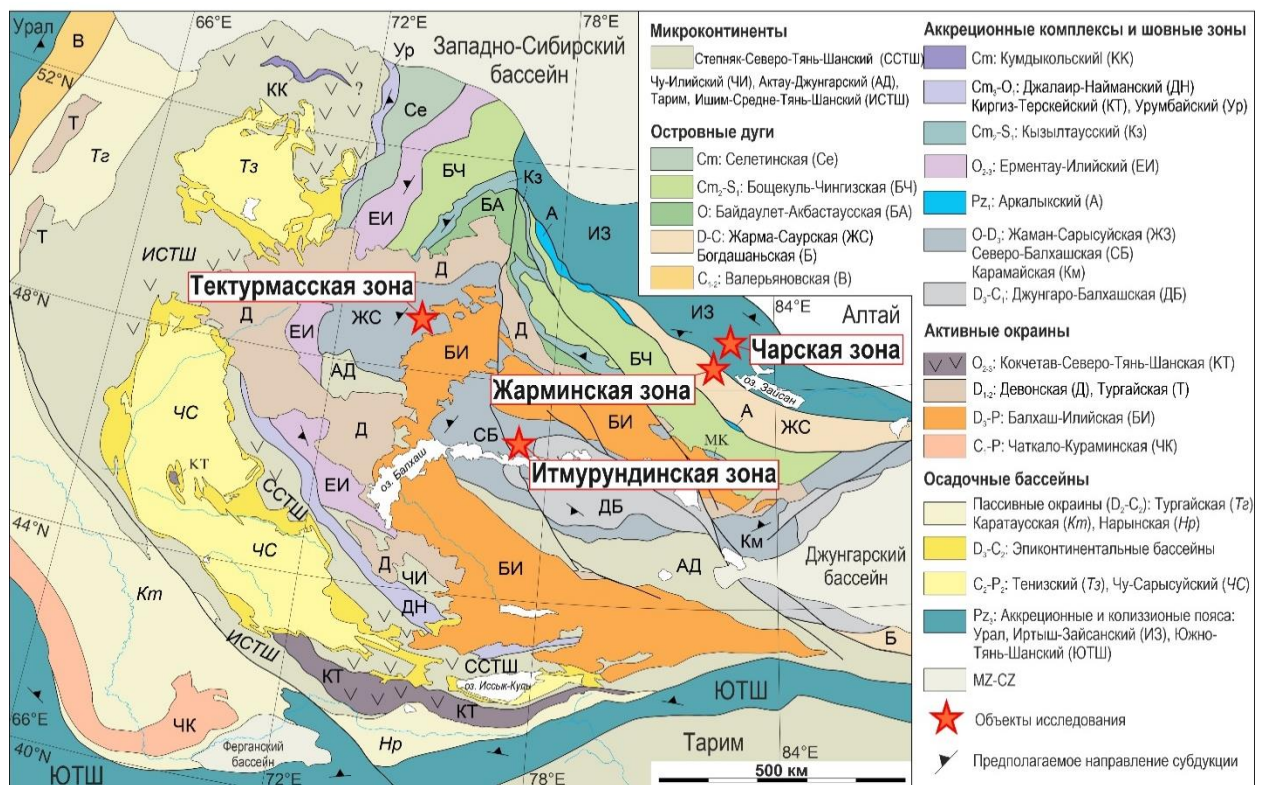


Рис. 1.2. Тектоническая схема западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса по (Windley et al., 2007) с отмеченными объектами исследования.

1.2.1 Основные черты геологического строения Центрального Казахстана

Исследования геологического строения Центрального Казахстана начались в 30-е гг. XX века. В этот период были выдвинуты две противоположные теории об образовании геологических структур региона. Н.Г. Кассин связывал их происхождение с переработкой каледонского фундамента герцинскими структурами (Кассин, 1931, 1934), в то время как Н.С. Шатский говорил об унаследовании развития структур Казахстана на протяжении

всего палеозоя (Шатский, 1938, 1940). В пределах Центрального Казахстана развиты породы докембрия, островодужные и аккреционные комплексы, включающие породы офиолитовой ассоциации. Выходы докембрийского основания находятся преимущественно в западной части Казахстана (Кокчетавский, Улытаусский, Чуйский, Кендыктасский, Актау-Моинтинский и др. массивы) (Абдулин, Паталаха, 1981; Дегтярев, 1999, 2003; Дегтярев и др., 2008; Levashova et al., 2010).

Джунгаро-Балхашская складчатая система (ДБСС) является главной тектонической структурой Центрального Казахстана. В северо-западных и центральных областях ДБСС обнажаются ордовикские и силурийские островодужные и аккреционные комплексы, включающие офиолиты (Итмурундинская, Тектурмасская, Ащиозекская зоны), а также широко распространены среднепалеозойские флишоидные толщи. В восточных областях (восточное Прибалхашье, Джунгарский Алатау) доминируют глубоководные осадочные толщи девонского и каменноугольного возраста (Дегтярев, 1999) (рис. 1.3). В северных областях ДБСС выделяется несколько зон, различающихся по характеру структур, возрасту и составу пород: Предчингизская, Северо-Карагандинская, Ащиозекская, Агадырская, Тектурмасская и Северо-Балхашская (Итмурундинская) зоны (Дегтярев, 1999) (рис. 1.3). В рамках диссертационной работы рассматриваются граувакковые песчаники, входящие в состав раннепалеозойских аккреционных комплексов и преддуговых прогибов Итмурундинской и Тектурмасской зон Центрального Казахстана (рис. 1.2, 1.3).

Предчингизская зона находится в северо-восточной части ДБСС (рис. 1.3). В её строении выделяют ордовикские вулканогенные и кремнисто-туфогенные комплексы, кремни с конодонтами раннего ордовика, кремнистые алевролиты, которые перекрываются силурийскими пестроцветными толщами. Северо-Карагандинская зона расположена в северо-западной части ДБСС и протягивается в субширотном направлении на 250-300 км (рис. 1.3). Она представлена средне-верхнеордовикскими известково-щелочными вулканитами, туфами кислого и среднего состава, офиолитами и кремнисто-базальтовыми толщами нижнего ордовика. Ащиозекская зона, расположенная в юго-западной части ДБСС, состоит преимущественно из нижнесилурийских флишоидных толщ с чешуйчато-надвиговой структурой и крупными пластинами нижнепалеозойских кремнистых и кремнисто-базальтовых пород среди терригенных пород (рис. 1.3). Агадырская зона, протягивающаяся на 200 км, находится в западной части ДБСС (рис. 1.3). В её строении выделяют вулканогенно-кремнистые толщи, слагающие тектонические покровы и пластины, заключённые среди терригенных толщ верхнего силура. Тектурмасская зона расположена в 150 км к северу от Агадырской зоны, протягивается в субширотном направлении более чем на 200 км при ширине до 10-15 км (рис. 1.3). Она сложена ранне-

среднеордовикскими офиолитами, разделёнными серпентинитовым меланжем, средне-позднеордовикскими кремнисто-базальтовыми толщами. Северо-Балхашская или Итмурундинская зона протягивается в субширотном направлении на 250 км при ширине 50-100 км (рис. 1.3). В составе Северо-Балхашской зоны выделяются средне-позднеордовикские кремнисто-базальтовые толщи, раннесилурийские флишоидные и олистостромовые образования, серпентинитовый меланж, фрагменты офиолитовой ассоциации. Тектурмасская и Северо-Балхашская зоны имеют схожее строение и состав и ранее, вероятно, представляли собой единую структуру (Дегтярев, 1999).

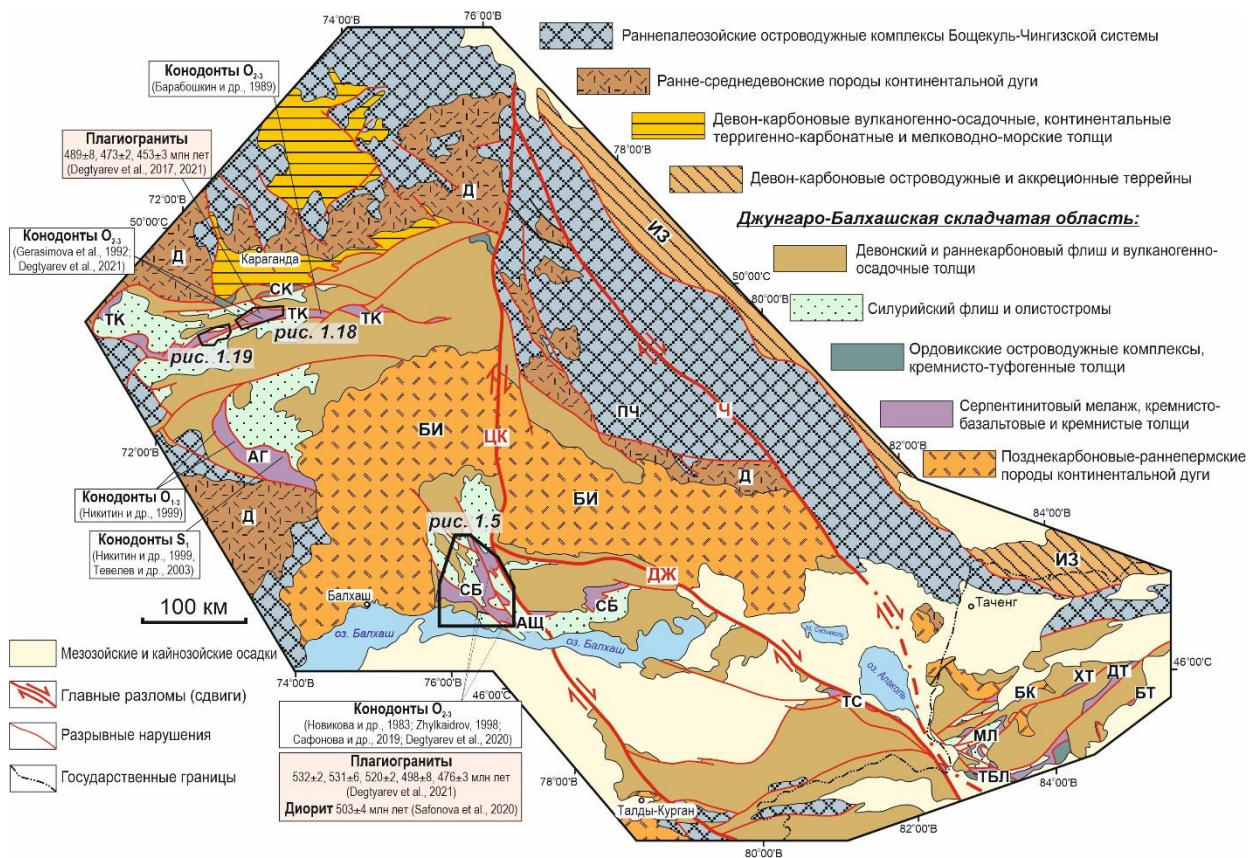


Рис. 1.3. Тектоническая схема Джунгаро-Балхашской складчатой системы по (Дегтярев, 1999; Degtyarev et al., 2020a, b, 2021a, b) с изменениями. Офиолитовые зоны: ТК – Тектурмасская, АГ – Агадырская, СБ – Северо-Балхашская, ТС – Тастауская, ТБ – Тангбале, МЛ – Майли, БК – Бирлик, ХТ – Хату, ДТ – Дарбуте, БТ – Баянтан. Островодужные и флишоидные зоны/комплексы: АЩ – Ащиозекская, ПЧ – Предчингизская, СК – Северо-Карагандинская. Вулканоплутонические пояса: Д – Девонский, БИ – Балхаш-Илийский. ИЗ – Иртыш-Зайсанская складчатая область. Разломы: Ч – Чингизский, ЦК – Центрально-Казахстанский, ДЖ – Джунгарский.

В северо-западной и северо-восточной частях ДБСС в пределах Северо-Карагандинской и Предчингизской зон выделяются ордовикские вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы, входящие в состав Байдаулет-Акбастаусского вулканического пояса (Дегтярев, 2012). Комплексы ордовикского возраста, как правило, без

видимого несогласия перекрываются силурийскими терригенными толщами и с несогласием – вулканитами и вулканогенно-осадочными толщами девонского возраста. В пределах Байдаулет-Акбастаусского пояса отчетливо выделяются нижне-среднеордовикский и верхнеордовикский комплексы, которые различаются строением разреза и составом пород. В нижне-среднеордовикском комплексе выделяются афировые базальты, слабодифференцированные базальт-андезибазальтовые вулканические серии, большое распространение имеют туфогенные породы, реже вулканиты кислого и среднего-кислого состава. Верхнеордовикский комплекс состоит из эффузивов, туфов и вулканогенно-осадочных пород от основного до кислого состава. По данным о строении разрезов, структурном положении и составе комплексов Байдаулет-Акбастаусского пояса предполагается, что они сформированы в обстановках обширной палео-островодужной системы, развитие которой происходило около 40 млн лет на протяжении всего ордовика. При этом основание островной дуги было неоднородным, т.е. имело как меланократовый (мафический), так и докембрийский сиалический фундамент (Дегтярев, 2012).

Раннепалеозойские островодужные комплексы Бошекуль-Чингизской системы (рис. 1.2, 1.3) представлены среднекембрийскими (амгинский ярус), среднеордовикскими (аренигский ярус) и позднеордовикскими (ашгилский ярус) породами, которые развивались в пределах короткоживущих энсиматических дуг. Вулканические породы кембрия и нижнего ордовика представлены базальтами, андезибазальтами, андезитами, дацитами и риолитами. Преобладающим типом пород являются андезиты и андезибазальты, тогда как остальные разновидности встречаются реже. Среднекембрийские породы относятся преимущественно к толеитовой серии, а верхнекембрийско-раннеордовикские – к известково-щелочной. С кембрийскими вулканическими породами связаны одновозрастные гранитоиды, в связи с чем эти породы объединяются в вулканоплутонические ассоциации, сформированные в пределах островных дуг. Это подтверждается их изотопными характеристиками неодима $\epsilon Nd(t) = +5.5...+6.9$, предполагающими их ювенильную природу (Дегтярев, 2012). Вулканиты среднего и верхнего ордовика также относятся к дифференцированным сериям, в составе которых выделяются андезибазальты, трахиандезибазальты, андезиты, трахиандезиты и дациты. Преобладающим типом пород являются эффузивные породы среднего и средне-основного состава, относящиеся, как правило, к высококаалиевой известково-щелочной серии, реже к известково-щелочной и шошонитовой (Дегтярев, 2012). Изотопный состав неодима, полученный для андезитов и дацитов, говорит об их ювенильном характере ($\epsilon Nd(T) = +4.1...+5.9$). Средне-позднеордовикская островная дуга имела уже достаточно мощную кору переходного типа, которая была сложена комплексами среднекембрийской и

позднекембрийско-раннеордовикской энсиматических дуг (Дегтярев, 2012). Силурийские комплексы вулканических пород, представленные базальтами, андезибазальтами, трахиандезибазальтами, андезидацитами, дацитами, относятся преимущественно к известково-щелочной и высококалийной известково-щелочной сериям, реже к шопоноитовой. Формирование этих надсубдукционных пород вероятно связано с начальным этапом эволюции средне-позднепалеозойских вулканоплутонических поясов (Дегтярев, 2012). Девонские комплексы представляют собой континентальные, как правило, кислые эффузивные породы и гранитоиды, которые были сформированы в пределах вулканоплутонического пояса. Магматические породы, представленные андезитами и андезидацитами, которые тяготеют к низам разреза, диоритами и монцодиоритами, относятся к высококалийной известково-щелочной серии. Комплексное петрогеохимическое исследование гранитов и кислых вулканитов девонского возраста свидетельствует об их верхнекоровом источнике, который имел примитивный изотопный состав, близкий к таковому для раннепалеозойских островодужных вулканитов, и короткую коровую предысторию. Из этого следует, что источником девонских пород являлись нижнепалеозойские островодужные комплексы (Дегтярев, 2012).

1.2.2. Основные черты геологического строения Восточного Казахстана

Первые сведения о геологическом строении Восточного Казахстана относятся к исследованиям магматических комплексов зоны сочленения Иртыш-Зайсанской и Чингиз-Тарбагатайской областей, которые описаны в маршрутах В.П. Нехорошева, Д.С. Коржинского, В.Н. Лодочникова, Д.А. Терского, Н.Ф. Аникеевой, Г.И. Сократова (1932-1940 гг.). С середины 50-х гг. проводились среднемасштабные геологические съемки Э.К. Вильцингом, А.В. Степановым, Л.В. Ивановым, Г.И. Сократовым, К.Т. Куликовской, М.Б. Мычником, М.М. Марфенковой, Н.А. Северюгиным и другими геологами. Крупномасштабные поиски и съемки проводились экспедициями ВКГУ, ЮКГУ и Казгеофизтреста с 1959 года под руководством Ю.И. Веренцова, А.Ф. Дубинина, П.В. Ермолова, В.А. Кадача, М.С. Козлова, А.А. Пряхина, А.М. Смирнова, В.И. Титова, В.Н. Ткача, Э.К. Шугрина. Результаты этих работ были представлены в виде корреляционных схем на Первом Казахском петрографическом совещании (Ажгирей и др., 1967). Детальное описание геологических разрезов, структурного положения и проявления интрузивного магматизма приведены в объяснительных записках к геологическим картам и монографиях, начиная с конца 60-х гг. прошлого столетия (Геология..., 1968; Кузубный, 1975; Щерба др., 1976; Ермолов и др., 1977, 1983; Лопатников и др., 1982;

Магматические..., 1983; Беляев, 1985; Беспяев и др., 1997). В целом, на протяжении второй половины прошлого столетия проводились многочисленные исследования на территории Восточного Казахстана, но посвящены они были, как правило, магматическим формациям и их рудоносности (Дьячков, 1972; Хисамутдинов и др., 1972; Щерба и др., 1972, 1976, 1998; Кузубный, 1975; Ермолов и др., 1977, 1983; Гредюшко и др., 1978; Полянский, 1978; Добрецов и др., 1979; Полянский и др., 1979; Лопатников и др., 1982; Ротараш и др., 1982; Дьячков и др., 1994 и др.). С начала 2000-х годов продолжается изучение магматических комплексов и тектонического положения структур Восточного Казахстана (Buslov et al., 2001; Владимиров и др., 2003, 2008; Дегтярев, 2012; Safonova et al., 2012, 2018; Хромых и др., 2013, 2020; Kotler et al., 2021; Hu et al., 2022), а также появляются первые данные по химическому составу граувакковых песчаников и U-Pb датированию обломочных цирконов из них (Safonova et al., 2021).

Структура герцинской Иртыш-Зайсанской складчатой системы (ИЗСС) была образована в результате закрытия Обь-Зайсанской ветви ПАО при сближении Сибирского кратона и Казахстанского континента (Ермолов и др., 1981; Беляев, 1985; Şengör et al., 1993; Моссаковский и др., 1993; Берзин и др., 1994; Buslov et al., 2001; Li et al., 2003; Владимиров и др., 2003, 2008; Buslov et al., 2004; Xiao et al., 2010). Закрытие океанического бассейна происходило в конце раннего – начале среднего карбона, что подтверждается прекращением морского осадконакопления в серпуховское время (Полянский и др., 1979). Составными частями ИЗСС с юго-запада на северо-восток являются: Жарминская, Чарская и Калба-Нарымская зоны. В рамках диссертационной работы рассматриваются граувакковые песчаники, входящие в состав Жарминской и Чарской зон Восточного Казахстана (рис. 1.2).

Жарминская зона сложена девон-каменноугольными вулканическими породами и ассоциирующими с ними вулканокластическими породами, турбидитами и прорывающими их габбро-гранитными сериями (Геологическая..., 1962, 1979; Ермолов и др., 1977; Щерба и др., 1998; Дегтярев, 2012). В центральной части Жарминской зоны проходит Калба-Чингизский (Тектоническая..., 1963) или Жарминский (Ермолов и др., 1977) разлом, вдоль которого находится сочленение структур каледонского и герцинского возраста. В юго-западной части Жарминской зоны на нижнепалеозойских островодужных комплексах Чингиз-Тарбагатайской зоны и девонских вулканитах континентального генезиса несогласно залегает раннекаменноугольная (C_{1v}) терригенная толща, в верхних частях которой появляются туфы среднего состава. Также в пределах юго-западного сегмента выделяется вулканогенно-осадочная толща (C_{1v-s}), в низах которой преобладают лавы, туфы и лавобрекчии среднего-основного состава, а верхи сложены преимущественно

терригенными породами разной размерности с горизонтами лавобрекчий и туфов среднего состава (Геологическая..., 1979; Геологическая..., 1981; Дегтярев, 2012). Северо-восточная часть Жарминской зоны разделена на три структурных этажа: средне-верхнедевонский, раннекаменноугольный, средне-позднекаменноугольный. Средне-позднедевонские образования, представленные в основном магматическими породами основного состава и песчаниками, с тектоническим несогласием перекрывают ранне-среднедевонские породы кислого состава, известковистые песчаники, порфиновые базальты. Девонские образования с угловым несогласием перекрываются раннекаменноугольными песчаниками, кремнистыми сланцами и аргиллитами, алевролитами, известняками с брахиоподами, реже вулканическими породами основного состава. Раннекаменноугольные пестроцветные угленосные осадки представлены в основном в юго-западной части, ближе к границе с Чингиз-Тарбагатайской зоной. Позднекаменноугольные образования представлены дацитами, трахибазальтами, трахиандезитами, молассой.

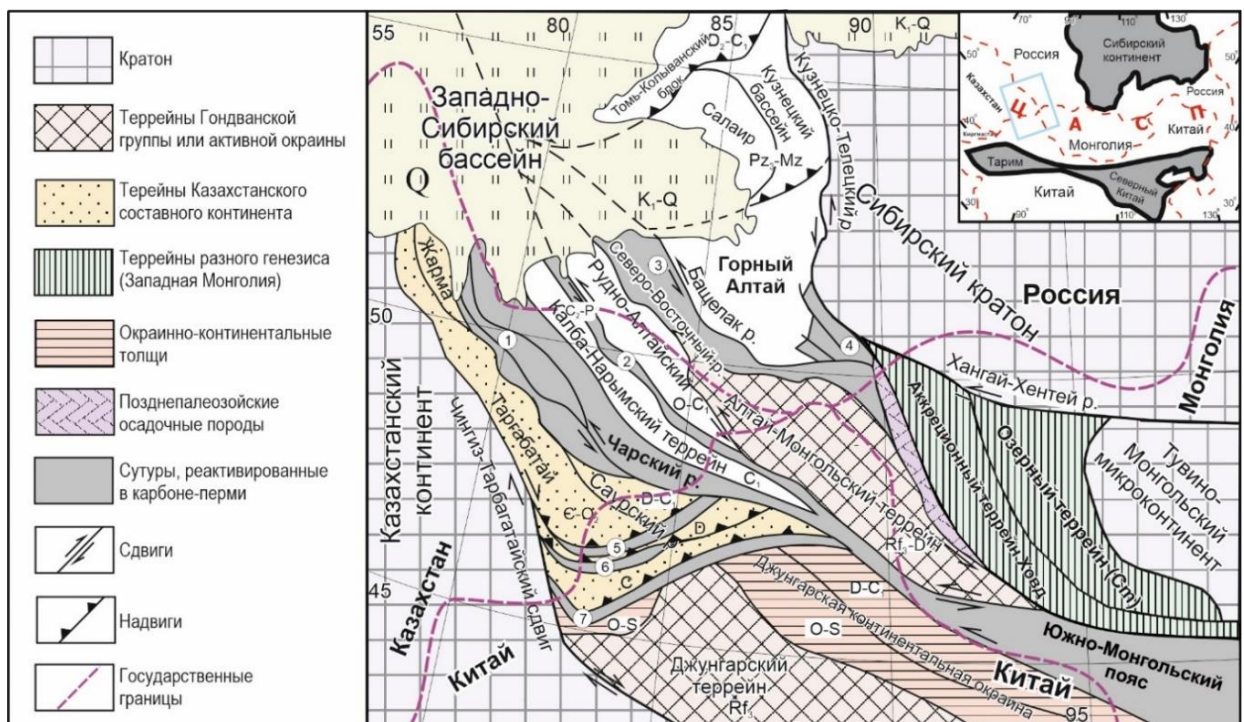


Рис. 1.4. Схема тектонического строения западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса по (Буслов и др., 2003 с изменениями). Цифрами отмечены позднепалеозойские сдвиговые зоны: 1 – Чарская, 2 – Иртышская, 3 – Чарыш-Теректинская, 4 – Курайская, 5 – Бирлик, 6 – Майли, 7 – Дарбуте; р. – разлом.

Существует несколько различных моделей формирования и эволюции структур Жарма-Саурской островодужной системы, комплексы которой территориально расположены в пределах Восточного Казахстана и северо-западного Китая (рис. 1.2, 1.4, 1.23). Согласно работам (Диденко, Морозов, 1999; Дегтярев, 2012; Shen et al., 2012)

заложение Жарма-Саурской островной дуги происходило в девоне и карбоне в процессе субдукции литосферы Обь-Зайсанского океанического бассейна под Чингиз-Тарбагатайскую окраину Казахстанского палеоконтинента, то есть в южном направлении в современных координатах, а не в северном, как предложено в модели (Chen et al, 2016; Chen et al., 2017; Song et al., 2020). При этом в работах (Диденко, Морозов, 1999; Shen et al., 2012) Жарма-Саурская островная дуга рассматривается отдельно от Чингиз-Тарбагатайской, а временем её аккреции принимается карбон. В работе (Дегтярев, 2012), западная часть Жарма-Саурской зоны (Жарминско-Сарсазанская подзона) (рис. 1.23), описывается как осадочный бассейн каменноугольного возраста, сформированный на каледонском основании. Это указывает на то, что Жарминско-Сарсазанская подзона, вероятно, представляет собой задуговой бассейн, образовавшийся в результате субдукции под Чингиз-Тарбагатайскую окраину (Дегтярев, 2012).

Чарская зона протягивается с северо-запада на юго-восток и занимает осевое положение в структуре ИЗСС (Добрецов, Пономарева, 1969; Ковалев, Карякин, 1975). Складчатые деформации и сдвиговые перемещения в ИЗСС происходили преимущественно в позднем карбоне и перми в процессе коллизии Казахстанского и Сибирского континентов (Диденко и др., 1994; Буслов и др., 2003). На юго-западе Чарская зона граничит с островодужными комплексами Жарминской зоны, к северо-востоку от нее находятся окраинно-континентальные толщи Калба-Нарымской зоны (рис. 1.4) (Buslov et al., 2001; Буслов и др., 2003; Владимиров и др., 2008). Чарская зона характеризуется наличием серпентинитового меланжа с блоками вулканических и осадочных пород, входящих в состав офиолитовой ассоциации, а также включает многочисленные крутопадающие тектонические пластины северо-западного простирания, разделенные разломами разного порядка (Добрецов, 1974; Полянский и др., 1979; Ермолов и др., 1981; Buslov et al., 2001, 2004; Волкова и др., 2008). Эти пластины сложены девон-каменноугольными магматическими и осадочными породами океанического происхождения, островодужными магматическими породами, обломочными породами преддуговых бассейнов (Safonova et al., 2012, 2018, 2021).

Калба-Нарымская зона сложена флишевыми толщами континентальной окраины, прорванными раннепермскими гранитоидами Калба-Нарымского батолита (Щерба и др., 1998; Владимиров и др., 2005; Kotler et al., 2021). Основной объём осадочных толщ, мощность которых оценивается примерно в 7-10 км, представлен черносланцевыми породами с возрастом от среднего девона до среднего карбона. Отложения Калба-Нарымской зоны начали формироваться в девоне в пределах преддугового бассейна в результате разрушения вулканических пород Рудного Алтая (Владимиров и др., 2008;

Буслов, 2011; Котлер и др., 2015). В карбоне после прекращения субдукции под окраину Сибирского континента режим осадконакопления наиболее соответствовал обстановкам пассивной окраины.

1.3. Геологическое строение Итмурундинской зоны Центрального Казахстана

Итмурундинская зона, также называемая в литературе как Итмурунды-Казыкская (Паталаха, Белый, 1981) и Северо-Балхашская (Дегтярев, 1999; Degtyarev et al., 2021a), расположена в Центральном Казахстане и протягивается более чем на 80 км вдоль северного побережья оз. Балхаш (рис. 1.3, 1.5). Она относится к северо-западной части ДБСС (Дегтярев, 1999; Windley et al., 2007; Alexeiev et al., 2011) и представляет собой пакет тектонических пластин, сложенных офиолитами, базальтами, глубоководными кремнистыми осадками, терригенными отложениями и метаморфическими породами, чередующимися с зонами серпентинитового меланжа (рис. 1.5) (Паталаха, Белый, 1981; Ермолов и др., 1990; Zhylkaidarov, 1998; Дегтярев, 1999; Степанец, 2015а, б, 2016; Сафонова и др., 2019; Safonova et al., 2020, 2022; Degtyarev et al., 2020а, 2021а). В состав офиолитовой ассоциации входят ультраосновные породы (гарцбургиты, дуниты, верлиты) и габброиды, относящиеся к нижней и средней частям классического офиолитового разреза (Coleman, 1977). Стратифицированные толщи представлены базальтами/пиллоу-лавами (MORB, OIB), пелагическими (ленточные кремни) и гемипелагическими осадками (кремнистые алевролиты, аргиллиты, сланцы,), обломочными породами (песчаники, гравелиты) (Сафонова и др., 2019; Safonova et al., 2020; Degtyarev et al., 2020а). Для магматических пород Итмурундинской зоны ранее были получены первые данные по U-Pb датированию цирконов из надсубдукционных диоритов в блоках серпентинитового меланжа Кентералау со среднекембрийским возрастом – 502 ± 4 млн лет (Safonova et al., 2020). В пределах массива Тесиктас амфиболовые и биотитовые плагиограниты имеют раннекембрийские возрасты 531 ± 6 и 532 ± 2 млн лет, плагиограниты с массива Восточный Архарсу – 520 ± 2 млн лет, амфиболовые плагиограниты в блоках меланжа Кентералау – 498 ± 8 и 476 ± 6 млн лет соответственно (Degtyarev et al., 2021а). Ордовик-раннесилурийские отложения отнесены к итмурундинской (O₂), казыкской (O₂₋₃), узунтобекской (O₂₋₃), тюретайской (O_{2-S}₁), обалинской (O₃) и ащиозекской (S₁) свитам (Геологическая..., 1960; Паталаха, Белый, 1981; Кошкин и др., 1987; Degtyarev et al., 2020а, 2021а) (рис. 1.6).

Итмурундинская свита сложена преимущественно магматическими породами основного-среднего состава с подчиненным количеством осадочных пород (рис. 1.9). Магматические породы представлены, как правило, серо-зелёными и лиловыми афировыми

и порфировыми базальтами (рис. 1.7А), трахибазальтами со спилитовой и вариолитовой структурой, андезитами и андезибазальтами (Кошкин и др., 1987; Дегтярев, 1999; Сафонова и др., 2019; Degtyarev et al., 2020a; Safonova et al., 2020). Нередко в базальтах встречаются линзы и блоки сургучно-красных ленточных кремней (рис. 1.8А, Б), кремнистых аргиллитов и туффитов тёмно-коричневого и серо-зелёного цвета. Базальты местами переслаиваются с вулканомиктовыми и туфогенными конгломератами, песчаниками и алевролитами обалинской свиты. В верхних частях разреза итмурундинской свиты в базальтах наблюдаются редкие горизонты кремней, песчаников и гравелитов. Микропалеонтологическое определение, проведенное по находкам конодонтов в кремнях (Новикова и др., 1983; Degtyarev et al., 2020a) и кремнистых туффитах (Degtyarev et al., 2020a), позволило установить возраст итмурундинской свиты на уровне нижней и средней частей дарривильского яруса среднего ордовика (*Paroistodus horridus* - *Pygodus serra* biozones) (рис. 1.9).

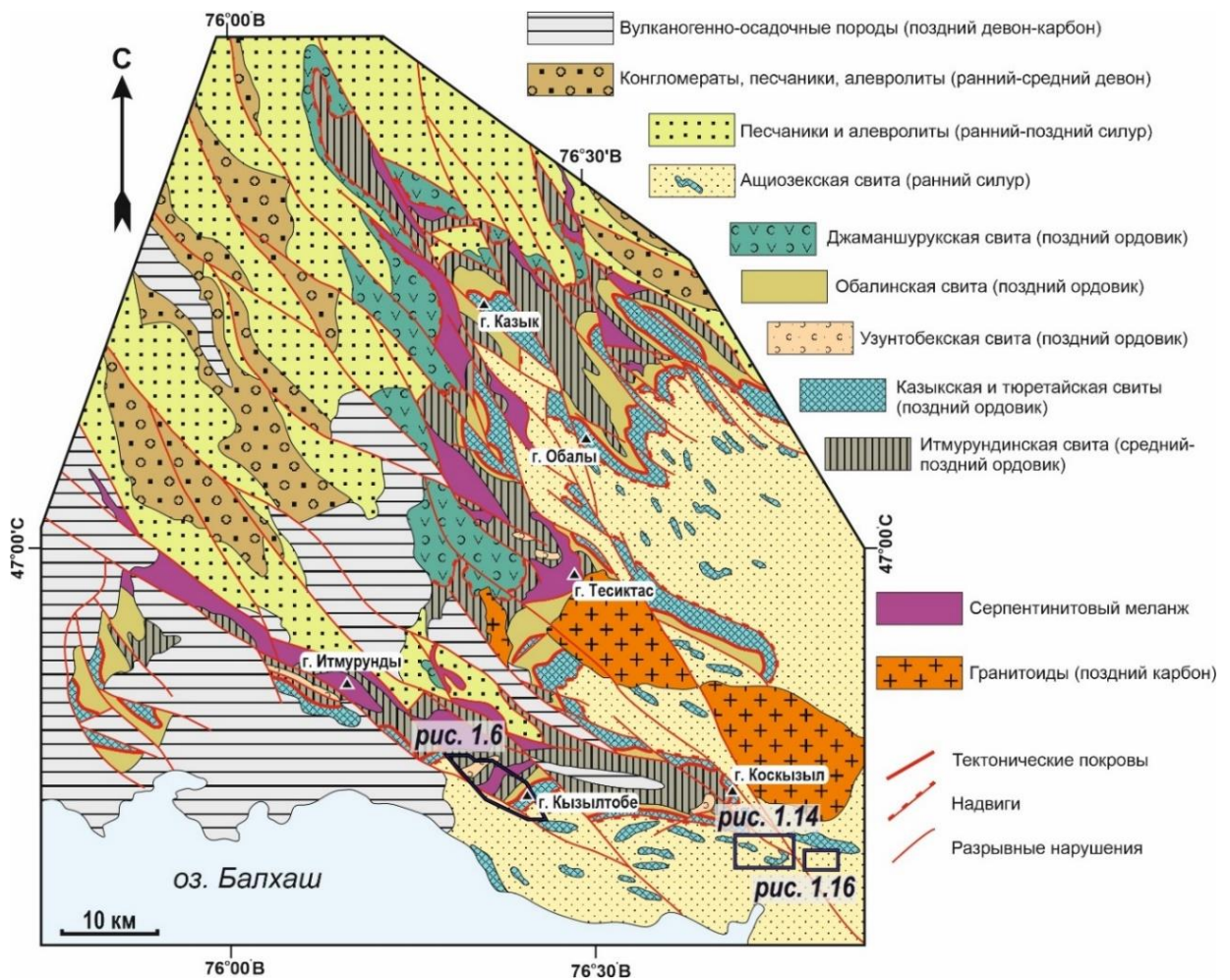


Рис. 1.5. Геологическая карта Северо-Балхашской офиолитовой зоны по (Дегтярев, 1999).

Казыкская свита сложена преимущественно ленточными кремнями красного, бордового и коричнево-вишнёвого цвета (рис. 1.7Б), переслаивающимися с кремнистыми аргиллитами и алевролитами (рис. 1.7В). Среди пачек кремней встречаются горизонты кремнистых туффитов кислого состава и алевролитов зеленого и бордового цвета. В некоторых разрезах отмечаются прослой базальтов, которые по химическому составу соответствуют субщелочным толеитам (Кошкин, 1987). Кремнистые породы казыкской свиты нередко деформированы и смяты в складки. Между отдельными пачками фиксируются зоны окварцевания и брекчирования, которые указывают на тектонический характер контактов. Сложная структура и широкое распространение деформаций, в том числе и дуплекс-структур (Сафонова и др., 2019; Safonova et al., 2020), в отложениях казыкской свиты затрудняет определение её истинной мощности. В более ранних работах мощность казыкской свиты оценивалась вплоть до 2000 м (Паталаха, Белый, 1981; Кошкин, 1987), что может быть связано с многократным повторением разреза в серии надвиговых чешуй. В настоящее время она принимается не более, чем 100-200 м (Degtyarev et al., 2020a) (рис. 1.9). Средне-позднеордовикский возраст казыкской свиты определён по многочисленным находкам конодонтов на разных уровнях в красных ленточных кремнях (*Pygodus anserinus* and *Periodon grandis biozones*) (Новикова и др., 1983; Сафонова и др., 2019; Degtyarev et al., 2020a).

В состав тюретайской свиты входят в основном базальты с линзами красных и серо-зеленых кремней мощностью от первых до ста метров (рис. 1.9). Серо-зеленые афировые базальты представлены в виде потоков, часто имеют подушечную отдельность. В них нередко встречаются линзы красных лавобрекчий, туфолов и зеленоватых витрокластических туфов. В разрезах тюретайской свиты в более ранних работах также были описаны прослой алевролитов, алевропесчаников и песчаников (Паталаха, Белый, 1981; Кошкин, 1987). Общая мощность свиты достигает 250-300 м. Возраст свиты определен по средне-позднеордовикским конодонтам в кремнях (Новикова и др., 1983; Degtyarev et al., 2020a) (рис. 1.9).

В центральной и северной частях Итмурундинской зоны выделена обалинская свита, перекрывающая базальты итмурундинской свиты. Контакты между обалинской и итмурундинской свитами в большинстве случаев тектонические. В составе обалинской свиты выделяют зеленые и бордовые кремнистые алевролиты, песчаники, туффиты, пепловые туфы, туфопесчаники с прослоями конгломератов. В обломочных породах обалинской свиты содержатся блоки вишнево-красных кремней и кремнистых алевролитов казыкской свиты. Преобладают песчаники и гравелиты с большим количеством фрагментов кристаллов плагиоклаза; тогда как кремнистые породы и вулканиты основного-среднего

состава представлены реже. Позднеордовикский возраст свиты определен по конодонтам из кремнистых алевролитов и туффитов (Никитин, 2002; Degtyarev et al., 2020a) (рис. 1.9).

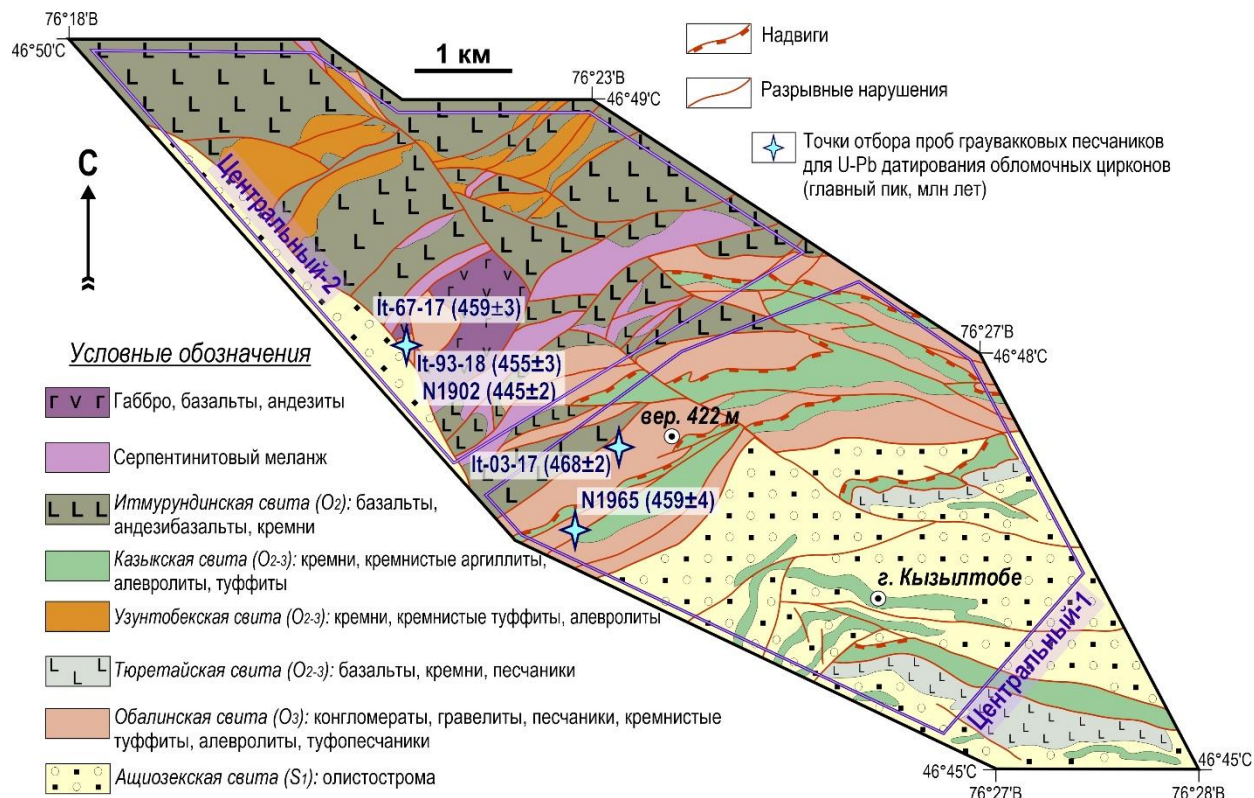


Рис. 1.6. Схематическая геологическая карта участков Центральный-1 и Центральный-2 Итмурундинской зоны по (Degtyarev et al., 2020a) с отмеченными точками отбора проб граувакковых песчаников.

Раннесилурийские образования в восточной и северной частях Итмурундинской зоны представлены терригенными отложениями и олистостромами ащиозекской свиты, слагающими тектонические пластины, надвинутые на породы среднего-позднего ордовика (рис. 1.5, 1.6). Матрикс олистостромы сложен преимущественно разнозернистыми серо-зелеными, лиловыми и бордовыми песчаниками и алевролитами, в меньшей степени – кремнистыми алевролитами. В олистолитах преобладают базальты тюретайской свиты и кремни казыкской свиты, содержащие конодонтов верхнего ордовика (Degtyarev et al., 2020a). В алевролитах ащиозекской свиты найдены лландоверийские граптолиты (Кошкин и др., 1987). Общая мощность ащиозекской свиты составляет более 2500 м, хотя точное определение мощности не представляется возможным вследствие сложной складчатой структуры (рис. 1.9).

В ходе экспедиционных работ 2017-2019 гг. нами было детально изучено четыре участка: Центральный-1, Центральный-2, Восточный-1, Восточный-2 (рис. 1.5). В пределах участков Центральный-1 и Центральный-2 распространены, в основном, магматические и осадочные породы, входящие в состав итмурундинской, казыкской и обалинской свит (рис.

1.5, 1.6, 1.7А-В). На участках Восточный-1 и Восточный-2 представлены образования преимущественно тюретайской и ащиозекской свит (рис. 1.5, 1.7Г). Для проведения исследований отобрано 22 образца песчаников со всех участков работ (Приложения 1, 2).

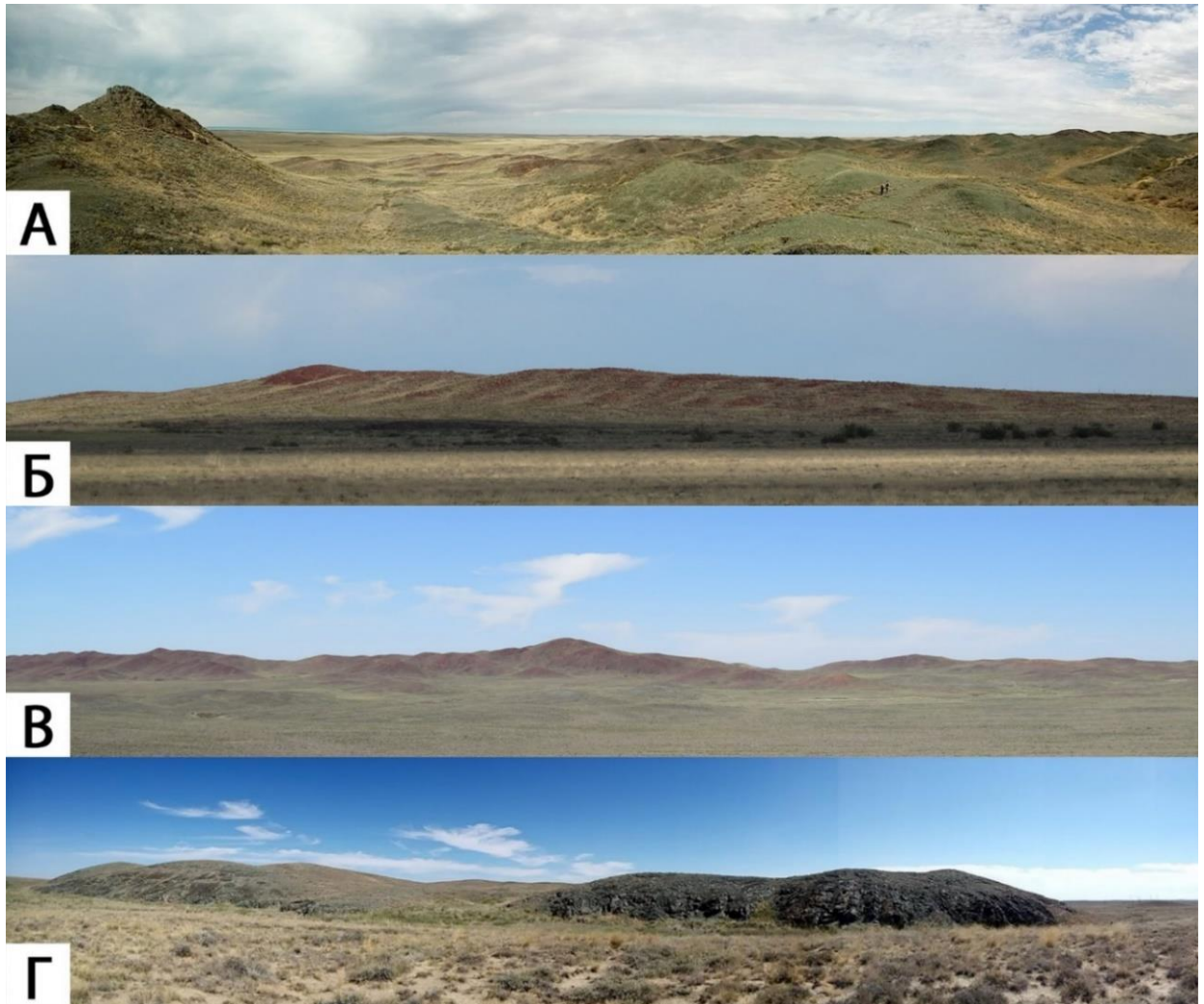


Рис. 1.7. Панорамные фотографии обнажений Итмурундинской зоны: А – базальты итмурундинской свиты; Б – переслаивание кремнистых аргиллитов и кремней казыкской свиты; В – кремни казыкской свиты; Г – песчаники ащиозекской свиты.

На участке Центральный-1 распространены в большей степени кремнистые породы казыкской свиты (рис. 1.5, 1.6). Описаны разрезы, представляющие собой чередование пачек ленточных кремней кирпично-красного, тёмно-бордового, вишнёво-красного цветов с тонко- и толсто-плитчатыми кремнистыми аргиллитами и алевролитами шоколадного и серо-зеленого цвета (рис. 1.8В). Нередко встречаются прослои серых и розовых перекристаллизованных кремнистых пород между слоями, что указывает на проявление процессов деформации. Элементы залегания слоев кремней и кремнистых аргиллитов, как правило, близки к вертикальным (рис. 1.8Г). Кремнистые осадки нередко разбиты кварцевыми прожилками, кливажированы или рассланцованы, смяты в складки различной

морфологии (рис. 1.8Д). Оценка мощности осадочных серий затруднена вследствие многократного повторения фрагментов разреза в сериях надвиговых чешуй. В основании разрезов нередко находятся серо-зеленые афировые и миндалекаменные базальты, иногда с признаками подушечной отдельности. Песчаники часто перекрывают кремнистые алевролиты и аргиллиты или переслаиваются с ними (рис. 1.8Е). Они представлены в виде небольших коренных выходов размером от первых до десятков метров.

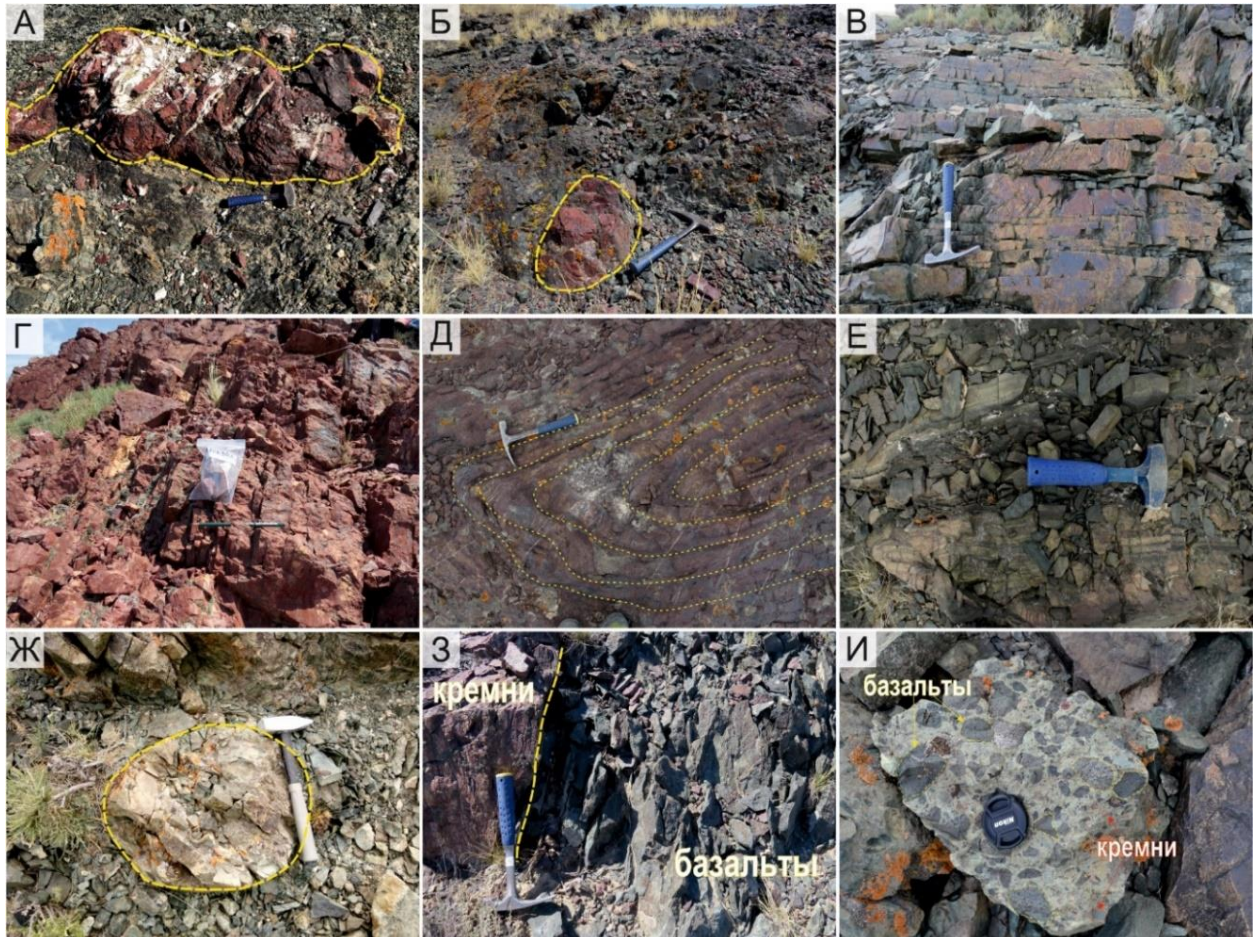


Рис. 1.8. Фотографии коренных обнажений: участок Центральный-1 – А, Б) фрагменты кирпично-красных кремней в базальтах; В) средне-толстоплитчатые серо-зеленые кремнистые аргиллиты; Г) ленточные кремни с субвертикальным залеганием слоев; Д) бордовые кремни, смятые в складку; Е) переслаивание песчаников и кремнистых аргиллитов; Ж) пиллоу-лавы; З) контакт между кремнями и базальтами; И) брекчия с обломками базальтов и кремней.

В пределах участка Центральный-1 было описано несколько разрезов, в состав которых входят песчаники обалинской свиты (рис. 1.6). Разрез в 500 м к юго-западу от вершины 422 м (рис. 1.6, 1.10) начинается с мощной толщи кирпично-красных кремней с тонкими прослоями кремнистых аргиллитов шоколадного цвета. Для кремней характерна ленточная текстура и субвертикальное залегание. Кремни сменяются кремнистыми алевролитами серого и серо-зеленого цвета, переслаивающимися со среднеплитчатыми (от

1 до 10-15 см) и толстоплитчатыми (более 15 см) кремнистыми аргиллитами бордового цвета с ленточной текстурой. Далее наблюдается переход в зону темно-серых и зеленовато-серых базальтов с признаками подушечной отдельности (пиллоу-лавы). Базальты перекрываются кремнистыми алевролитами коричневого цвета мощностью 150-200 м. Затем следует толща мелко-среднезернистых серых песчаников (обр. It-03-17) с редкими прослоями кремнистых алевролитов обалинской свиты (рис. 1.10).

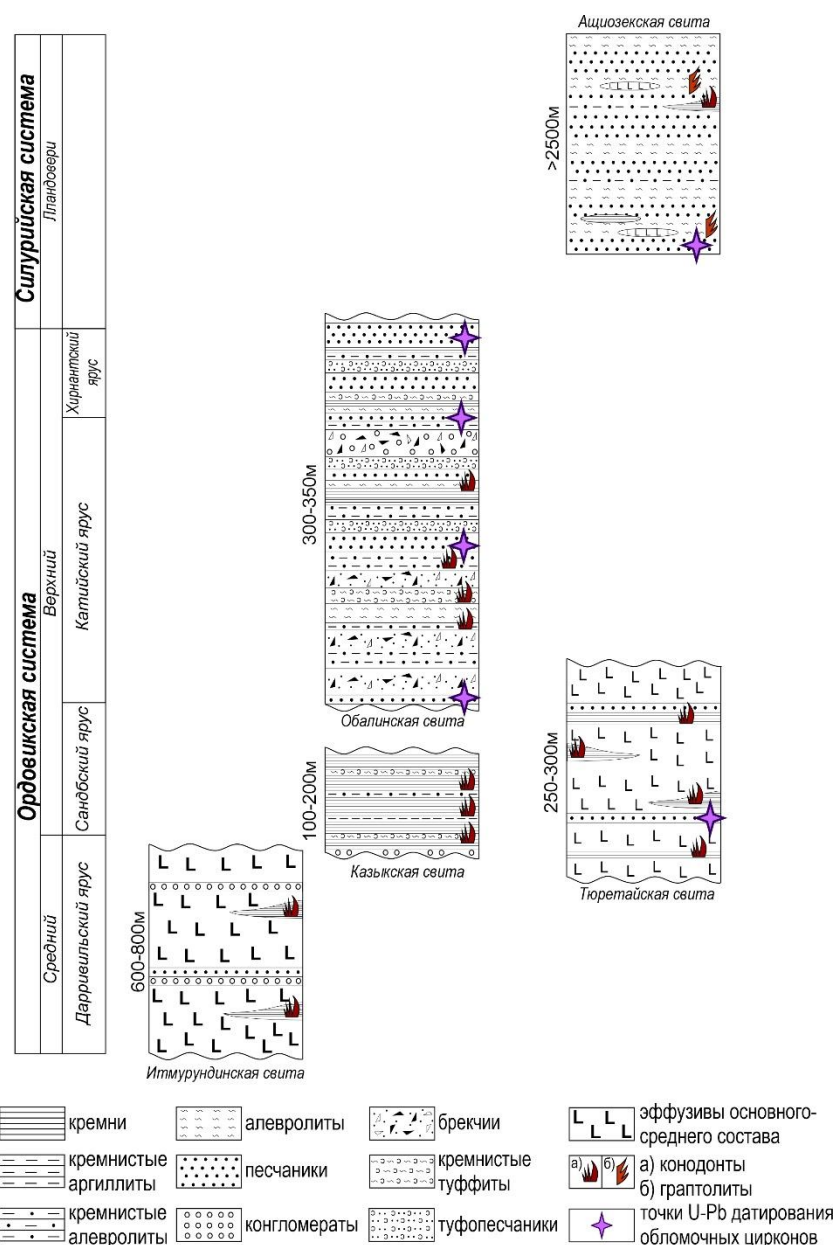


Рис. 1.9. Стратиграфические колонки Итмурундинской зоны по (Новикова и др., 1983; Никитин, 2002; Degtyarev et al., 2020a; Стратиграфические схемы..., 2021) с точками отбора проб граувакковых песчаников.

Разрез к северо-западу от вершины 422 м начинается с перекристаллизованных кремней от темно- до светло-серых, которые сменяются выходами серо-зеленых базальтов

(рис. 1.6, 1.11). В пределах толщи базальтов были диагностированы пиллоу-лавы, вулканические брекчии (кластолавы), порфириновые базальты с вкрапленниками пироксена, реже встречаются базальты с миндалекаменной текстурой. Вещественный состав базальтов указывает на их образование в островодужной обстановке (Safonova et al., 2020; Гурова и др., 2022). Кластолавы представлены базальтами с пористой текстурой с обломками (от 2 мм до 2 см) угловатой формы таких же пористых базальтов, но имеющих более темный цвет по сравнению с матрицей. В базальтах также находится линза красно-коричневых кремнистых аргиллитов без видимых находок микрофауны. Далее базальты сменяются серо-зелеными кремнистыми аргиллитами. Прямого контакта между этими пачками не наблюдается. В кремнистых аргиллитах линза бурых кремней с хорошо выраженной ленточной текстурой. По ходу движения кремни переходят в брекчии с обломками от 2 мм до 3-4 см. В обломках обнаружены кирпично-красные кремни, серо-зеленые кремнистые аргиллиты и зеленовато-серые базальты (рис. 1.11).

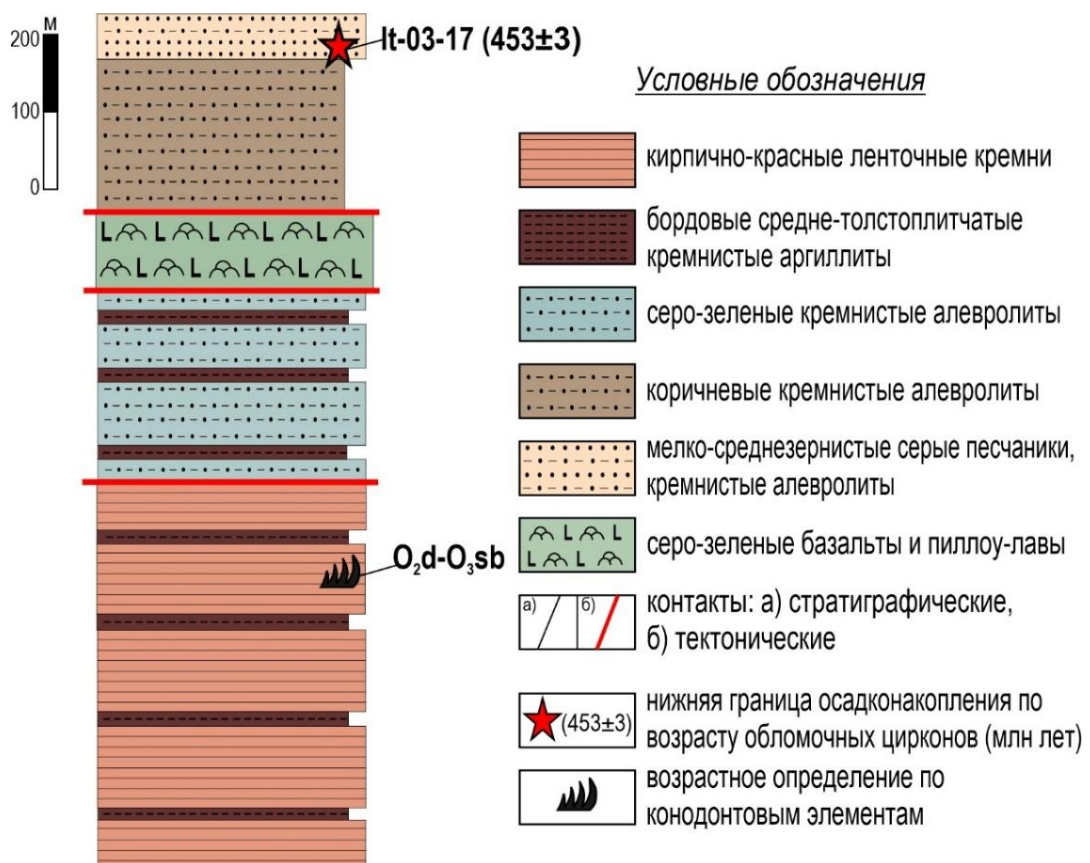


Рис. 1.10. Тектоно-стратиграфическая колонка кремнисто-базальтовых отложений на участке Центральный-1. Составлена автором по материалам полевых исследований. Возрастное определение ленточных кремней по конодонтовым элементам приведено по данным, полученным Обут О.Т. (Сафонова и др., 2019).

Далее кремнистые аргиллиты коричневого цвета сменяются базальтами, при этом обнаруживается прямой контакт между этими двумя пачками (рис. 1.11). В базальтовой

толще небольшая линза зеленовато-серых мелко-среднезернистых плохо сортированных песчаников (обр. It-09-18) (рис. 1.11). Далее фиксируется контакт между базальтами и кирпично-красными перекристаллизованными кремнями. Хорошо прослеживается граница между перекристаллизованными кремнями и бордово-красными ленточными кремнями, которые сменяются серо-зелеными базальтами с миндалекаменной текстурой. Миндалины заполнены кальцитом, а сами базальты, вероятно, метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Геохимические характеристики базальтов предполагают их образование в пределах внутриплитных океанических поднятий (остров/симаунт/плато) (Гурова и др., 2022). В базальтовой толще находятся кремнистые алевролиты бордово-коричневого цвета с признаками кливажированности пород (зеркала скольжения). Далее следует толща кремней (рис. 1.11) с отчетливо сохранившейся ленточной текстурой. В них также виден переход цвета от кирпично-красного к розовато-красному, охристому, зеленовато-серому. В кремнях обнаружена линза темно-серых плохо сортированных мелкозернистых песчаников (обр. It-25-18) (рис. 1.11), которые визуально схожи с базальтами.

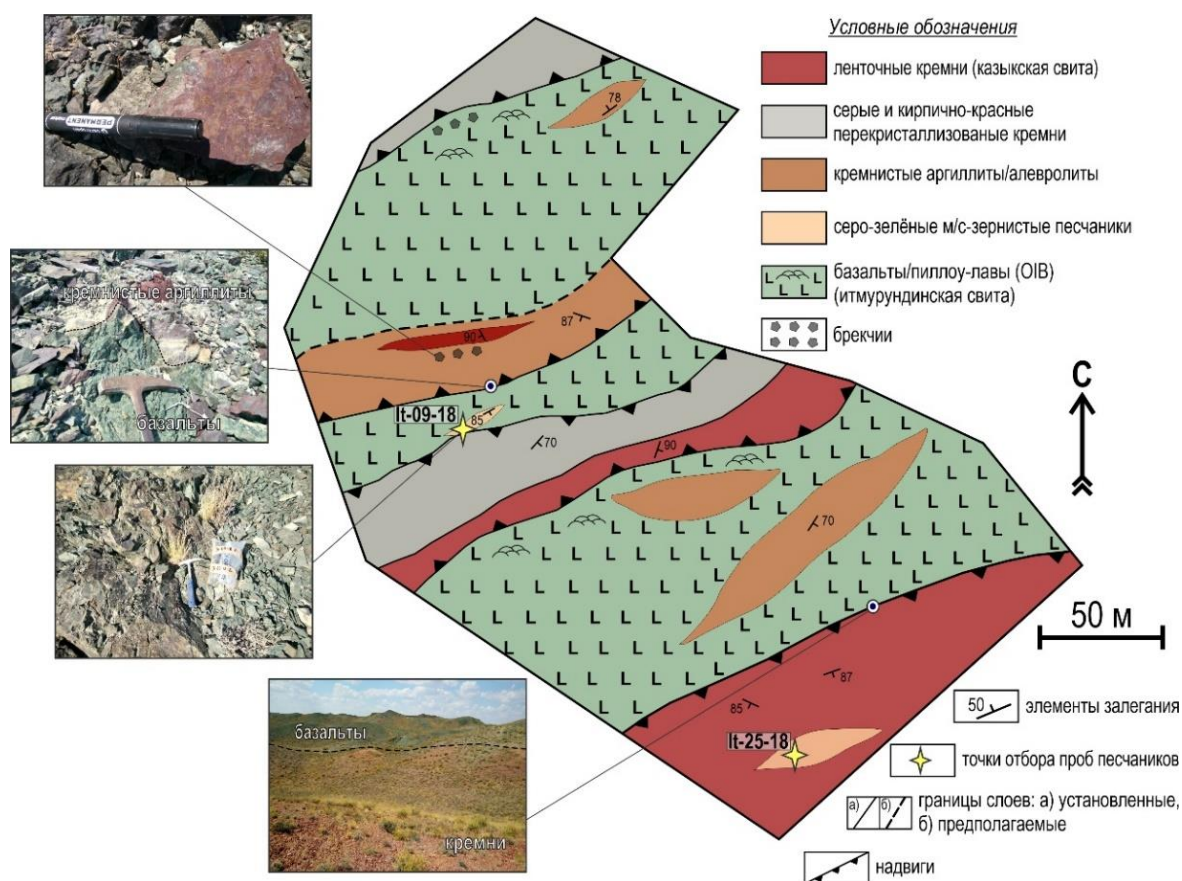


Рис. 1.11. Геологическая схема участка Центральный-1 (1.2 км к северо-западу от вершины 422 м). Составлена автором по материалам полевых исследований.

Разрез в 500 м к юго-западу от вершины 422 м начинается с кремнистых серо-зеленых аргиллитов сильно измененных, переслаивающихся с кремнистыми аргиллитами

коричневого цвета и с редкими прослоями деформированных кремней зеленого, белого и красного цветов (рис. 1.6, 1.12). В пачке кремнистых аргиллитов встречены прослойки брекчий с обломками кремней размером от первых мм до 3-5 см. Далее следуют маломощные выходы кремней бордового цвета с признаками деформации, проявленными в том числе в наличии кварцевых прожилков. Вслед за кремнями продолжаются серо-зеленые кремнистые аргиллиты с небольшими линзами красных кремней, перекрытые выходами серо-зеленых афировых базальтов (рис. 1.12) с признаками подушечной отдельности. В базальтовой толще также обнаружена маломощная линза красных кремней. Между базальтами и серо-зелеными кремнистыми аргиллитами прослеживаются прослойки брекчий, что предполагает тектоническую природу контакта. Далее следует мощная толща серо-зеленых базальтов, нередко в виде пиллоу-лав, которая сменяется серо-зелеными кремнистыми алевролитами. В начале толщи кремнистых алевролитов встречаются небольшие прослойки кремнистых аргиллитов бордового цвета и линзы сильно измененных кремней. Кремнистые алевролиты, которые сменяются на более крупнозернистые разности вплоть до гравелитов, нередко содержат обломки кремней красного и серого цвета. Редко встречаются небольшие линзы мелкозернистых серо-зеленых песчаников среди кремнистых алевролитов. Ближе к верхней границе толщи наблюдается переслаивание мелкозернистых песчаников (обр. N1965) и кремнистых алевролитов, напоминающее турбидитовую последовательность (рис. 1.12). Разрез заканчивается мощной толщей кирпично-красных ленточных кремней и кремнистых аргиллитов бордового и коричнево-красного цвета. Тонко-среднеплитчатые кремнистые породы смяты в складки разной морфологии (рис. 1.12).

Участок Центральный-2 расположен к северо-западу от участка Центральный-1 и ограничен разломами, отделяющими отложения итмурундинской свиты от пород обалинской и казыкской свит (рис. 1.6). В пределах этого участка на поверхность выходят отложения итмурундинской свиты (рис. 1.6), представленные высоко-Ti базальтами (Safonova et al., 2020), ассоциирующими с кремнями и кремнистыми аргиллитами, песчаниками. Базальты, занимающие больше половины площади участка, встречаются в виде фрагментов потоков и пиллоу-лав (рис. 1.8Ж) часто с прожилками эпидота, кварца, гидроксидов железа. В миндалекаменных разновидностях поры заполнены цеолитами и кальцитом. Базальты нередко находятся в ассоциации с сургучно-красными и черными кремнями и тонкоплитчатыми алевролитами шоколадного цвета. Другие магматические породы представлены порфировыми андезитами, трахиандезитами, трахитами, дацитами, щелочными риолитами, ультраосновными породами. Кремни, как правило, перекрывают

базальты, нередко сильно раскристаллизованы, на некоторых разрезах обнаруживаются прямые контакты между породами (рис. 1.83).

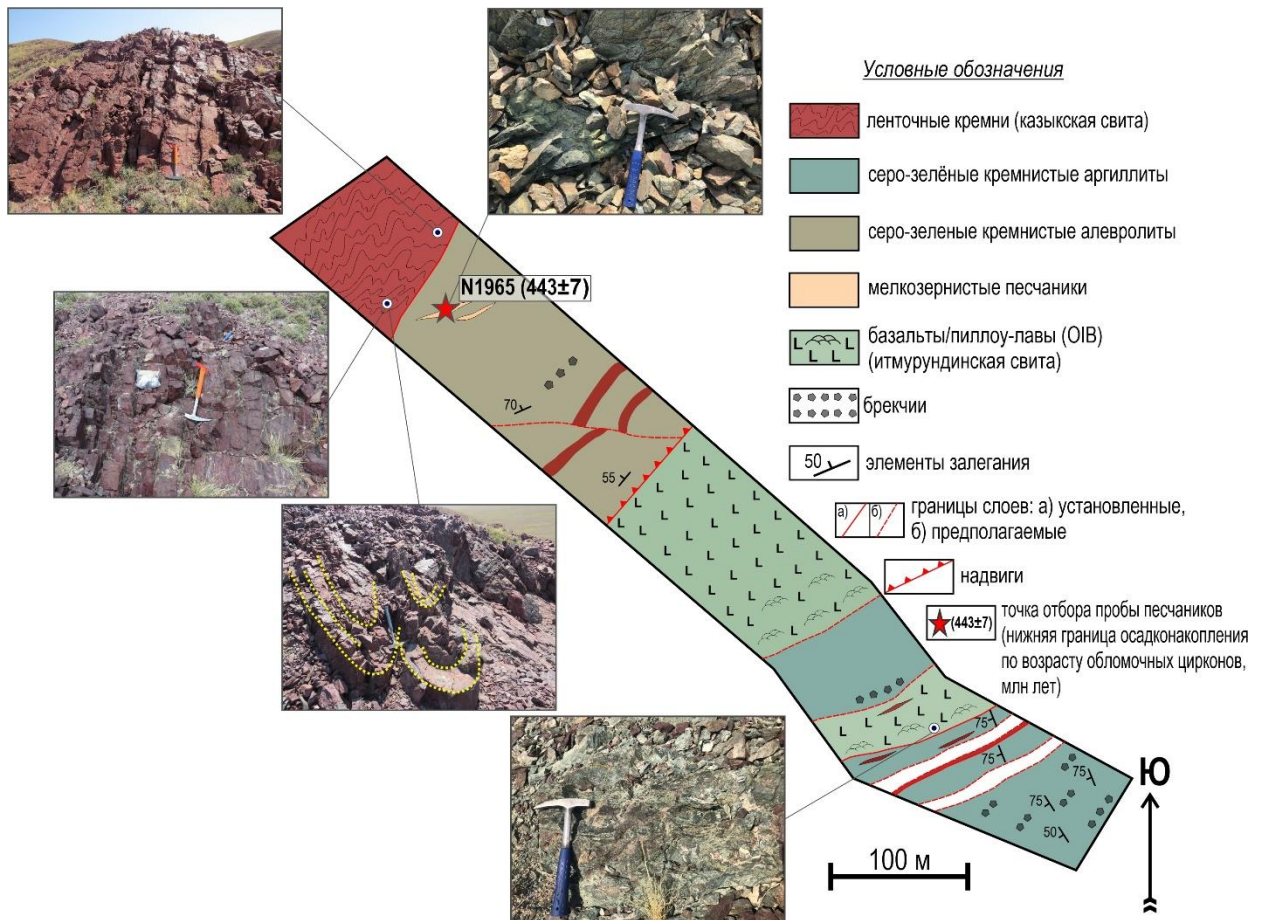


Рис. 1.12. Геологическая схема участка Центральный-1 (500 м к юго-западу от вершины 422 м). Составлена автором по материалам полевых исследований.

Глубоководная природа изученных кремней казыкской свиты была определена по характерной тонкозернистой почти крипстокристаллической структуре и их ленточной текстуре, что соответствует пелагическим кремням, описанным в составе древних и молодых аккреционных комплексов западной Пацифики (Isozaki et al., 1990; Nohi, 1992; Wakite, Metcalf, 2005; Fujisaki et al., 2014; Safonova et al., 2016). В этих кремнях были найдены ордовикские радиолярии и конодонты (Новикова и др., 1983; Жилкайдаров, 1988; Никитин, 2002; Degtyarev et al., 2020a). Местами кремни находятся на контакте с брекчиями (рис. 1.8И), состоящими из обломков кремней, погруженных в базальтовый матрикс серо-зеленого цвета. Коренные выходы песчаников представлены в виде пластов и линз. Песчаники, как правило, переслаиваются с кремнистыми аргиллитами и алевролитами, реже встречаются в ассоциации с ленточными кремнями. В некоторых разрезах на контакте с песчаниками отмечаются тонкие прослои туфов и брекчий. Визуально мелко-

среднезернистые песчаники имеют серый, тёмно-серый и зеленовато-серый цвет, для них характерна низкая степень сортировки.

В западной части участка Центральный-2, рядом с крупным массивом Восточный Архарсу (рис. 1.6), описан разрез вулканических и кремнисто-терригенных пород, представляющий собой крупную тектоническую пластину, которая, вероятно, была надвинута на базальты и габброиды. Разрез начинается с выходов серо-зеленых базальтов, имеющих признаки подушечной отдельности (пиллоу-лавы). В базальтах наблюдаются небольшие линзы кремнистых аргиллитов бордово-коричневого цвета. Далее следует турбидитовая толща, представляющая собой чередование мелко-среднезернистых песчаников и кремнистых аргиллитов/алевролитов серо-зеленого цвета (рис. 1.13А, Б). Из турбидитов было отобраны две пробы мелко-среднезернистых песчаников (обр. N1902, It-93-18), находящихся в верхней и нижней частях толщи. Зернистость песчаников по простиранию разреза меняется от крупнозернистых разностей до алевропесчаников. Турбидиты перекрываются кремнистыми аргиллитами бордово-коричневого и серо-зеленого цвета с прослоями кремнистых туффитов (рис. 1.13В). Вслед за кремнистыми аргиллитами наблюдается кремнистая толща с прослоями брекчий с базальтовым матриксом и обломками кремнистых пород. В кремнях также отмечаются небольшие линзы серо-зеленых алевропесчаников и коричнево-бордовых кремнистых аргиллитов. Далее следует мощная толща кремнистых аргиллитов серо-зеленого и бордового цвета, переслаивающихся с ленточными кремнями (рис. 1.13Г). В кремнистых аргиллитах нередко встречаются прослои туффитов (рис. 1.13Д) и брекчий с обломками кремнистых пород от первых мм до 2-3 см (рис. 1.13Е). В пачке средне-крупнозернистых песчаников находится небольшая линза андезитов, геохимический состав которых предполагает их образование в обстановке островной дуги (Гурова и др., 2022). Тонко-среднеплитчатые кремнистые аргиллиты от серо-зеленых до бордово-коричневых цветов переслаиваются между собой, в них нередко наблюдаются небольшие прослои кремней. Для песчаников характерна низкая степень сортировки материала, цвет меняется от серо-зеленых до зеленых. Иногда встречаются маломощные (первые см) прослои гравелитов. Далее следуют коренные выходы ленточных кремней, сменяемые толщей кремнистых аргиллитов с маломощными прослоями мелко-среднезернистых песчаников (обр. It-67-17). Завершается разрез серо-зелеными афировыми базальтами с признаками подушечной отдельности и эпидотизацией по трещинам, визуально схожими с базальтами в начале разреза (рис. 1.13). Контакты между литологически разнородными пачками тектонические, что выражается в проявлении рассланцованности и трещиноватости, в некоторых кремнистых пачках наблюдаются зоны окварцевания.

В целом, для участка Центральный-2 характерно увеличение доли базальтов в западном и северном направлениях, тогда как на восток наблюдается заметное увеличение мощности осадочных пород (рис. 1.6) (Safonova et al., 2020). В пределах участка часто встречаются зоны смятия как осадочных, так и магматических пород. Базальты нередко метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации с развитием эпидота и хлорита. Сургучно-красные кремни также зачастую сильно деформированы и перекристаллизованы до облика кварцитов.

Участок Восточный-1 расположен в восточной части Итмурундинской зоны и представляет собой синформную структуру (рис. 1.14). В области его распространения находятся преимущественно породы ациозекской и тюретайской, реже казыкской свит. На участке описан разрез в ядре складки (рис. 1.15А), начинающийся со средне-крупнозернистых зеленовато-серых песчаников (обр. It-29-17) (рис. 1.15А), сменяющихся вверх по склону на более мелкозернистые разности вплоть до алевропесчаников. На вершине обнаруживается контакт между кремнистыми аргиллитами шоколадного цвета и мелкозернистыми песчаниками (рис. 1.15А). Далее следует повторение пачек крупно-среднезернистых песчаников и кремнистых алевролитов коричневого цвета с редкими прослоями серо-зеленых алевропесчаников. Завершается разрез базальтами серо-зеленого цвета с признаками подушечной отдельности (рис. 1.15А).

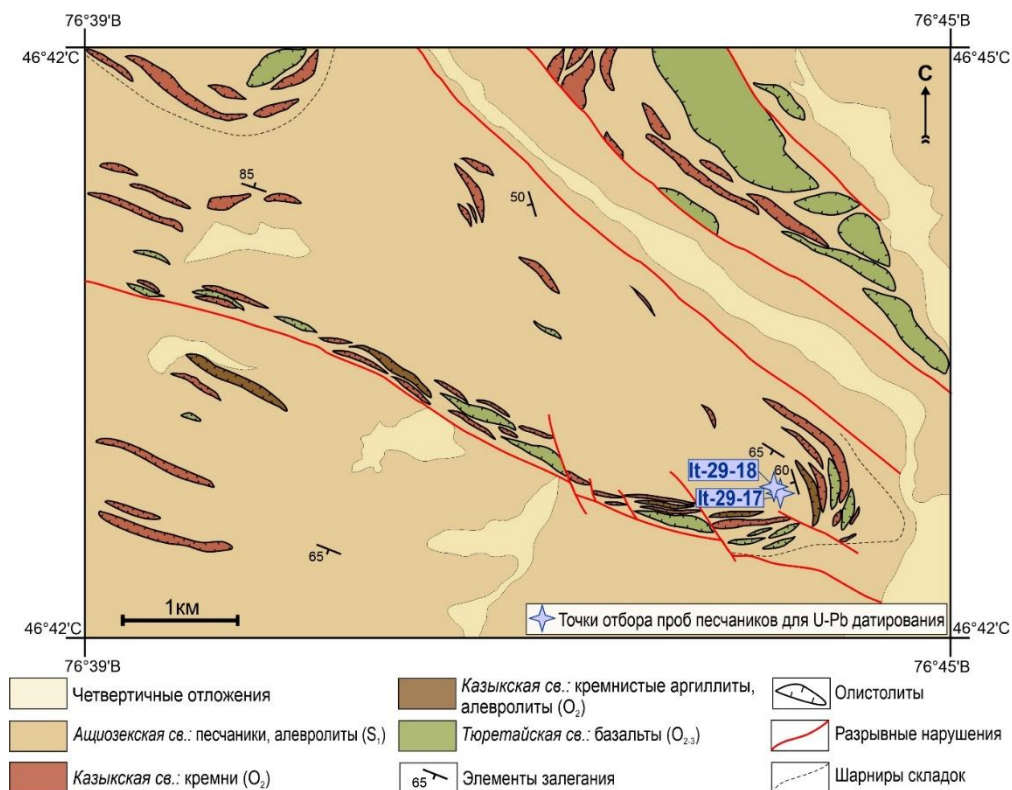


Рис. 1.14. Геологическая схема участка Восточный-1 с отмеченными точками опробования образцов песчаников.

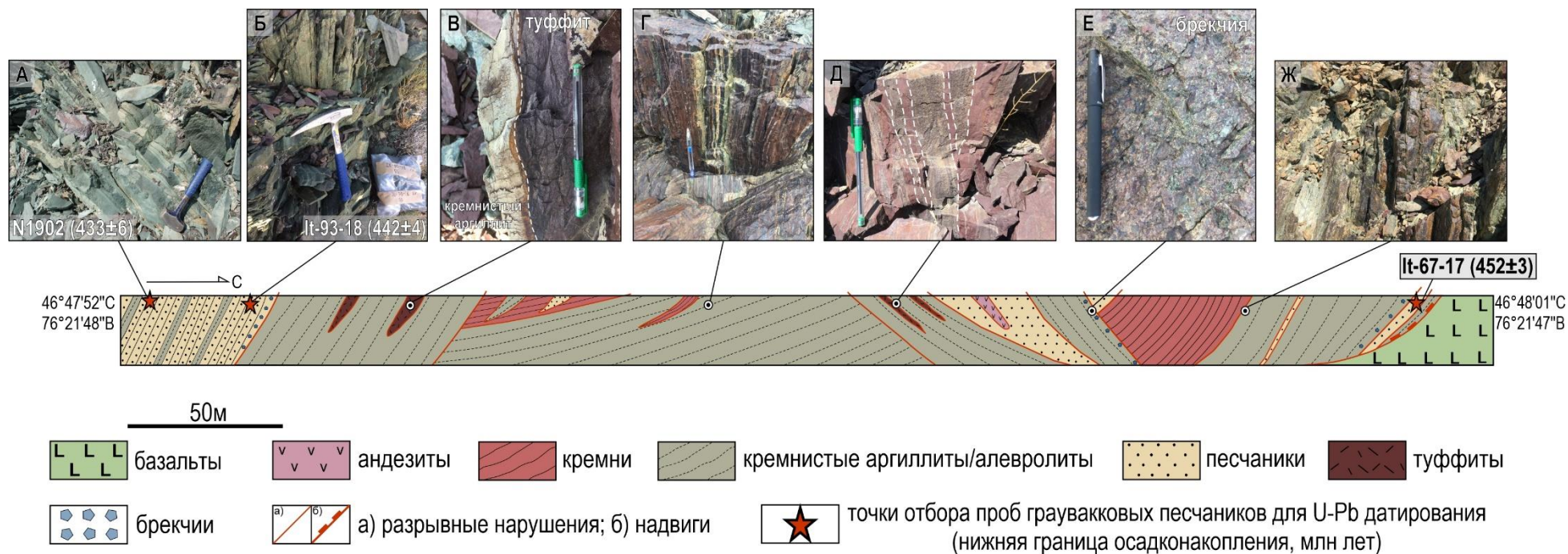


Рис. 1.13. Геологический разрез вулканогенно-кремнистых толщ в районе массива Восточный Архарсу и фотографии коренных обнажений: А) песчаники серо-зеленые мелко-среднезернистые, переслаивающиеся с кремнистыми аргиллитами; Б) среднезернистые песчаники серо-зеленые; В) контакт между туффитами и серо-зелеными кремнистыми аргиллитами; Г) переслаивание тонкослойных кремнистых аргиллитов и кремней; Д) кремнистые аргиллиты бордового цвета с прослоями туффитов; Е) брекчия с обломками кремней и кремнистых аргиллитов; Ж) тонкоплитчатые кремнистые аргиллиты.

Средне-крупнозернистые песчаники имеют среднюю или плохую сортировку материала (рис. 1.15В) (обр. It-29-18), местами рассланцованы, содержат линзы кремнистых алевролитов и аргиллитов, а также прослой гравелитов. Кроме этого, в пределах участка были диагностированы сургучно-красные окварцованные кремни, бордовые и фиолетовые тонкоплитчатые кремнистые алевролиты и аргиллиты казыкской свиты (Degtyarev et al., 2020a), темно-серые алевропесчаники, измененные/рассланцованные базальты и пиллоу-лавы предположительно тюретайской свиты.

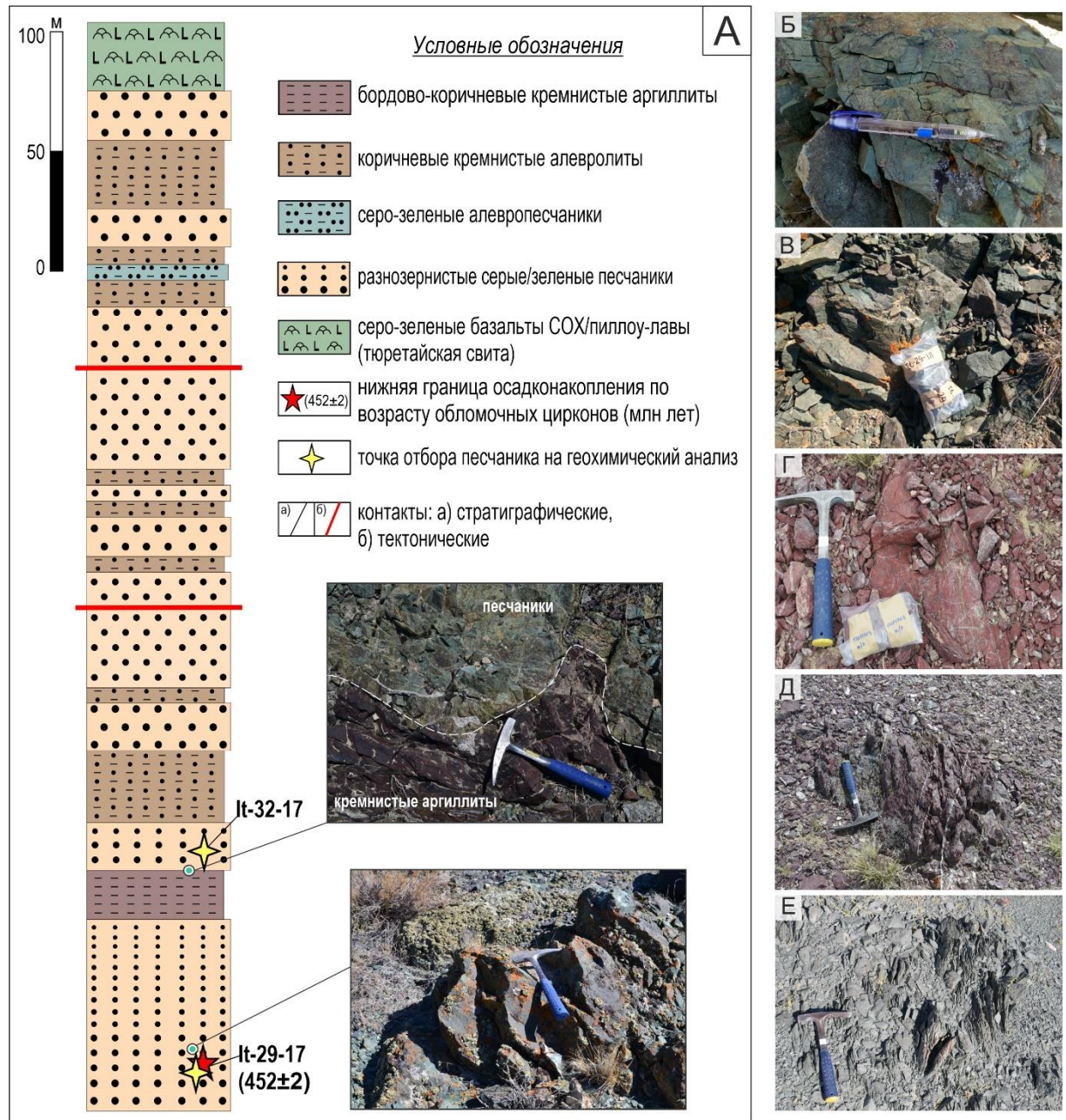


Рис. 1.15. Тектоно-стратиграфическая колонка на участке Восточный-1 (район г. Коскызыл) (А). Фотографии коренных обнажений на участке Восточный-1 – Б) турбидиты; В) среднезернистый песчаник (обр. It-29-18) и участке Восточный-2 – Г) измененные красные кремни; Д) рассланцованные кремнистые аргиллиты; Е) песчаники (обр. OD2-2).

Участок Восточный-2 относится к самому восточному сегменту Итмурундтинской зоны и представляет собой местность со слабо выраженным рельефом (рис. 1.5). Почти повсеместно выходы пород тюретайской, ациозекской и казыкской свит представлены в виде высыпок или небольших щеток (рис. 1.15Г-Е, 1.16). Крупные коренные выходы здесь редки, проследить контакты между пачками практически невозможно. На участке полевых работ были описаны буровато-сиреневые среднеплитчатые перекристаллизованные кремни, красные средне-толстоплитчатые кремни (рис. 1.15Г), рассланцованные бурые кремнистые аргиллиты (рис. 1.15Д) и алевролиты. Средне-крупнозернистые светло-зеленые и зеленовато-серые песчаники встречаются в виде высыпок и небольших коренных выходов (рис. 1.15Е). Прямых контактов с выше- и нижележащими толщами не было обнаружено.

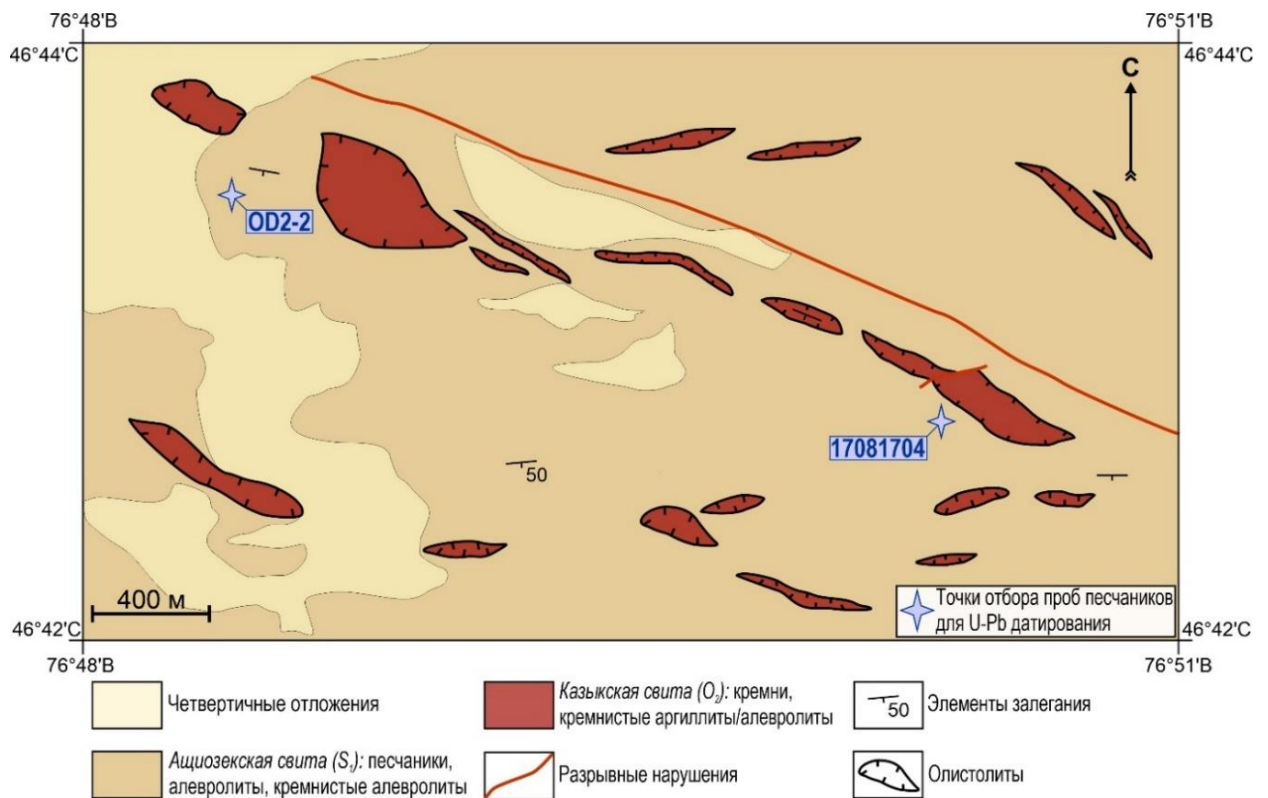


Рис. 1.16. Геологическая схема участка Восточный-2 с точками опробования образцов песчаников.

1.4. Геологическое строение Тектурмасского пояса Центрального Казахстана

Тектурмасский офиолитовый пояс расположен в Центральном Казахстане южнее г. Караганда. Первое упоминание о геологическом строении гор Тектурмас относится к работе А.А. Богданова (Богданов, 1939), в которой он описывает Карагандинский угольный бассейн. В этой работе объединены кремнисто-вулканогенные отложения в

уртынджалъскую серию, состоящую из карамурунской и тектурмасской свит. Позднее вопрос состава и возраста этих отложений был освещен в работах В.Ф. Беспалова (1976, 1980), Н.П. Четвериковой (1966), Р.М. Антонюка (1974, 1976), Н.А. Афоничева (1976), Б.Б. Назарова (1975), Ю.А. Зайцева (1977). Результатом микропалеонтологических исследований стала стратиграфическая схема, в которой в том числе была описана и изучена офиолитовая ассоциация Н.Ф. Трусовой (1948), Н.П. Михайловым и В.Н. Москалевой (1972), Р.А. Антонюком (1974), И.Е. Кузнецовым (1980), Ю.А. Зайцевым (1980), Л.Л. Германом (1988), В.Г. Степанцом (1988). Первые данные по ордовикским конодонтам из кремней и кремнистых аргиллитов были получены в середине 80-х годов прошлого столетия (Курковская, 1985; Новикова и др., 1991), что позволило рассматривать океанические осадки и олистостромы независимо друг от друга (Герасимова и др., 1992). Благодаря этим результатам был определен возраст магматических пород, находящихся в ассоциации с ранне-среднеордовикскими кремнями карамурунской свиты, а также позднеордовикский возраст кремнистых осадков тектурмасской свиты (Курковская, 1985; Никитин, 2002).

Тектурмасский пояс рассматривается как шовная полихронная покровно-складчатая структура (рис. 1.17, 1.18) и относится к структуре ДБСС (рис. 1.3). Он протягивается в субширотном направлении более чем на 300 км при ширине 2-15 км (рис. 1.3) и состоит из тектонических пластин, надвинутых друг на друга под углом 40° - 70° в северном направлении (Якубчук, 1991; Степанец, 2016; Дегтярев и др., 2017; Khassen et al., 2020; Degtyarev et al., 2021b). Сопоставление микропалеонтологических и петрохимических данных магматических пород из меланжа гор Тектурмас привело к выделению в составе аккреционного комплекса офиолитов преддугового, задугового и островодужного типов (Степанец, 2016). В пределах Тектурмасского пояса широко распространен серпентинитовый меланж, а также породы океанического происхождения, входящие в состав аккреционного комплекса (Якубчук, 1991; Курковская, 1985; Антонюк и др., 2015; Дегтярев и др., 2017; Khassen et al., 2020; Degtyarev et al., 2021b). Первые данные по U-Pb возрасту цирконов из надсубдукционных плагиогранитов (473 ± 2 , 453 ± 4 млн лет), Сrx-гранулитов (454–478, 830, 1880, 2530 млн лет), Grt-гнейсов (461–507, 914–1127 млн лет), сиенитов (463 ± 2 млн лет) представлены в работах К. Е. Дегтярева (Дегтярев и др., 2017; Degtyarev et al., 2021b) (рис. 1.18).

На геологических картах (Якубчук и др., 1988; Якубчук, 1991; Антонюк и др., 1995) в Тектурмасском поясе выделяется четыре структурно-формационные зоны, разделенных разломами: Успенская, Тектурмасская, Базарбайская, Нуринская (рис. 1.18). Согласно этим картам породы Тектурмасской зоны образовались в океанической обстановке, а

Базарбайской зоны в окраинно-морских условиях. По данным (Антонюк и др., 2015) Тектурмасская зона содержит фрагменты океанической коры и океанических островов, в то время как Базарбайская зона состоит из глубоководных отложений окраинно-морского бассейна. В пределах и Тектурмасской, и Базарбайской зон выделяется серпентинитовый меланж, базальты/пиллоу-лавы, глубоководные кремни, кремнистые аргиллиты и алевролиты, песчаники.

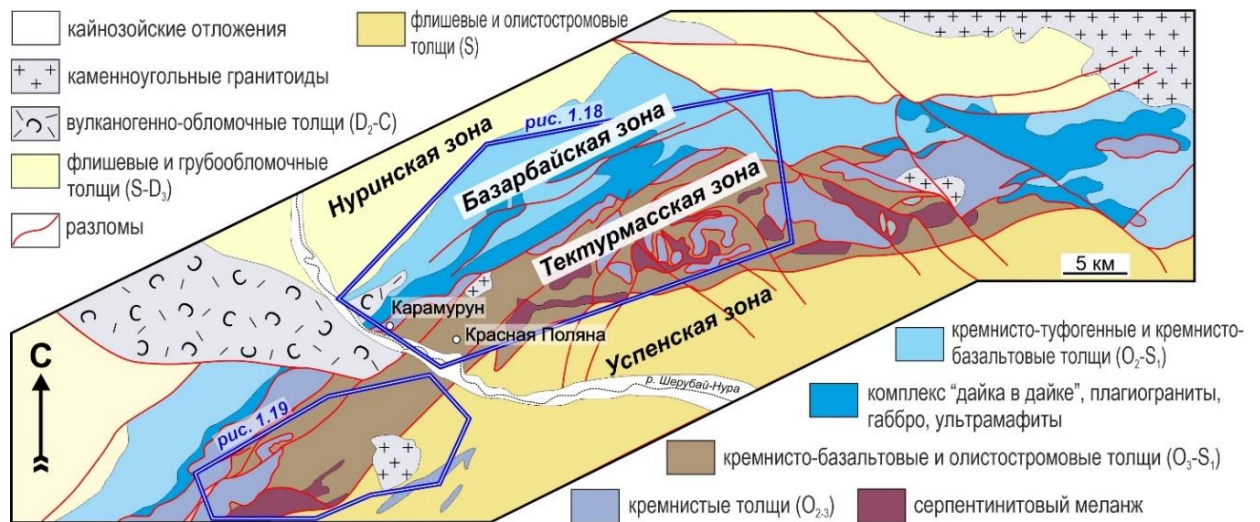


Рис. 1.17. Схема распространения основных комплексов центральной части Тектурмасской офиолитовой зоны и ее обрамления по (Degtyarev et al., 2021b).

Тектурмасская зона расположена в центральной части Тектурмасского пояса и протягивается более чем на 40 км с юго-запада на северо-восток (рис. 1.18). В составе Тектурмасской зоны выделяются сильно деформированные фрагменты офиолитов и ассоциирующих с ними осадочных пород (Якубчук и др., 1988, 1989; Новикова и др., 1991; Герасимова и др., 1992; Герман, Рязанцев, 1988; Степанец, 2015а, б). Проявление сильных деформаций связано с происходившими в пределах зоны сдвиговыми процессами и складкообразованием. Меланж состоит преимущественно из фрагментов гарцбургитов и дунитов, расслоенных габбро и габбро-амфиболитов, долеритов и габбро-долеритов, базальтов, кремнистых пород, реже плагиогранитов, погруженных в серпентинитовый матрикс. В Тектурмасской зоне традиционно принято выделять три свиты: карамурунскую (O_2), тектурмасскую (O_{2-3}), сарытаусскую (O_3-S_1) (рис. 1.18, 1.20).

Карамурунская свита состоит из базальтов с прослоями кремней и линзами туфов основно-среднего состава, а также прослоями/блоками в них магматических пород более кислого состава (рис. 1.20). Массивные и миндалекаменные базальты с признаками вторичного изменения нередко имеют подушечную отдельность. Они ассоциируют с туфами основного состава, брекчиями, пестроцветными кремнями и кремнистыми

аргиллитами с тонкими прослоями туфов. Общая мощность от 500 до 800 метров. Среднеордовикский возраст карамурунской свиты определен по конодонтам (Герасимова и др., 1992).

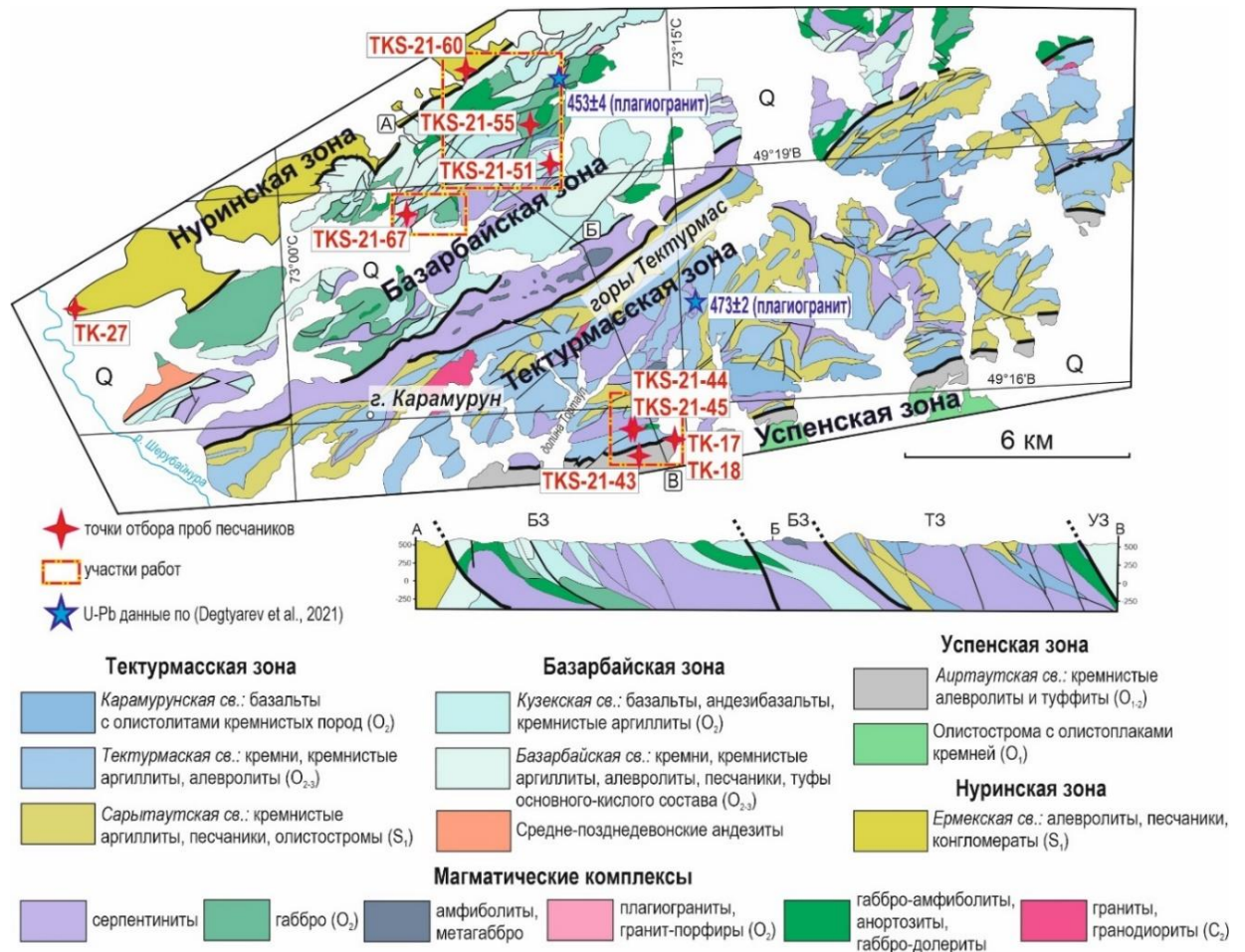


Рис. 1.18. Геологическая карта Тектурмасского пояса Центрального Казахстана по (Якубчук и др., 1988; Якубчук, 1991; Антонюк и др., 1995) с изменениями.

Тектурмасская свита сложена в основном кремнями, кремнистыми аргиллитами и алевролитами, сланцами (рис. 1.20). Для осадков характерно разнообразное проявление цветов от красного до темно-коричневого, часто встречается ленточная текстура, структуры складок разной морфологии, признаки гравитационного оползания. Пачки мощностью от 0.5 до 2 м с тонкими (до 1 см) прослоями кремнистых аргиллитов и алевролитов образуют так называемую ленточную текстуру, свойственную для всех глубоководных океанических осадков (Hori, 1992; Isozaki et al., 1990; Safonova et al., 2016). Разрез представляет собой чередование фтанитов, красных и коричневых кремней с прослоями кремнистых аргиллитов и туфов, кремней розового цвета. Фтаниты представляют собой темно-серые и черные разновидности раскристаллизованных кремней. Пачки красных ленточных кремней толщиной 0.5-2 м содержат в себе кварцевые

линзы и переслаиваются с туфами и брекчиями. Пачки розовых кремней содержат находки радиолярий и пронизаны кварцевыми прожилками. Общая мощность достигает 500 м. Средне-позднеордовикский возраст определен по конодонтам из фтанитов и красных кремней (Новикова и др., 1988, 1991; Курковская, 1985; Гридина, 2003).

Сарытауская свита сложена в основном крупнозернистыми осадками и обломочными породами, которые представляют собой олистоформу (рис. 1.20) (Герасимова и др., 1992; Новикова и др., 1991). В ее составе выделяют зеленоватые кремнистые алевролиты и песчаники, а также олистолиты или линзы кремнистых пород и базальтов. Матрикс состоит из аргиллитов, алевролитов, сланцев, песчаников и туфов, со следами переотложения и последующего уплотнения осадка. В матриксе были найдены позднеордовикские конодонты и раннесилурийские граптолиты (Герасимова и др., 1992).

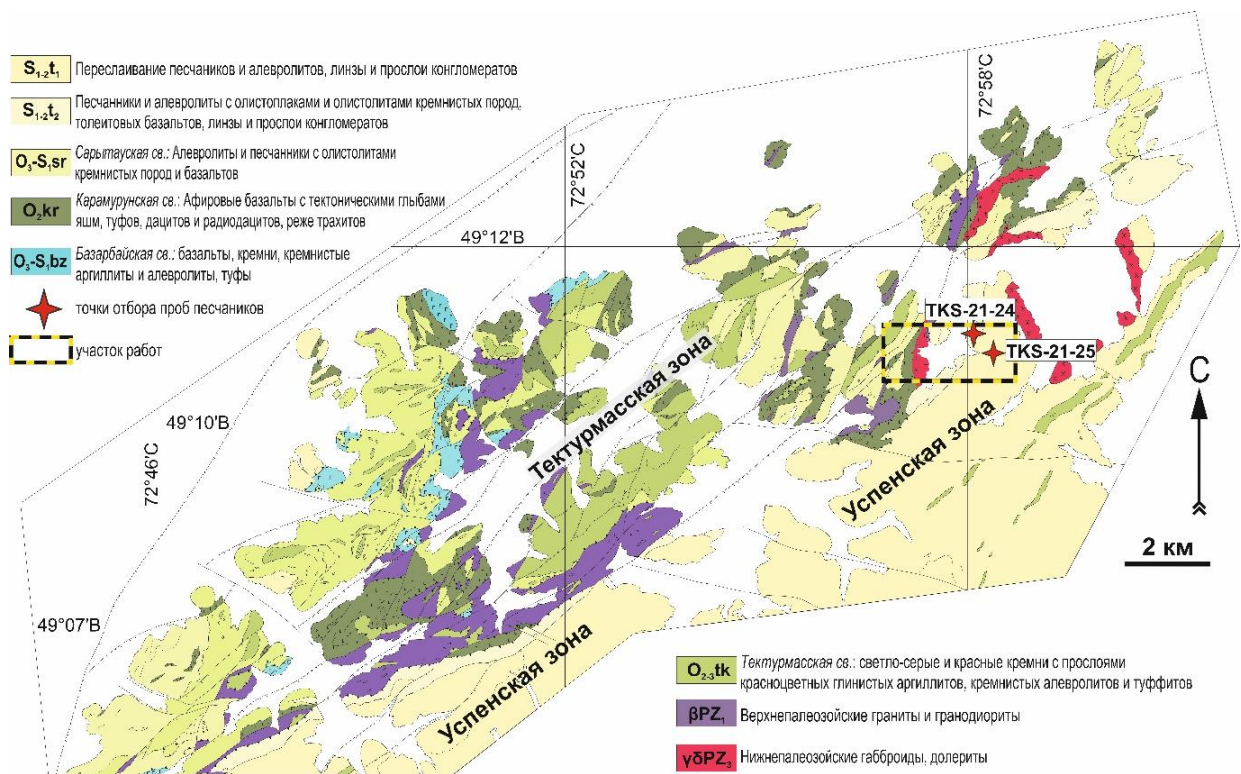


Рис. 1.19. Геологическая карта района гор Сарытау Тектурмасского пояса Центрального Казахстана, масштаб 1:25000, отв. исполнитель Новикова М.З., Центрально-Казахстанская экспедиция, 1988.

К северу от Тектурмасской зоны расположена Базарбайская зона, в пределах которой выделяются отложения кузекской и базарбайской свит (рис. 1.20), перекрытые силурийским флишем. Породы представлены в виде блоков или пластин шириной 500-600 м вытянутые более чем на 7 км по простиранию вдоль границы с Тектурмасской зоной. Изначально в базарбайской свите выделялось две подсвиты: базальтовая (нижняя) и

кремнисто-туфогенная (верхняя) (Геологическая..., 1960). Позднее она была разделена на две отдельные свиты: кузекскую и базарбайскую (Новикова и др., 1988) (рис. 1.18, 1.20).

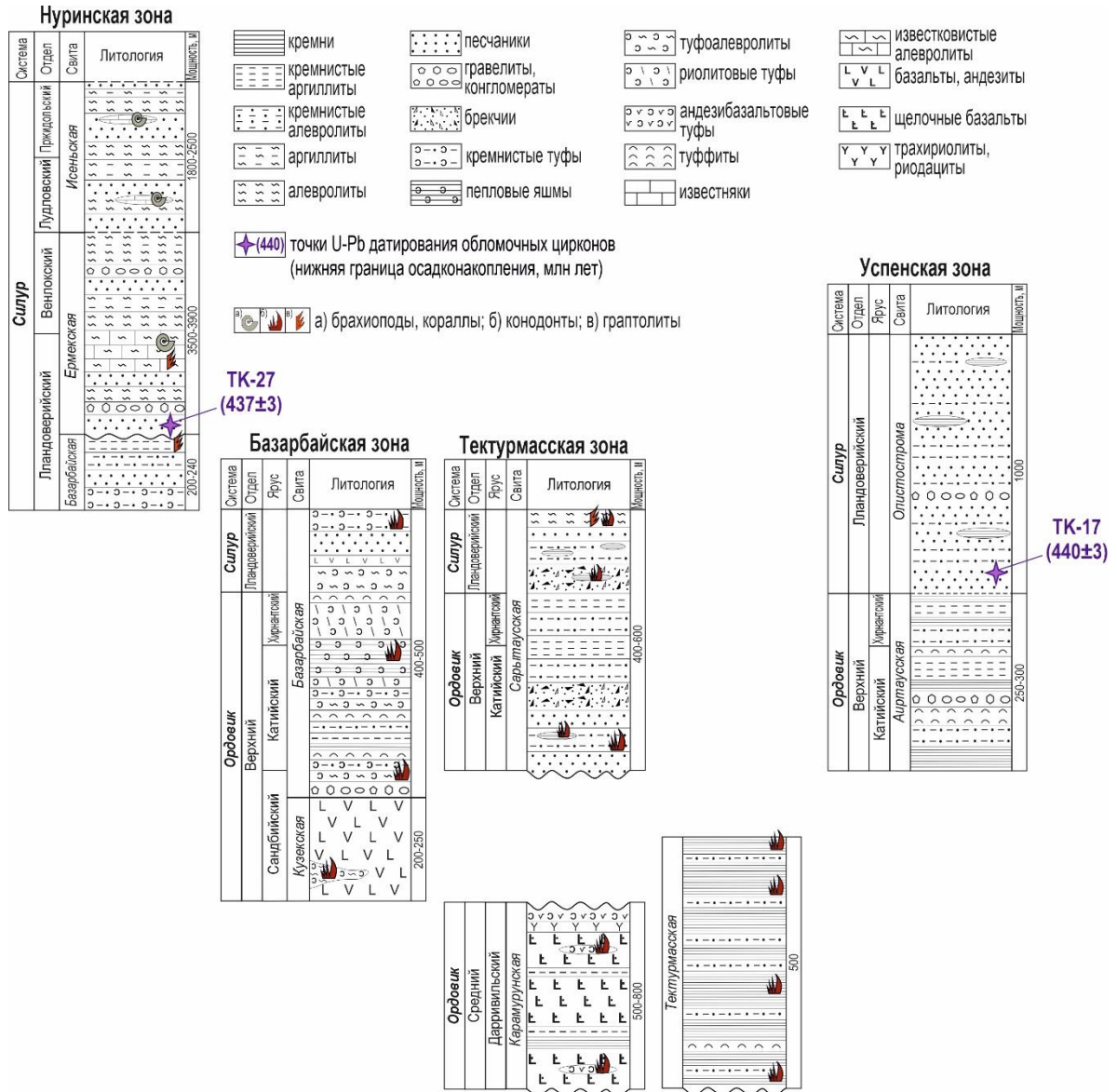


Рис. 1.20. Стратиграфические колонки Тектурмасского пояса по (Degtyarev et al., 2021b; Стратиграфические схемы..., 2021) с точками отбора проб граувакковых песчаников.

Кузекская свита сложена вулканическими породами, представленными миндалекаменными базальтами, долеритами, андезибазальтами, выходящими на поверхность в виде потоков или пиллоу-лав. В нижних частях разреза свиты находятся базальты, туфы кислого состава с линзами и прослоями кремнистых алевролитов и туффитов (рис. 1.20).

Базарбайская свита состоит из ленточных красных кремней с тонкими прослоями туфов, зеленоватых кремнистых аргиллитов и алевролитов, туффитов, туфов основного-кислого состава (рис. 1.20). Туфы содержат прослои туфопесчаников, граувакк и

кремнистых аргиллитов. Вверх по разрезу находятся прослои бордовых кремней и кремнистых аргиллитов, голубоватых и серо-зеленых алевролитов, туфов разного состава, зеленовато-серых вулканомиктовых песчаников. Кремнистые туфы содержат фрагменты плагиоклаза, кварца, вулканического стекла, магматических пород среднего и кислого состава. В туфопесчаниках обнаруживаются пироксен и амфибол, кварц, алевролиты, обломки базальтов и андезитов. Средне-позднеордовикский возраст свиты определен по находкам конодонтов в кремнистых туфах и пепловых яшмах (Курковская, 1985; Новикова и др., 1993). В большинстве случаев контакты базарбайской свиты с другими свитами тектонические.

К северу от Базарбайской зоны расположена Нуринская зона (рис. 1.18), в составе которой выделяют кремнисто-туфогенные отложения позднего ордовика – раннего силура, раннесилурийские терригенные породы и средне-позднедевонские вулканогенно-осадочные породы (Четверикова и др., 1966), которые перекрывают разрез средне-позднеордовикских офиолитов (Дегтярев, 1999; Khassen et al., 2020; Degtyarev et al., 2021b) (рис. 1.18). Здесь выделяется ермекская свита, сложенная голубовато-зелеными алевролитами и песчаниками, с прослоями конгломератов. В нижних частях разрезов присутствуют красноцветные и пестроцветные песчаники и конгломераты. В средней части ермекской свиты выделяются известковистые алевролиты, содержащие находки брахиопод и граптолитов лландовери (рис. 1.20) (Четверикова и др., 1966). Общая мощность свиты достигает 3500-3900 м. Ермекская свита согласно перекрыта верхнесилурийской исенской свитой (рис. 1.20), сложенной зеленовато-серыми алевролитами и песчаниками с линзами красноцветных конгломератов и органогенных известняков с находками брахиопод (рис. 1.19). Мощность исенской свиты принимается от 1800 до 2500 м (Четверикова, 1960; Четверикова и др., 1966) (рис. 1.20).

К югу от Тектурмасской зоны расположена Успенская зона, сложенная силурийскими флишевыми и олистостромовыми толщами, содержащими различного размера олистолиты и глыбы средне-верхнеордовикских кремней (рис. 1.18). Комплексы этой зоны имеют сложную чешуйчато-надвиговую структуру и тектонические соотношения с нижнепалеозойскими образованиями Тектурмасской зоны (Degtyarev et al., 2021). В пределах Успенской зоны распространены отложения айртаусской свиты и раннесилурийской олистостромы (рис. 1.18, 1.20). Айртаусская свита сложена лиловыми и красными кремнями с прослоями туфов, зеленоватыми кремнистыми аргиллитами и алевролитами, гравелитами. Возраст айртаусской свиты определен не был. Общая мощность свиты составляет 250-300 м (рис. 1.20). В составе раннесилурийской олистостромы выделяются серые и зеленовато-серые граувакковые песчаники с прослоями

и линзами кремнистых пород, гравелиты, конгломераты (рис. 1.20). В олистолитах кремней были найдены конодонты раннесилурийского возраста (Degtyatev et al., 2021b).



Рис. 1.21. Фотографии коренных обнажений пород Тектурмасского пояса: А) серо-зеленые среднезернистые песчаники; Б) серо-зеленые афировые базальты; В) пиллоу-лавы; Г) темно-серые среднезернистые песчаники; Д) градационная слоистость от мелкозернистых песчаников до гравелитов; Е) горячий контакт между долеритовой дайкой и песчаниками; Ж) красно-бурые ленточные кремни; З) темно-фиолетовые кремнистые аргиллиты.

В ходе полевых работ были изучены геологические разрезы и отобраны образцы песчаников на пяти участках в разных направлениях от пос. Красная Поляна, по правому и

левому бортам р. Шерубай-Нура (рис. 1.18, 1.19; Приложения 3, 4). В 7 км к юго-западу от пос. Красная Поляна описан разрез карамурунской свиты, начинающийся с пачек серо-зеленых и бордовых кремнистых аргиллитов, и серо-зеленых среднезернистых песчаников (рис. 1.21А). Низы соседних сопок сложены андезибазальтами с порфировыми вкрапленниками плагиоклаза, перекрытые пачками красно-бордовых ленточных кремней и тонко-среднеплитчатых серо-зеленых кремнистых аргиллитов. Граница между андезибазальтами и осадками сильно окварцована, что предполагает наличие между ними разломной зоны. Далее следует переслаивание афировых и миндалекаменных базальтов и пиллоу-лав с пачками кремней, и кремнистых аргиллитов, между которыми наблюдаются зоны рассланцевания до 5-10 м.

На участке Дуана-Корасы по результатам полевых исследований и дешифрирования составлена геологическая схема с использованием материалов геологической карты (рис. 1.22). Базальты кузекской свиты представлены темно-серыми и серо-зелеными афировыми базальтами нередко с подушечной отдельностью (рис. 1.21Б, В). В них также сильно проявлены вторичные процессы хлоритизации и эпидотизации. В толще красно-бурых ленточных кремней базарбайской свиты находятся линзы базальтов, визуальнo схожих с базальтами кузекской свиты. На участке также зафиксированы фрагменты базальтов в серпентинитовом меланже, выходы которых представлены в виде высыпок и единичных мелких обнажений. В толще ультрабазитов находятся блоки мелко-среднезернистых габброидов. Пробы взяты из мелко-среднезернистых песчаников базарбайской свиты, образующие небольшие линзовидные тела с северо-восточным простиранием. Афировые серо-зеленые базальты базарбайской свиты имеют такое же простирание. В них обнаруживаются линзовидные тела серо-зеленых плохо сортированных среднезернистых песчаников (обр. TKS-21-51) (рис. 1.22). В северной части участка Дуана-Корасы толщи базальтов кузекской и базарбайской свит сменяются среднеордовикскими габброидами и базальтами с надсубдукционными характеристиками (Гурова и др., 2022). Вслед за базальтами кузекской свиты наблюдаются выходы базальтов базарбайской свиты с прослоями в них кремней, кремнистых аргиллитов и мелко-среднезернистых песчаников (обр. TKS-21-55) (рис. 1.22).

Образцы TKS-21-24, TKS-21-25, TKS-21-39, TKS-21-40, TKS-21-43, TK-17 и TK-18 отобраны из силурийских толщ Успенской зоны (рис. 1.18, 1.19). Они представлены плохо сортированными среднезернистыми серо-зелеными и темно-серыми песчаниками (рис. 1.21Г), переслаивающимися с зелеными кремнистыми алевролитами и аргиллитами. В районе гор Сарытау (рис. 1.19) песчаники переслаиваются с кремнистыми алевролитами зеленого цвета, местами в них прослеживается градационная слоистость вплоть до

гравелитов (рис. 1.21Д). На некоторых участках зафиксированы маломощные (до 3 м) долеритовые дайки, прорывающие толщи песчаников (рис. 1.21Е). Образцы ТКС-21-44 и ТКС-21-45 отобраны из сарытаусской свиты Тектурмасской зоны и представлены зелеными мелкозернистыми песчаниками, ассоциирующими с красно-бурыми кремнями (рис. 1.18, 1.21Ж) и тонко плитчатыми кремнистыми аргиллитами тёмно-фиолетового цвета (рис. 1.213). Песчаники ТКС-21-60 и ТК-27, отобранные из Нуринской зоны, относятся к ермекской свите (рис. 1.18) и представляют собой серо-зеленые средне-крупнозернистые разности с низкой степенью сортировки. Они переслаиваются с кремнистыми аргиллитами, иногда содержат достаточно крупные обломки буро-красных и серо-зеленных кремнистых пород.

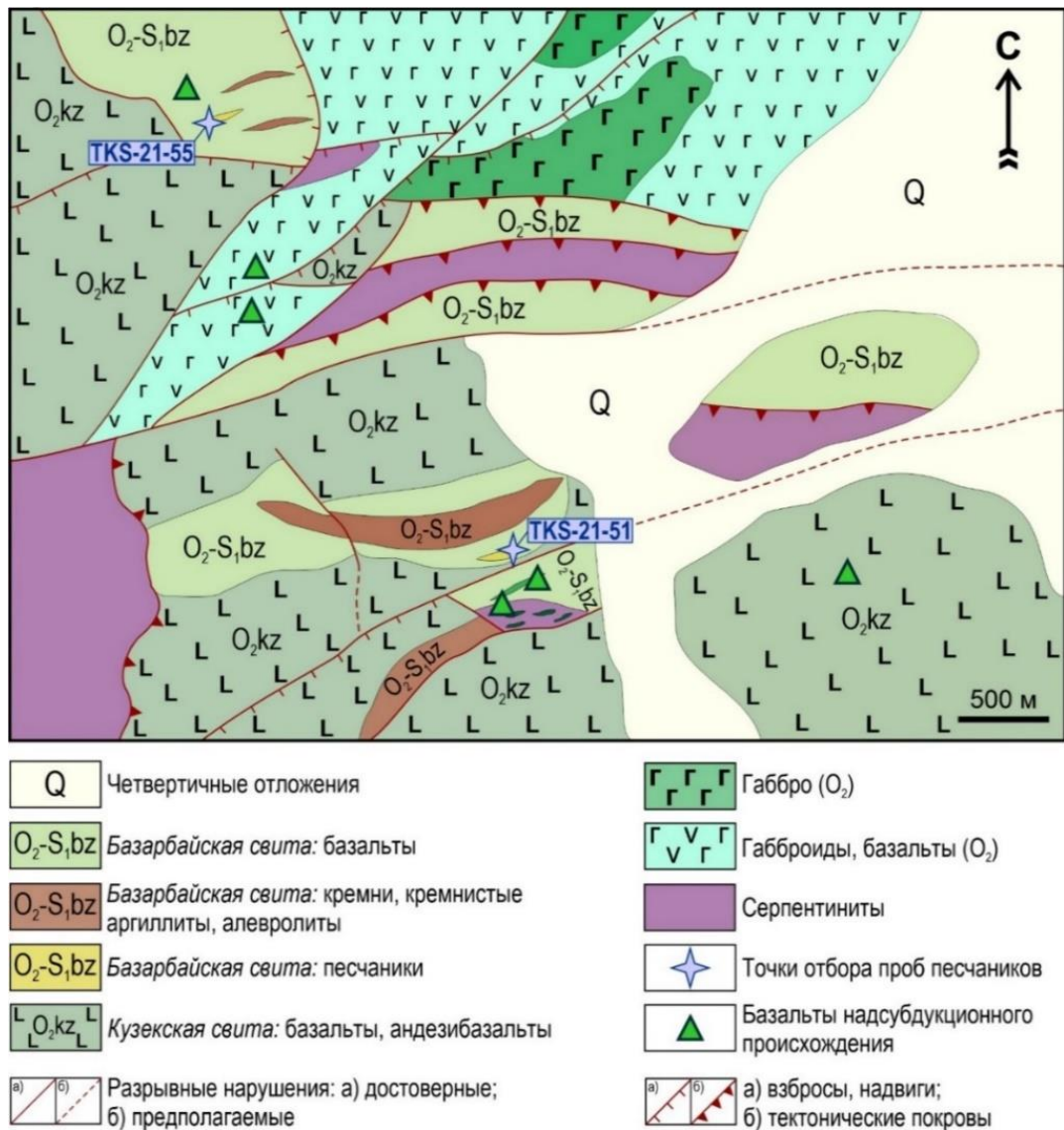


Рис. 1.22. Фрагмент геологической карты Тектурмасского пояса в районе Дуана-Корасы по (Якубчук и др., 1988; Якубчук, 1991; Антонюк и др., 1995) с изменениями.

1.5. Геологическое строение Жарминской зоны Восточного Казахстана

Жарминская зона расположена в юго-западной части ИЗСС и рассматривается как палео-островодужная система девон-каменноугольного возраста, сформированная на окраине Казахстанского блока в ходе эволюции Обь-Зайсанской ветви ПАО (рис. 1.1). Эта зона простирается более чем на 450 км от Восточного Казахстана до северо-западного Китая (рис. 1.2, 1.4, 1.23) (Щерба и др., 1998; Windley et al., 2007; Дегтярев, 2012; Chen et al., 2016). Девонские отложения представлены преимущественно вулканическими породами кислого и основного состава и песчаниками, несогласно перекрывающимися раннекаменноугольными терригенными породами (песчаники, кремнистые сланцы, алевролиты и аргиллиты), известняками и вулканическими породами основного состава (Геологическая..., 1962). На территории Китая продолжение Жарминской зоны представлено главным образом позднепалеозойской магматической дугой, которая отделена от раннепалеозойской Бошеколь-Чингизской дуги офиолитовым поясом Хунгулелен (Li et al., 2015).

По геологическому строению, составу и структурному положению Жарминская зона разделяется на Жарминско-Сарсазанскую и Воронцовско-Саурскую подзоны. Жарминско-Сарсазанская подзона расположена к востоку от Аркалыкского разлома и ограничена с северо-востока Серектасским разломом (рис. 1.23). Она представляет собой каменноугольный флишоидный прогиб, развивавшийся на нижнепалеозойском основании (Дегтярев, 2012). На каледонских комплексах Чингиз-Тарбагатайской зоны и девонских вулканитах несогласно залегает мощная (до 2000 м) раннекаменноугольная коконьская свита, протягивающаяся в северо-западном направлении. В составе коконьской свиты выделяют гравелиты, разнозернистые полимиктовые песчаники и граувакки, алевропесчаники, глинистые, кремнисто-глинистые, углисто-глинистые алевролиты (рис. 1.24, 1.25А, Б) (Геологическая..., 2014). Разрез Жарминско-Сарсазанской подзоны завершает вулканогенно-осадочная раннекаменноугольная (верхи визе – серпухов) серектасская свита мощностью до 1000 м. Она развита ограниченно в полосе к юго-западу от Серектасского разлома. Низы серектасской свиты сложены лавами, туфами и лавобрекчиями среднего и средне-основного состава. В верхней части представлены полимиктовые песчаники, алевролиты с горизонтами андезитовых лавобрекчий и туфов (Геологическая..., 1979; Геологическая..., 1981; Геологическая..., 2014).

Воронцовско-Саурская подзона состоит преимущественно из вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений возрастом от среднего девона до карбона (рис. 1.23). Живетско-франская толща (D₂gv-D₃f) мощностью до 1200 м представлена на юго-востоке

подзоны и сложена разнозернистыми полимиктовыми песчаниками, гравелитами, алевролитами, конгломератами и лавами среднего состава (рис. 1.24) (Геологическая..., 2014). В ее пределах также расположен раннекаменноугольный субвулканический комплекс с секущими контактами относительно вмещающих толщ. Он сложен базальтами, андезитовыми и андезибазальтовыми порфирами. На контакте слабо проявлены процессы хлоритизации, эпидотизации, окварцевания (Геологическая..., 2014).

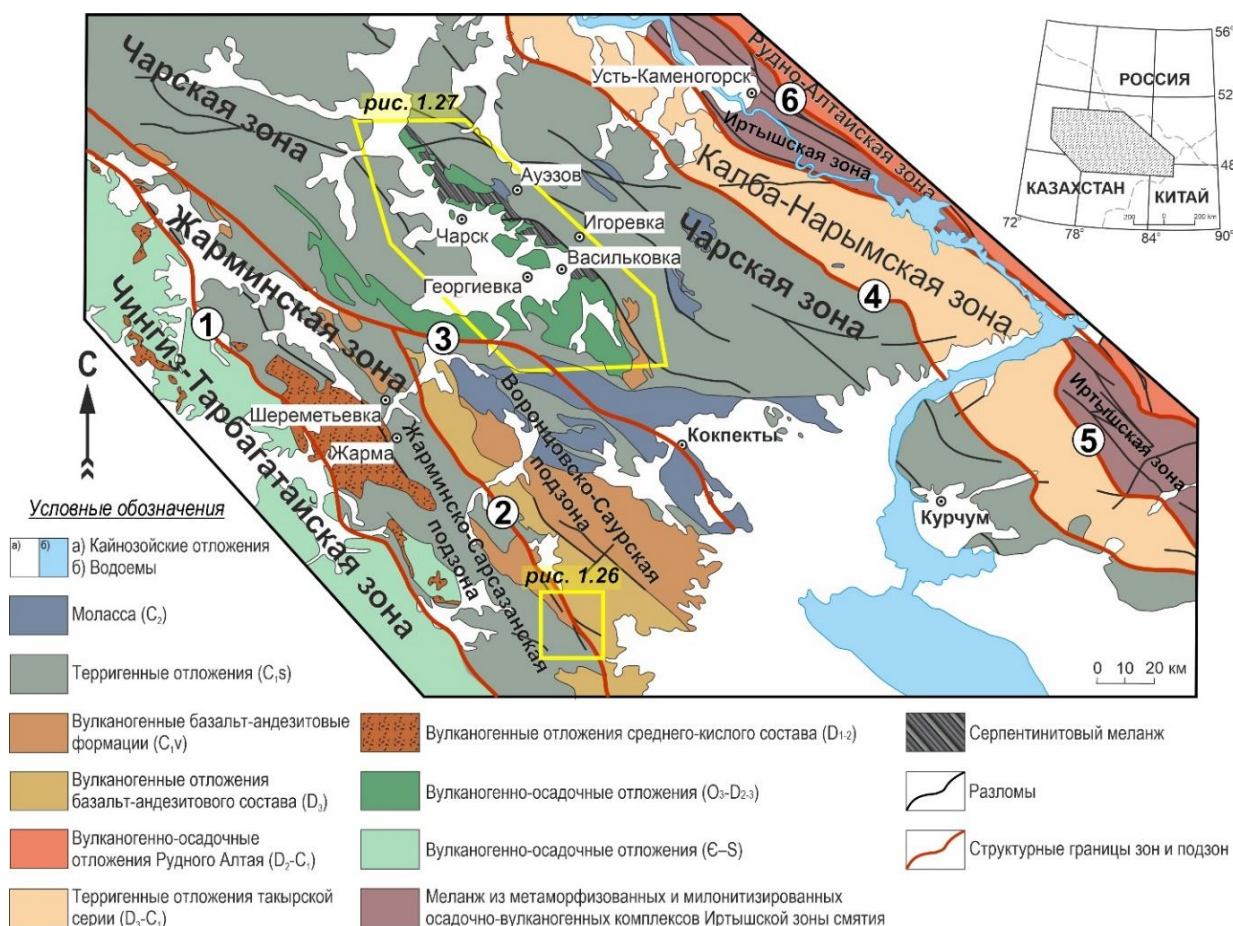


Рис. 1.23. Схема геологического строения Иртыш-Зайсанской складчатой системы по (Дегтярев, 2012; Хромых, 2020) с изменениями. Границы зон проведены по крупнейшим разломам (обозначены кружочками): 1 – Аркалыкский, 2 – Серектасский, 3 – Бок-Байгузинский, 4 – Теректинский, 5 – Калба-Нарымский, 6 – Иртышский.

Вулканогенно-осадочная толща фаменского яруса (D₃fm) протягивается широкой полосой северо-западного простирания и состоит из кремнистых и глинистых алевролитов, кремней, полимиктовых песчаников, лав и туфов среднего состава, олистостромовых фаций (рис. 1.23) (Геологическая ..., 2014). Ранее фаменская толща была закартирована и рассматривалась как раннекаменноугольная коконьская свита (C₁kk) (Куликовский, 1960; Тарасенко, Киселев, 1970). Однако возраст был пересмотрен в результате изучения конодонтов. Породы фаменского яруса представлены кремнистыми и глинистыми

алевролитами, полимиктовыми и туфогенными песчаниками, гравелитами, брекчиями, лавами и туфами андезитовых порфиритов, латерально замещающимися грубообломочными отложениями (рис. 1.25В, Г) (Геологическая..., 2014).

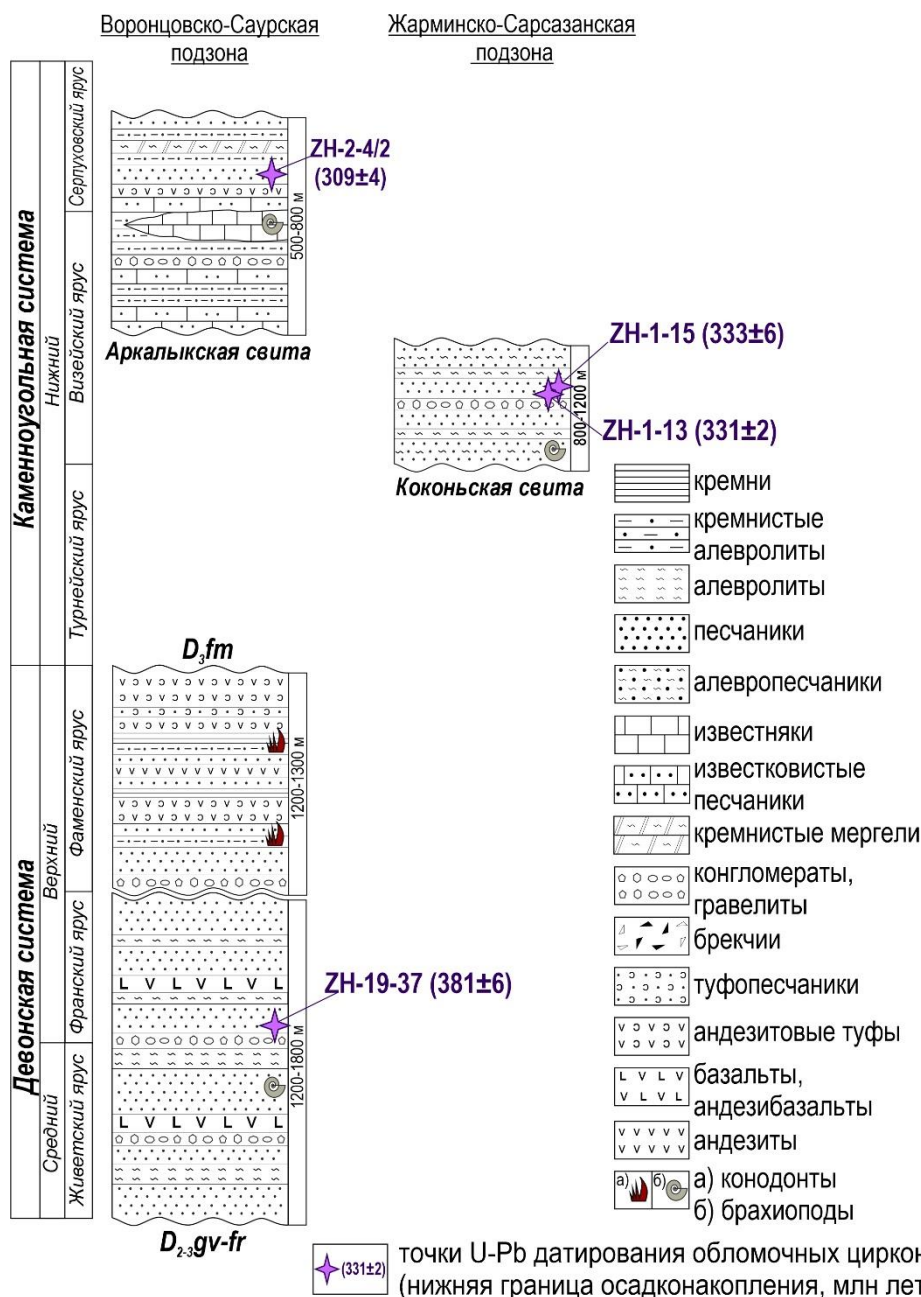


Рис. 1.24. Стратиграфические колонки Жарминской зоны по (Геологическая..., 1962, 2014; Стратиграфические схемы..., 2021) с точками отбора проб граувакковых песчаников.

К северу от фаменской толщи распространены отложения раннекаменноугольной кояндинской свиты мощностью до 1700 м, сложенной базальтами, андезибазальтами, туфами и лавами андезитов, горизонтами глинисто-кремнистых, кремнистых алевролитов (Геологическая..., 2014). В составе раннекаменноугольной терсайрыкской свиты мощностью более 1600 м выделяются вулканические породы среднего-кислого состава, их

лавобрекчии и разнообломочные туфы, переслаивающиеся с разномерными полимиктовыми песчаниками, глинистыми и глинисто-кремнистыми алевролитами (Геологическая..., 2014). Выходы среднекаменноугольной саркульской свиты (C_2sk) протягиваются узкой (до 2 км) полосой в северо-западном направлении более чем на 70 км и приурочены к Саркульскому грабену. В составе свиты преобладают дациты и андезидациты, андезиты, туфы, конгломераты, песчаники (Геологическая..., 2014). Общая мощность 1300 м.

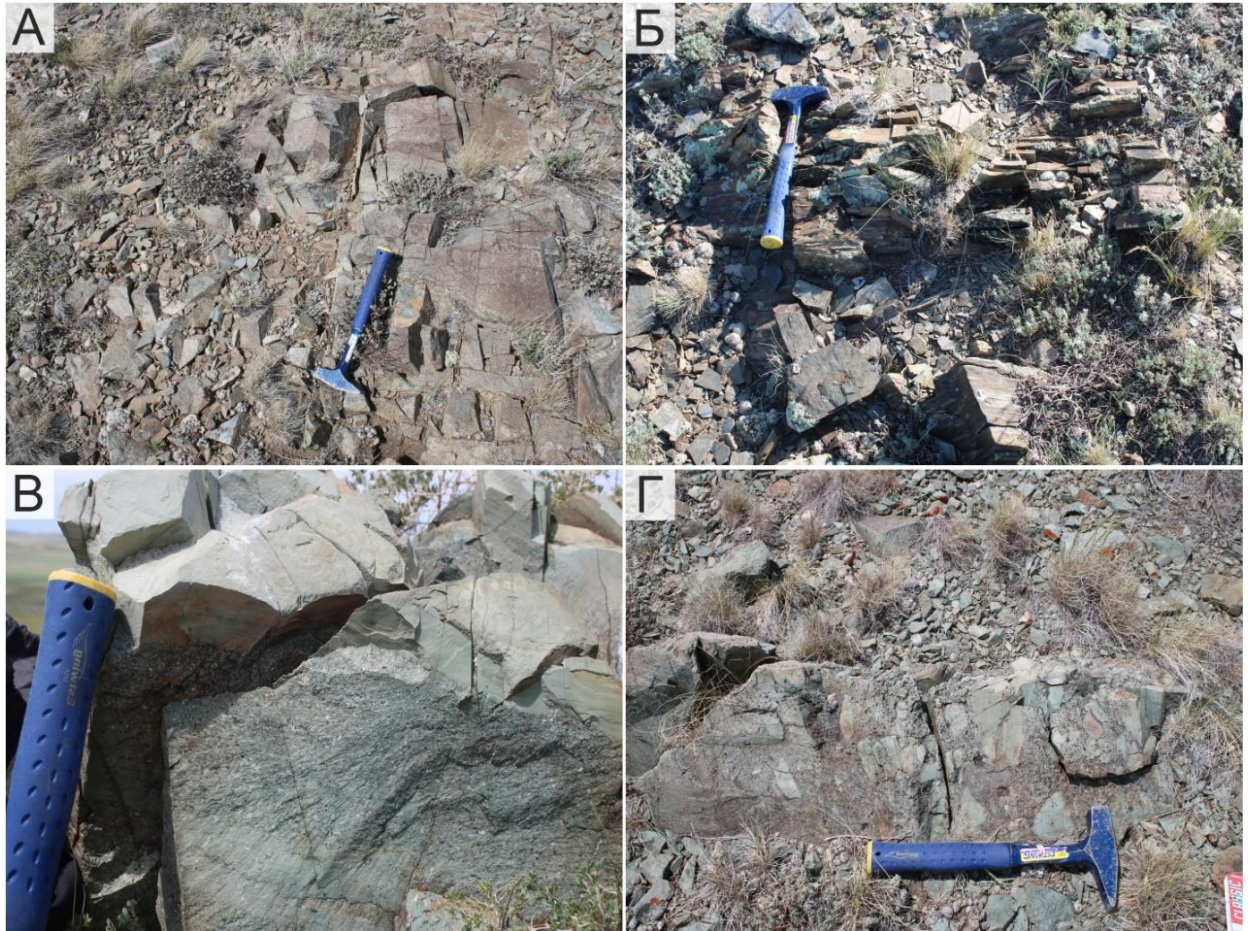


Рис. 1.25. Фотографии коренных обнажений Жарминской зоны: А) средне-крупнозернистые песчаники (коконьская свита); Б) переслаивание кремнистых аргиллитов и песчаников (коконьская свита); В) градационная слоистость от кремнистых аргиллитов до крупнозернистых песчаников (D_3fm); Г) брекчия (D_3fm).

Два образца мелко-среднезернистых зеленовато-серых песчаников (обр. ЗН-1-13, ЗН-1-15) были отобраны из коконьской свиты в районе г. Чилтан в 15 км к юго-востоку от пос. Аркат (Жанаур) и девять образцов взяты на левом борту р. Егин-Булак в окрестностях г. Алтауит (обр. ЗН-19-1, ЗН-19-2, ЗН-19-3, ЗН-19-5, ЗН-19-7, ЗН-19-8, ЗН-19-13, ЗН-19-15, ЗН-19-26) (рис. 1.26) (Приложения 5, 6). Из живет-франской толщи (D_2gv - D_3f) отобрано пять образцов мелко-среднезернистых песчаников (обр. ЗН-19-35, ЗН-19-37, ЗН-19-38, ЗН-

19-41, ЗН-19-59) в левом борту р. Сары-Булак (рис. 1.26) (Приложение 5). В правом борту р. Сары-Булак из фаменской толщи (D_3fm) отобрано четыре образца мелко-среднезернистых песчаников (рис. 1.26) (обр. ЗН-19-64, ЗН-19-66, ЗН-19-67, ЗН-19-68) (Приложение 5).

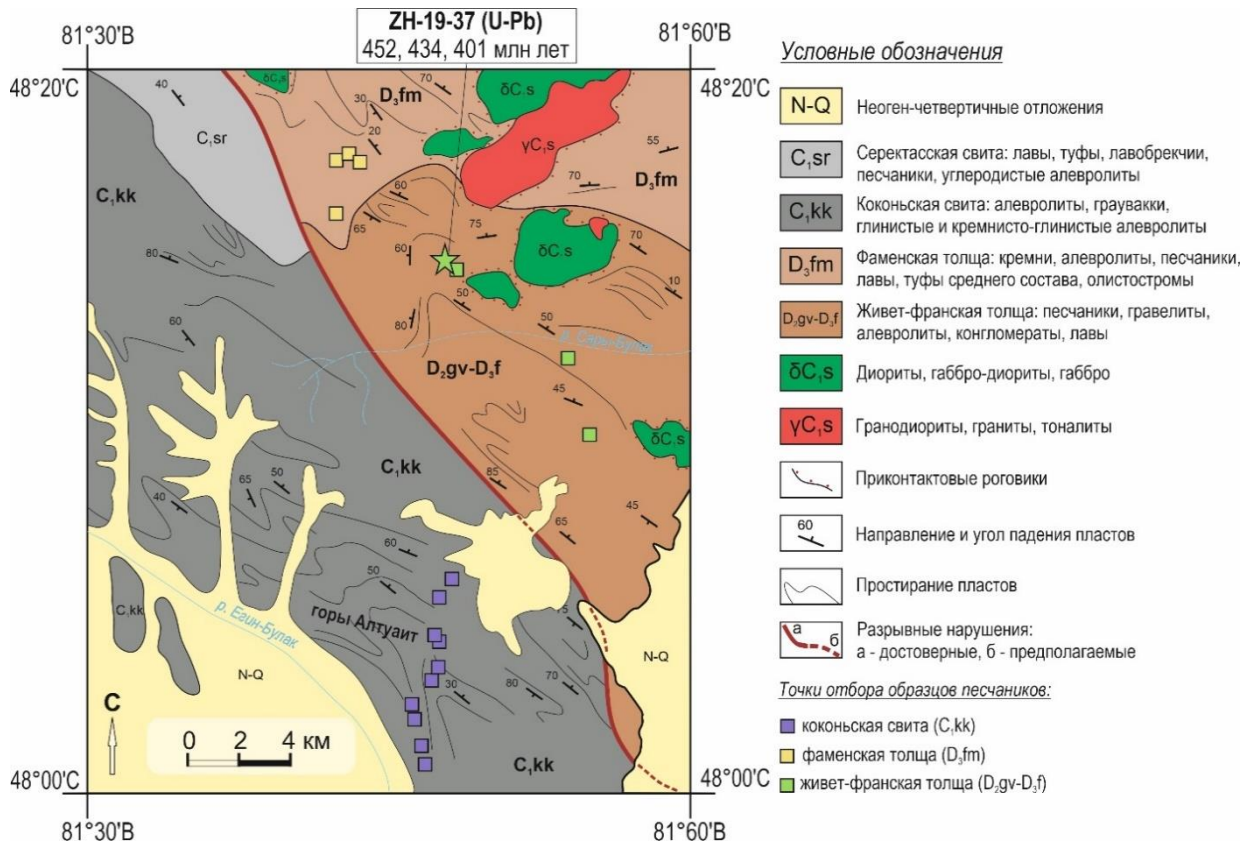


Рис. 1.26. Фрагмент геологической карты М-44-XXXIV, масштаб 1:200000 (Геологическая..., 2014) с точками опробования, отмеченными квадратными символами.

1.6. Геологическое строение Чарской зоны Восточного Казахстана

Чарская зона протягивается более чем на 300 км с северо-запада на юго-восток и состоит из тектонических пластин, погружающихся в северо-восточном направлении (рис. 1.2, 1.27) (Полянский и др., 1979; Ермолов и др., 1981; Buslov et al., 2001, 2004). Чарская зона является осевой структурой ИЗСС, которая представляет собой место взаимодействия активных окраин Казахстанского и Сибирского континентов (рис. 1.1) (Buslov et al., 2001). Формирование Чарской сутуры происходило в среднем-позднем палеозое в результате закрытия Обь-Зайсанской ветви Палеоазиатского океана (Полянский и др., 1979; Ермолов и др., 1981; Safonova et al., 2018, 2021). Чарская зона граничит на северо-востоке с окраинно-континентальными толщами Калба-Нарымской зоны, а на юго-западе с Жарминской зоной

(рис. 1.4) (Берзин и др., 1994; Buslov et al., 2004) и включает в себя офиолитовый пояс и аккреционный комплекс (Safonova et al., 2012).

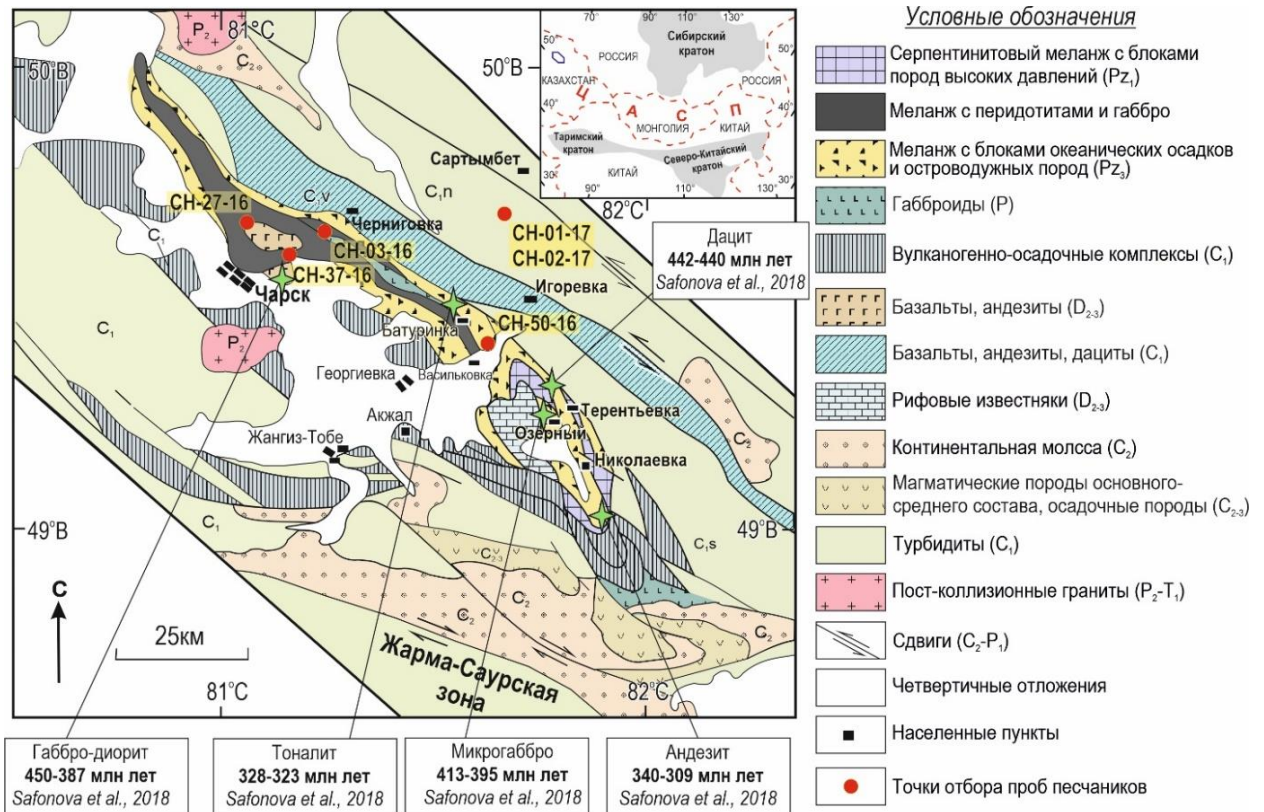


Рис. 1.27. Схема геологического строения Чарской зоны по (Ермолов и др., 1981; Buslov et al., 2001, 2004; Ермолов, 2013) с точками отбора образцов песчаников.

Чарская зона сложена пластинами офиолитов, представленных породами ультраосновного и основного состава, и вулканических пород океанического и островодужного происхождения, чередующихся с зонами серпентинитового и терригенного меланжа. Пакет пластин прорван позднепалеозойскими синколлизийными и постколлизийными гранитоидами (Полянский и др., 1979; Ермолов и др., 1981; Беляев, 1985; Buslov et al., 2001; Добрецов, 2003). Главной особенностью Чарской зоны является наличие в её пределах трех разных типов меланжа (рис. 1.27) (Buslov et al., 2001).

Меланж 1-го типа относится к юго-востоку зоны и состоит из блоков эклогитов и позднеордовикских глаукофановых сланцев, образованных при метаморфизме базальтов MORB- и OIB-типа (Волкова и др., 2008), габбро и базальтов, погруженных в серпентинитовый матрикс. В пелагических кремнях, ассоциирующих с океаническими базальтами, отмечаются находки радиоларий ордовикского возраста (Ермолов и др., 1981; Ивата и др., 1994). Меланж 2-го типа характеризуется наличием блоков и тектонических пластин, сложенных магматическими и осадочными породами океанического

происхождения, надсубдукционными магматическими породами, серпентинизированными перидотитами, габбро и амфиболитами (рис. 1.27). Океанические осадки представлены преимущественно пелагическими радиоляритами (кремнями), гемипелагическими кремнистыми аргиллитами и алевролитами, а также склоновыми фациями океанических островов и карбонатами позднедевонско-раннекаменноугольного возраста (Iwata et al., 1997; Sennikov et al., 2003; Safonova et al., 2012). Полимиктовый меланж 3-го типа содержит фрагменты и блоки океанических осадков и островодужных пород. В северной части Чарской зоны в составе тектонических пластин выделяются ранне-среднекаменноугольные турбидиты и олистостромы, позднедевонско-раннекаменноугольные островодужные породы и известняки (рис. 1.27).

В пределах Чарской зоны наиболее распространены девон-каменноугольные магматические и осадочные породы океанического происхождения, островодужные комплексы, осадки преддуговых бассейнов (рис. 1.27, 1.28А) (Safonova et al., 2012, 2018). Ранее океанические осадки, ассоциирующие с базальтами OIB- и MORB-типа (Safonova et al., 2012), были отнесены к трем свитам девон-каменноугольного возраста: карабаевской (D_{3fr}), урумбайской (D_{3fm}), верочарской (C_1) (Ермолов и др., 1981; Беляев, 1985; Быкова, Кушев, 1974; Iwata et al., 1997). Однако более поздние исследования показали, что стратиграфическое разделение ассоциаций пород на свиты в их классическом понимании затруднено вследствие сложной сдвиго-надвиговой структуры аккреционных комплексов (Клепиков и др., 2008). Так кремнистые породы, содержащие позднедевонские радиолярии, ранее рассматривались в составе карабаевской свиты (Iwata et al., 1997; Sennikov et al., 2003). Однако недавние исследования показали, что в схожих осадках находятся и раннекаменноугольные конодонты (Изох, Обут, 2020).

Песчаники находятся в ассоциации преимущественно с позднедевонскими и раннекаменноугольными вулканическими породами островодужного генезиса (рис. 1.28А) (Safonova et al., 2018, 2021). Потоки массивных и подушечных базальтов чередуются с пластами кремней, кремнистых аргиллитов и алевролитов, содержащих радиолярии и конодонты раннего карбона (рис. 1.28А) (Iwata et al., 1997; Sennikov et al., 2003). Помимо базальтов в пределах Чарской зоны распространены андезибазальты и андезиты (рис. 1.27), которые ассоциируют преимущественно с терригенными породами, в частности с граувакковыми песчаниками и аргиллитами (Safonova et al., 2018, 2021). Для этих вулканических пород характерны надсубдукционные геохимические метки, а также положительные значения $\epsilon Nd(t) = +0.6...+8.8$, предполагающие их образование в обстановке внутриокеанической островной дуги (Safonova et al., 2018).

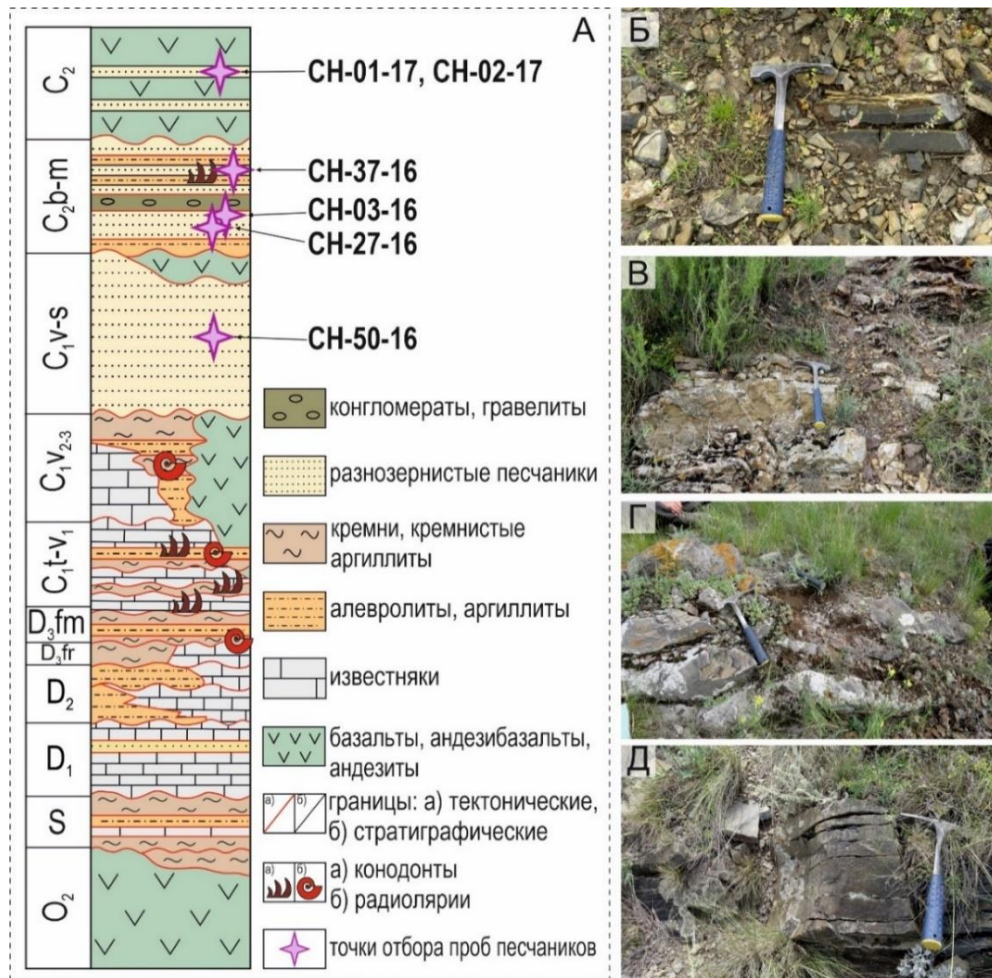


Рис. 1.28. Обобщенная тектоно-стратиграфическая колонка Чарской зоны по (Safonova et al., 2012) с изменениями (А) и фотографии коренных обнажений песчаников (Б-Д). Данные по микропалеонтологическим находкам приведены по (Iwata et al., 1994, 1997; Махлина и др., 2001; Sennikov et al., 2003; Изох, Обут, 2020).

Отобранные образцы песчаников отнесены к даланкаринской и таубинской свитам. Отложения даланкаринской свиты протягиваются широкой полосой между Западно-Калбинским и Теректинским разломами. Характерным отличием является резкое преобладание разнозернистых граувакковых песчаников голубовато-серого до темно-серого цветов, переслаивающихся с черными алевропесчаниками и углисто-глинистыми алевролитами. Раннекаменноугольный возраст свиты определен по конодонтам, споропыльцевым комплексам и флоре (Клепиков, 2008). Отложения даланкаринской свиты согласно залегают на отложениях бурабайской свиты и с несогласием перекрываются отложениями таубинской свиты. Отложения среднекаменноугольной таубинской свиты наиболее широко распространены вдоль Чарского разлома (рис. 1.4). В её составе выделяется олистостромовая фация, подстилающая останцы тектонических покровов, представленных каменноугольными известняками и в меньшей степени кремнистыми породами и базальтами среднего ордовика. Вмещающие породы представлены

разнозернистыми граувакковыми и известковистыми песчаниками, алевролитами, сланцами. В составе таубинской свиты выделяют также переслаивающиеся разнозернистые граувакковые песчаники, алевропесчаники, алевролиты, гравелиты и конгломераты. Среднекаменноугольный возраст таубинской свиты получен по находкам фораминифер (Клепиков, 2008), конодонтов (Махлина и др., 2001; Изох, Обут, 2020), гониатитов, флоры и палинологическим данным (Клепиков, 2008). Отложения таубинской свиты несогласно с конгломератами в основании перекрыты породами буконьской свиты.

Мелко-среднезернистый плохо сортированный песчаник зеленоватого цвета (обр. СН-03-16) отобран в районе пос. Ауэзов (рис. 1.27; 1.28А, Б). Мелкозернистые плохо сортированные песчаники (обр. СН-27-16 и СН-37-16), отобранные в 10-15 км к востоку от г. Чарск (рис. 1.27), находятся в ассоциации с рассланцованными кремнистыми аргиллитами, тёмно-серыми кремнистыми алевролитами, черными кремнями, а также олистолитами известняков серого цвета (рис. 1.28А, В, Г). Средне-крупнозернистый песчаник (обр. СН-50-16) взят в 6 км на юго-восток от пос. Батуринка (рис. 1.26, 1.27А), в разрезе находится с пачками конгломератов, в обломках которых встречены кремни. Среднезернистые толсто-плитчатые серые (обр. СН-01-17) и темно-серые (обр. СН-02-17) песчаники отобраны в 8 км к юго-западу от с. Сартымбет (рис. 1.27, 1.28А, Д) (Приложения 7, 8).

Таким образом, соискателем изучены разрезy, включающие песчаники в пределах Итмурундинской зоны и Тектурмасского пояса Центрального Казахстана, Жарминской и Чарской зон Восточного Казахстана. В Итмурундинской зоне для аналитических исследований отобрано 22 образца песчаников позднеордовикской обалинской и раннесилурийской ащиозекской свит (рис. 1.9) (Приложения 1, 2). В Тектурмасском поясе изученные песчаники относятся к ордовик-раннесилурийской базарбайской свите, ермекской и сарытаусской свитам раннего силура, а также раннесилурийской олистостроме (рис. 1.20). Для аналитических исследований было отобрано 14 образцов песчаников (Приложения 3, 4). В Воронцовско-Саурской и Жарминско-Сарсазанской подзонах Жарминской зоны для аналитических исследований было отобрано 19 образцов песчаников из разрезов живет-франских и фаменских отложений, раннекаменноугольных коконьской и аркалыкской свит (рис. 1.24, 1.26) (Приложения 5, 6). В Чарской зоне отобрано 6 образцов песчаников из разрезов даланкаринской свиты нижнего карбона и таубинской свиты среднего карбона (рис. 1.28) (Приложения 7, 8).

ГЛАВА 2. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ПРАКТИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ГРАУВАККОВЫХ ПЕСЧАНИКОВ

2.1. Определение термина «граувакковый песчаник»

Граувакковые песчаники можно отнести к тем осадочным породам, генезис которых на протяжении нескольких столетий вызывал у исследователей пристальный интерес и являлся предметом дискуссий (Розенбуш, 1934; Krynine, 1948; Pettijohn, 1949, 1954, 1975; Tallman, 1949; Folk, 1954; Gilbert, 1954; Vokman, 1955; Hubert, 1960; Dott, 1964; Бровков, Могилев, 1965; Шутов, 1965, 1972; 1975). Впервые граувакковые песчаники были описаны в публикации Дж. Ласиуса (Lasius, 1789) задолго до начала широкого применения петрографических методов исследования. В ней впервые упоминается термин «граувакка» («grauewacke») в связи с описанием девон-раннекаменноугольных толщ в окрестностях гор Гарц, в северной Германии. В ходе полевых наблюдений граувакки были охарактеризованы автором, как «кварцевые брекчии серого или темного цвета с лейстами мусковита и фрагментами кремней или песчаников, погруженных в глинистый цемент». Однако принято считать, что этот термин был использован еще в 1787 г. Абраамом Вернером. Позднее в работе Роберта Джеймсона (1808) граувакки рассматриваются в качестве горной породы, матрикс которой состоит из кварцево-глинистого материала, а в обломках находятся кремнистые сланцы, полевые шпаты и слюды, с крайне редкими микропалеонтологическими находками. С начала XX века термин «граувакка» сопоставляется с ферромагнезиальной разновидностью аркозовых песчаников (Twenhofel, 1932), однако широкого распространения этот термин не получил. Наиболее структурный и последовательный подход к определению и классификации граувакк приходится на середину XX века, когда вышли в свет работы Фолка (1951, 1961, 1970), Босуэлла (1960, 1963), Камминса (1962), Крынина (1942, 1948, 1951), Мак-Брайда (1962), Мак-Элроя (1954), Розенбуша (1934), Петтиджона (1949, 1957, 1972), Визендера (1961), Дотта (1964), Шутова (1965, 1972). Наиболее полная и приближенная к реальности характеристика граувакк была дана в работе Г. Розенбуша (1934), который понимал под граувакками песчаные и брекчиевидно-микроконгломератовые породы серого или бурого цвета, состоящие из продуктов разрушения главным образом магматических и метаморфических пород. Преобладающим типом обломочной части являются обломки именно пород и в меньшей степени минералов, сцементированных глинистым хлорит-серицитовым веществом. Чуть позднее термин стали видоизменять, предлагая понимать под грауваккой породу,

значительно обогащенную глинистой цементирующей массой и сформированную в результате мутьевых (турбидитовых) потоков (Pettijohn, 1949; Tallmann, 1949; Gilbert, 1954; Bokman, 1955). По мнению В.П. Батурина (1947) граувакки представляют собой продукты переотложения изверженных пород только основного состава, однако такая трактовка термина широкого распространения не получила, так же, как и определение, данное Г.Н. Бровковым (1967), который относил граувакки к породам, состоящим только из обломков основных пород и плагиоклазов среднего и основного состава.

Главной отличительной чертой в современном понимании термина «граувакка» является включение или исключение цемента/матрикса в классификацию песчаников. Классификационные схемы, разработанные Гилбертом (1954), Петтиджоном (1954, 1957), Доттом (1964), Окада (1968), рассматривают в качестве одного из основных компонентов в песчанике матрикс. При этом в работах Хельмобльта (1952), Маттиата (1960), Шванова (1987) говорится о том, что содержание матрикса в граувакках может варьировать и часто не достигает даже 5-10%. В связи с этим выделение граувакк по признаку повышенного содержания в них матрикса не представляется необходимым.

Долгое время граувакки и их генезис рассматривались с точки зрения геосинклинальной теории, и только в последние десятилетия стал применяться системный подход к проблеме изучения граувакковых песчаников и реконструкции обстановок их накопления. Многие исследователи показали, что эти породы могут образовываться в результате разрушения магматических пород островных дуг океанического или континентального типа в обстановках задугового, междугового и преддугового бассейнов, а также в области глубоководного желоба (рис. 01) (Dickinson, Suczek, 1979; Maruyama et al., 1997; Brandes et al., 2008; Long et al., 2012; Chen et al., 2012, 2016; Lu et al., 2020; Safonova et al., 2021, 2022).

2.2. Особенности полевого исследования граувакковых песчаников

Несмотря на развитие современных прецизионных методов исследования граувакковых песчаников, первым и важнейшим этапом остается их детальное изучение в полевых условиях для понимания геологического положения и тектонической позиции структур, включающих песчаники. В ходе полевых исследований важно определить структурное положение песчаников и их принадлежность к той или иной ассоциации или комплексу пород, в том числе выяснить стратиграфическое положение в разрезе, дать литологическую характеристику и детально изучить их взаимоотношения с другими породами.

Граувакковые песчаники являются типичным компонентом надсубдукционных, в том числе и аккреционных, комплексов в составе складчатых поясов тихоокеанского типа. Изучение граувакковых песчаников в таких структурах является непростой задачей из-за их крайне сложного строения. Образование аккреционных комплексов в пределах КОТТ происходит в результате тектонических процессов, связанных с субдукцией океанической литосферы. В процессе субдукции происходит срезание пластин осадочного чехла океанической плиты и скупивание их во фронте островной дуги с образованием аккреционной призмы или клина (рис. 2.1). Аккреция пластин, сложенных отложениями океанической плиты, сопровождается сложными деформациями (рис. 2.2А, Б), формированием зон меланжа, складок и дуплекс структур с многочисленными повторениями фрагментов осадочного разреза в сериях надвиговых чешуй. Исходная стратификация толщ при этом как правило сильно нарушается и определение первичных соотношений пород требует детального картирования (Isozaki et al., 1990; Kuramoto et al., 2000, 2001; Gulick et al., 2004; Wakita, Metcalfe, 2005; Maruyama et al., 2010; Wakita, 2012; Kusky et al., 2013; Isozaki et al., 2014; Safonova, Santosh, 2014; Safonova et al., 2015, 2020; Savinskiy et al., 2021). Граувакковые песчаники образуются при разрушении смежной магматической дуги, а их последующее накопление происходит либо в глубоководном желобе, где они перекрывают глубоководные гемипелагические и пелагические осадки океанического генезиса, либо в преддуговом или задуговом бассейне (рис. 2.1).

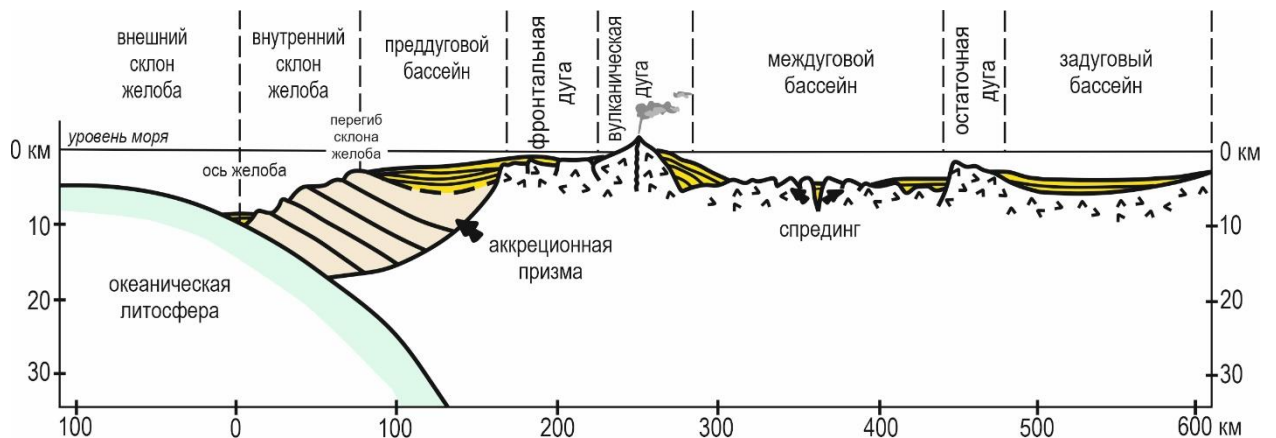


Рис. 2.1. Профиль конвергентной окраины тихоокеанского типа (КОТТ), включающей активные и остаточные вулканические дуги, и систему осадочных бассейнов по (Karig, 1974; Швеллер, 1991).

В коренных выходах песчаники, как правило, представлены в виде мелких и/или крупных обнажений, размеры которых могут изменяться от первых до десятков метров (рис. 2.2В). Нередко эти породы входят в состав турбидитовой последовательности, которая

представляет собой чередование мелко- и крупнозернистых разностей песчаников и кремнистых аргиллитов/алевролитов (рис. 2.2Г-Ж). Для турбидитов характерна градационная слоистость, которая выражается в закономерном изменении размеров частиц, слагающих слой, параллельная (планарная) слоистость образуется за счет воздействия турбулентного потока и дальнейшего протаскивания зерен по дну (Pettijohn, 1975; Posamentier, Walker, 2006). Также в турбидитах наблюдаются текстуры косой слоистости, восходящей волновой ряби, конволютной слоистости, волнистой слоистости, происхождение которых связывают с процессами торможения турбулентного потока. В песчаных слоях турбидитов также могут быть проявлены текстуры дефлюидизации (отжимания воды), к которым относятся «трубки выжимания воды» (fluid-escape pipes), блюдцеобразные текстуры (dish structures), пламевидные текстуры (flame structures) (Никишин и др., 2012).

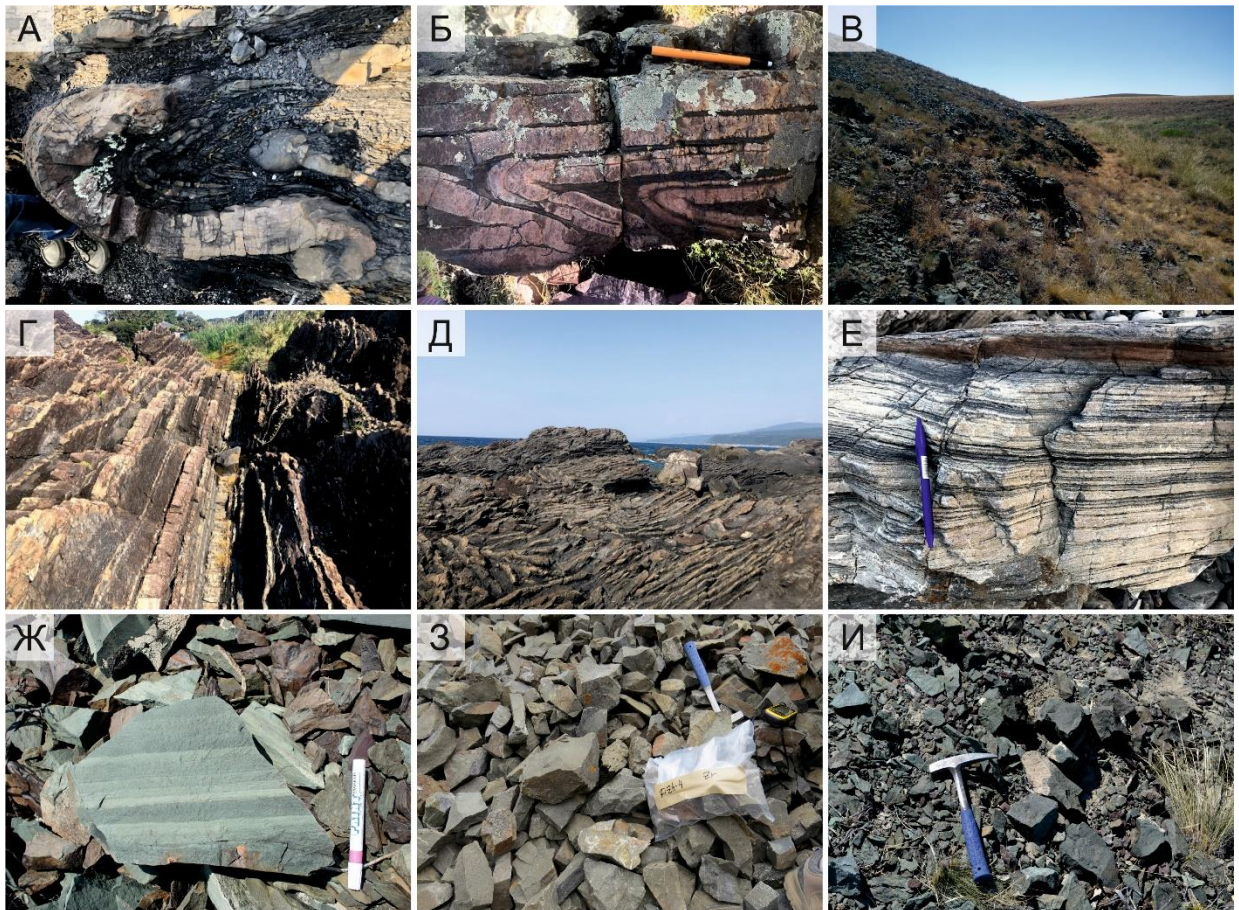


Рис. 2.2. Фотографии коренных обнажений: А – ленточные кремни, смятые в складки (Япония, Инуяма); Б – ленточные кремни, смятые в складки (Монголия, Адацагский АК); В – массивные коренные выходы песчаников (Казахстан, Итмурундинская зона); Г-Е – турбидитовые толщи (Япония); Ж – турбидиты (Казахстан, Итмурундинская зона); З – коренные выходы граувакковых песчаников (Киргизия, Южный Тянь-Шань); И – афировые базальты серо-зеленого цвета (Казахстан, Итмурундинская зона).

Визуально граувакки представляют собой темноцветные (темно-серые, серо-зеленые) плохо сортированные песчаники (рис. 2.23). Нередко при полевой визуальной диагностике граувакки можно ошибочно принять за вулканические породы, в первую очередь, базальты или андезибазальты (рис. 2.2И). В таких случаях корректно определить тип пород можно только в петрографическом шлифе.

2.3. Петрографическое изучение граувакковых песчаников

Петрографическое исследование относится к одному из самых важных методов при изучении осадочных пород. С его помощью можно определить состав, текстурно-структурные признаки пород, а также классифицировать их с использованием различных подходов. При петрографическом изучении граувакковых песчаников следует обращать внимание на степень сортировки материала, окатанность зерен, а также наличие или отсутствие в них цемента и/или тонкодисперсного матрикса. Состав песчаников напрямую зависит от типа и состава пород питающей провинции. В составе граувакк обычно встречаются обломки магматических (рис. 2.3А), метаморфических и осадочных пород (рис. 2.3Б), полевые шпаты, преимущественно плагиоклаз (рис. 2.2В), намного реже КПШ (рис. 2.3Г), моно- и поликристаллический кварц (рис. 2.3Д), слюды. Вторичные минералы представлены серицитом, хлоритом, эпидотом, цеолитом. Из акцессорных минералов чаще всего диагностируются циркон (рис. 2.3Е), сфен, рутил, апатит, монацит. Такие темноцветные минералы как амфибол и пироксен, входящие в состав магматических пород основного и среднего состава, также являются составными частями граувакк, однако их сохранность намного ниже относительно кварца и плагиоклаза, поэтому они часто замещены вторичными минералами.

Кварц. Зерна кварца относятся к наиболее распространенным компонентам большинства песчаников, поэтому их количественное содержание является индикатором исходных пород. Для определения существующих разновидностей зерен кварца обычно используют термины монокристаллический и поликристаллический. К монокристаллическим разновидностям относят зерна, состоящие из одного кристалла, в то время как поликристаллические состоят из индивидов кварца (рис. 2.3Д). Изначально в качестве определяющих признаков использовалось наличие в кварце волнистого погасания и типов включений в нем (Gilligan, 1920). Однако позднее эта классификация была расширена до формы зерен, характера погасания, а также поликристаллической природы зерен (Крупин, 1940; Симанович, 1978). Поликристаллические зерна кварца возникают в

результате разрушения магматических и метаморфических пород, кварцитов, песчаников и кремнистых сланцев и в некоторых классификациях относятся к типу обломков пород.

Полевые шпаты. В составе обломочного материала могут быть встречены все разновидности полевых шпатов, в зависимости от типа «материнских» пород. Принято считать, что КПШ (ортоклаз и микроклин) относятся к наиболее распространенным видам полевого шпата, а Na-плагиоклазы доминируют над Ca-плагиоклазами. Количественное содержание полевых шпатов также коррелирует с особенностями выветривания изверженных пород. Так наибольшей устойчивостью к выветриванию обладает ортоклаз, меньшей – альбит и наименьшей – анортит. В петрографическом шлифе плагиоклазы легко диагностируются за счет проявления в них полисинтетических двойников (рис. 2.3Г). Для КПШ часто характерны пертитовые вроски (рис. 2.3В). Количество КПШ и плагиоклаза в песчаниках может быть обусловлено либо их соотношением в исходных породах, либо их различной устойчивостью в гипергенных условиях.

Обломки пород. К основным типам обломков пород относятся: 1) вулканические породы, включая стекла; 2) осадочные породы, представленные кремнями, кремнистыми аргиллитами, алевролитами и сланцами; 3) метаморфические породы. Реже представлены обломки карбонатных пород. Из-за вторичных процессов в петрографическом шлифе зачастую невозможно точно диагностировать тип пород. Однако в редких случаях в обломках видны структурные особенности исходных пород (рис. 2.3А), например, афировая или порфировая структура вулканических пород или слоистость осадочных.

Одним из главных подходов для характеристики источника сноса является подсчет количественных соотношений зерен различного состава в петрографических шлифах. Для получения наиболее надежных результатов необходимо выполнить подсчет и определение не менее 300 зерен для каждого образца. Подсчет производится по стандартной методике, при которой выбирается наиболее подходящая горизонтальная линия, на которой расположены зерна и результаты подсчета приводятся в табличной форме. По окончании подсчетов результаты по каждой пробе выносятся на треугольные классификационные диаграммы Q-F-L (кварц – полевые шпаты – обломки пород). Существует множество таких диаграмм, однако в данной работе используются классификационные диаграммы по Шутову (рис. 2.4А) (Шутов, 1967) и Фолку (рис. 2.4Б) (Folk et al., 1980), а также дискриминантная диаграмма по Дикинсону (рис. 2.4В) (Dickinson et al., 1983), построенные по трем компонентам – кварцу (Q), полевым шпатам (Fs), обломкам пород (L). В качестве примеров на диаграммах показаны также поля анализов граувакковых песчаников, формировавшихся за счет разрушения океанических и континентальных магматических дуг в различных областях северо-западной Пацифики (рис. 2.4А-В).

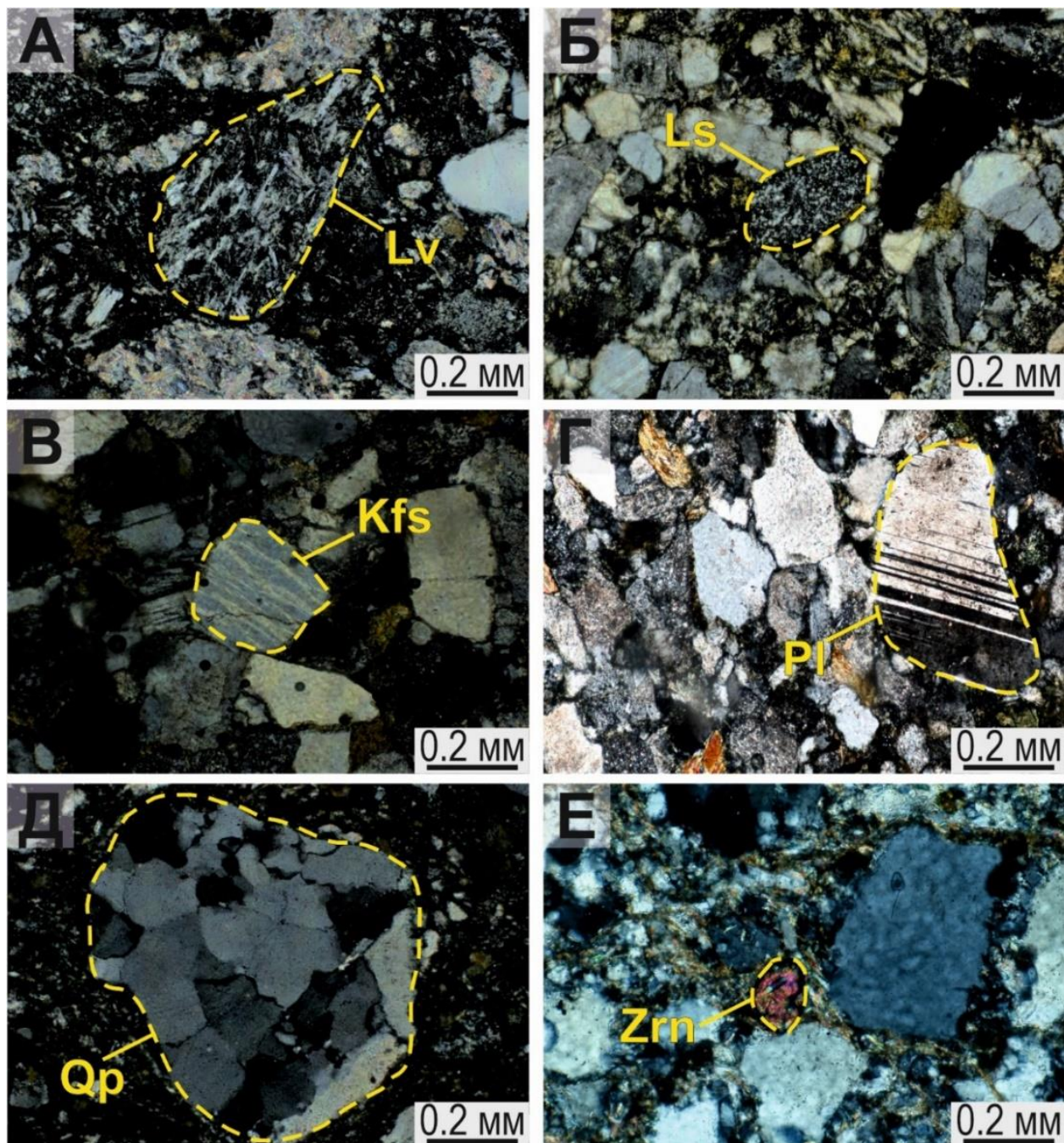


Рис. 2.3. Фотографии петрографических шлифов граувакковых песчаников из аккреционных комплексов Алтая, Монголии и Узбекистана. Lv = обломки магматических пород, Ls = обломки осадочных пород, Pl = плагиоклаз, Kfs = калиевый полевой шпат, Qp = поликристаллический кварц, Zrn = циркон.

Диаграмма Шутова (1967). В рамках этой диаграммы предусмотрена более дробная классификация относительно состава полевых шпатов и обломков пород (рис. 2.4А). В классификации монокристаллический кварц рассматривается как отдельный минеральный компонент, тогда как поликристаллический кварц входит в состав обломков пород. Наиболее обширная систематика получена для группы граувакк, в пределах которой

выделены следующие уровни: 1) собственно граувакки ($L > 75\%$); кварцевые граувакки ($25 < L < 75\%$, $Q > Fs$); полевошпатовые граувакки ($25 < L < 75\%$, $Q < Fs$) 2) петрокластические (кислые, средние, основные), лититовые, кремневые и полимиктовые разновидности первых. Такое дробное разделение позволяет судить о составе материнских магматических пород, преобладавших в питающей провинции.

Диаграмма Фолка (1980). В отличие от диаграммы Шутова в поле кварца включены моно- и поликристаллический кварц и микрокварцит, но не берутся в расчет кремнистые породы (рис. 2.4Б). В области полевых шпатов считаются К- и Na-полевые шпаты, а также обломки гранитов и гнейсов. Для обломков пород производится подсчет кремнистых разновидностей, сланцев, магматических и осадочных пород, известняков. Здесь термин «литаренит» используется в качестве показателя того, что в песчанике присутствуют фрагменты пород различного генезиса, поэтому при возможности следует указывать более четкую формулировку, например, «риолитовый/андезитовый аренит».



Рис. 2.4. Классификационные (А, Б) (Шутов, 1967; Folk, 1980) и дискриминантные (В) (Dickinson et al., 1983) треугольные диаграммы для обломочных пород. Поля: С-В Китай по позднепалеозойским песчаникам Внутренней Монголии (Lu et al., 2020); Индонезия – песчаники мелового возраста с о-ва Сумба (Малые Зондские о-ва) (Zimmermann, Hall, 2019); Ю-3 Япония – песчаники пермского возраста пояса Хида-Гайен (Suzuki, Kurihara, 2021).

Диаграмма Дикинсона (1983). Этот дискриминантный треугольник также строится по компонентам Q-F-L и делится на несколько областей, отражающих различные тектонические обстановки (рис. 2.4В), которые были построены на основе 233 анализов фанерозойских песчаников Северной Америки. Они подразделяются на «континентальные блоки», «островные дуги» и «рециклированные орогены». Область «континентальных блоков» содержит в себе источники сноса с древних кратонов и платформ, или поднятий фундамента. Поднятия фундамента происходят вдоль зарождающихся рифтовых поясов, систем надвигов, и тектонически активных зон. Поля «магматических дуг» включают в

себе обстановки вулканических поясов и гранитных плутонов в основании дуги. Песчаники с высоким содержанием обломков пород тяготеют к области так называемой нерасчленённой или незрелой дуги, в составе которых преобладают основные и средние вулканические породы. По мере продвижения в сторону более зрелых дуг в составе песчаников появляются кварц и полевые шпаты, т.к. в области сноса появляются более кислые разности магматических пород, которые в процессе эрозии дуги выходят на поверхность, а продукты их разрушения продолжают накапливаться в задуговом бассейне.

2.4. U-Pb датирование обломочных цирконов из песчаников

Первые работы по U-Pb датированию методом ЛА-ИСП-МС были связаны с изучением возраста обломочных цирконов современных песков дельтовых областей крупнейших мировых речных систем для получения сведений об основных этапах корообразования и составе террейнов, слагающих основание речных бассейнов и являющихся источником осадочного материала (Ledent et al., 1964; Tatsumoto, Patterson, 1964; Pell et al., 1997; Rino et al., 2004; Allen et al., 2008). Однако в последнее десятилетие все больше информации появляется по U-Pb датированию обломочных цирконов именно в древних песчаниках с целью определения возраста магматических пород в питающей провинции и нижней временной границы осадконакопления – maximum depositional age (Long et al., 2010, 2012, 2020; Jiang et al., 2011; Chen et al., 2012, 2016; Ma et al., 2012; Rojas-Agramonte et al., 2014; Li et al., 2015; Bold et al., 2016; Cai et al., 2016; Zimmermann, Hall, 2019; Lu et al., 2020; Konopelko et al., 2021; Savinskiy et al., 2021; Safonova et al., 2021, 2022; Перфилова и др., 2021, 2022). Поскольку песчаники чаще всего являются продуктами разрушения магматических и метаморфических пород, то они могут содержать в себе цирконы разного генезиса. В настоящее время механизм роста циркона рассматривается либо как результат кристаллизации из расплава или флюида, либо с участием обеих фаз (Rubatto, 2017).

При отборе зерен для U-Pb датирования наиболее важны цирконы магматического происхождения, поскольку именно возраст магматизма необходим для геодинамических реконструкций. Магматические цирконы, кристаллизация которых происходит из расплава, имеют особую, осцилляторную зональность, которая видна в катодолюминесцентном изображении и представляет собой чередование тонких темных и светлых концентрических полос (рис. 2.5А). Но в цирконах из магматических пород основного состава такая зональность может и отсутствовать, замещаясь секториальной или блоковой (рис. 2.5Б). Нередко в зернах наблюдаются каймы или оторочки, образованные в процессе наложенного

метаморфизма (рис. 2.5В). Изучение внутренней структуры зерен циркона на катодоллюминесцентных изображениях крайне важно перед проведением U-Pb датирования, т.к. с их помощью проводится не только диагностика их магматического происхождения, но и выделяются наиболее пригодные для анализа сегменты, где отсутствуют трещины, включения и другие дефекты (Corfu et al., 2003).

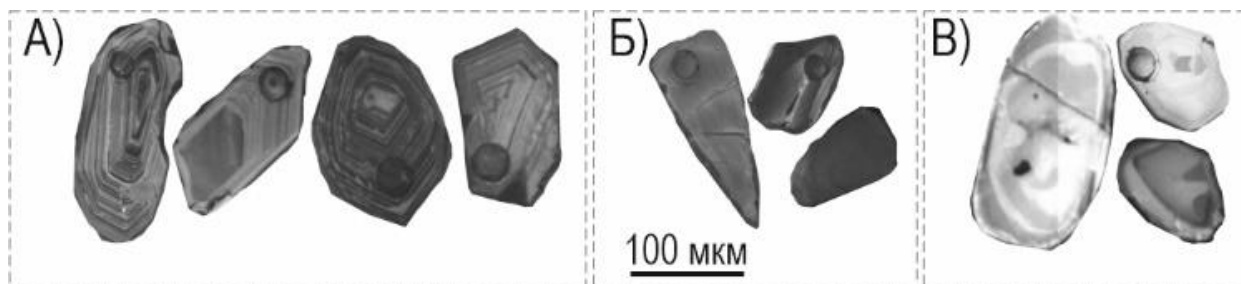


Рис. 2.5. Катодоллюминесцентные изображения обломочных цирконов, отображающие проявление в них осцилляторной зональности (А) (Чарская зона, Восточный Казахстан), отсутствие зональности (Б) (Чарская и Жарминская зоны, Восточный Казахстан), метаморфические каймы (В) (Адацагская зона, Монголия).

Немаловажным этапом является корректная обработка полученных результатов U-Pb датирования и их графическое представление в виде диаграмм с конкордией, гистограмм и кривых распределения вероятностей (рис. 2.6А). Для правильной интерпретации изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, применяемых для построения диаграмм, необходимо прежде всего определить, насколько они конкордантны, либо дискордантны. Дискордантность в U-Pb системе связана, как правило, с миграцией/потерей Pb в минеральной решетке (Mezger, Krogstad, 1997; Cherniak, Watson, 2000). Поэтому при пересчете изотопных отношений их процентное содержание позволит определить, была ли нарушена изотопная система в процессе кристаллизации циркона (Eglington, Harmer, 1993; Gehrels, 2014). Точки отношений, попадающие прямо на конкордию или рядом с ней, считаются конкордантными, а находящиеся на расстоянии от нее – дискордантными (рис. 2.6А). Для расчета дискордантности используются следующие формулы: 1) $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) \cdot 100$ – для цирконов с возрастом древнее 1 млрд лет; 2) $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) \cdot 100$ – для цирконов с возрастом моложе 1 млрд лет. В большинстве случаев исследователями применяется порог определения дискордантности 5-10% (Long et al., 2007, 2012; Wan et al., 2011; Chen et al., 2016; Knittel et al., 2017; Zimmermann, Hall, 2019). Для построения гистограмм и кривых распределения необходимо использовать возрасты двух изотопных отношений: (1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (< 1 млрд лет); (2) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (> 1 млрд лет).

Интерпретация U-Pb возрастных пиков для цирконов из магматических и осадочных пород в настоящее время по-прежнему остается предметом дискуссий (Rino et al., 2004; Arndt, Davaille, 2013; Hawkesworth et al., 2013; Condie et al., 2017). Численное распределение U-Pb возрастов на гистограмме и кривая относительной вероятности позволяют интерпретировать количество и характер возрастных пиков. Определение главного (основного) пика проводится по среднему значению возрастного интервала, в котором располагается наибольшее количество зерен цирконов из общей выборки конкордантных значений (рис. 2.6Б), тогда как второстепенные пики выделяются только при наличии статистически корректного кластера возрастов (рис. 2.6Б).

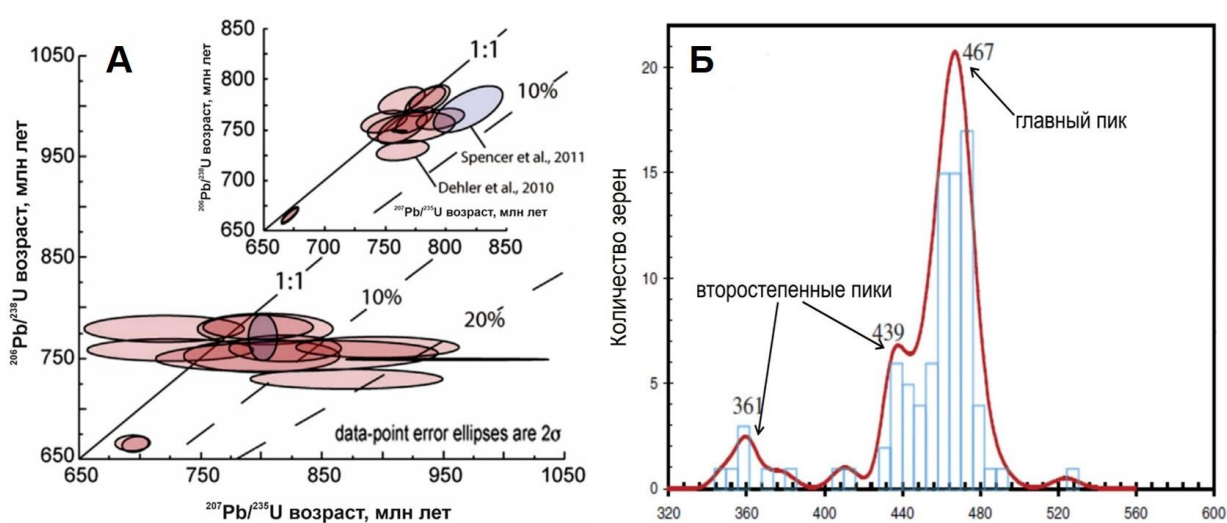


Рис. 2.6. А) Конкордии $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов неопротерозойских цирконов из (Dehler et al., 2010; Spencer et al., 2012). Линия 1:1 отражает 100% конкордантные значения, пунктирными линиями отмечены погрешности дискордантности в 10 и 20 % соответственно. Б) Гистограмма и кривая распределения U-Pb возрастов обломочных цирконов из песчаников Внутренней Монголии (Китай) по (Chen et al., 2016).

Сопоставление спектров распределения U-Pb возрастов цирконов из песчаников с имеющимися данными по магматическим породам и другим песчаникам из смежных комплексов позволяет выделить наиболее подходящую питающую провинцию. Такая информация позволяет определить наиболее два важных параметра: возраст предполагаемого магматического источника обломочного материала и нижнюю границу осадконакопления. Особое значение для реконструкции типа питающей провинции (например, внутриокеаническая или континентальная дуга) имеет также характер распределения спектров U-Pb возрастов цирконов – унимодальный (один возраст пик) (рис. 2.7А) или полимодальный (много возрастных пиков, включая древние) (рис. 2.7Б).

Для граувакковых песчаников, образованных при разрушении внутриокеанических дуг, особенно в преддуговой области, т.е. со стороны океана, характерны унимодальные

спектры распределения U-Pb возрастов, что связано с отделением дуги от континентальной окраины задуговым бассейном (рис. 01) (Long et al., 2010; Bussien et al., 2011; Hara et al., 2013; Chen et al., 2016). Для граувакк, образованных при разрушении континентальных дуг, характерны полимодальные спектры, т.е. в область сноса попадают не только цирконы самой магматической дуги, но и цирконы из более древних пород, находящихся в области сноса (Jiang et al., 2011, 2017; Long et al., 2012; Rojas-Agramonte et al., 2014).

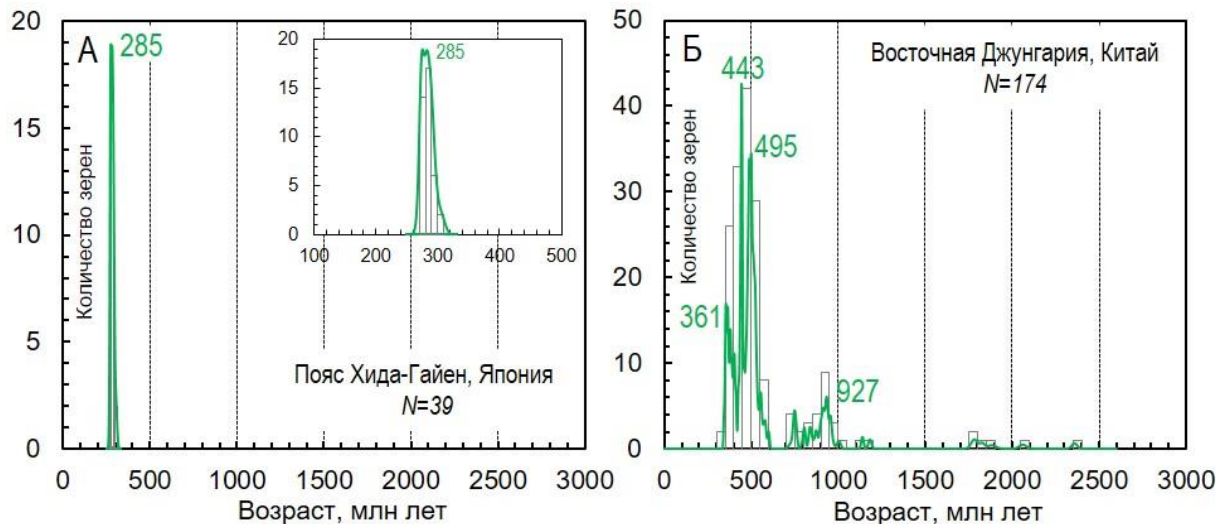


Рис. 2.7. Унимодальный характер распределения возрастов обломочных цирконов из песчаников пояса Хида-Гайен, Япония (Suzuki, Kurihara, 2021) (А) и полимодальное распределение возрастов цирконов в песчаниках Восточной Джунгарии (Long et al., 2012) (Б).

Для оценки возраста нижней границы осадконакопления традиционно используются самые молодые возрасты цирконов (Nelson, 2001; Rainbird et al., 2001; Stewart et al., 2001). Однако не совсем корректно оценивать нижнюю границу осадконакопления по возрасту самого молодого зерна, т.к. 1) зерно может быть случайным, 2) разброс самых молодых возрастов нередко достигает 5-10 млн лет, что является слишком большим интервалом для реконструкции осадконакопления. Оценка максимального возраста осадконакопления (maximum depositional age) по средневзвешенному значению трех или более зерен наиболее молодых цирконов является более достоверным и статистически верным методом (Surpless et al., 2006; Brown, Gehrels, 2007; Dickinson, Gehrels, 2009).

2.5. Геохимические особенности граувакк

Современные исследования осадочных пород не представляются возможными без анализа их химического состава. Концентрации главных и редких элементов позволяют

проводить классификацию, установить характер источников сноса, реконструировать геодинамические обстановки образования протолитов. Как и при изучении магматических пород, прежде всего для граувакк необходимо изучить состав породообразующих оксидов. Ещё во второй половине прошлого века было выяснено, что относительно других видов песчаников граувакки характеризуются пониженными содержаниями SiO_2 и повышенными – Al_2O_3 , $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$, MgO , Na_2O , а также в них отмечается преобладание Na_2O над K_2O и MgO над CaO (Pettijohn et al., 1972) (все расчеты по породообразующим оксидам здесь и ниже даются в мас.%). Высокие концентрации Na_2O связаны с альбитовым компонентом полевых шпатов, а высокие MgO и FeO предполагают наличие хлорита. Одним из исключительных признаков граувакк является сходство валового состава с составом материнской породы, что может быть использовано в комплексе с другими данными при интерпретации геодинамических обстановок формирования песчаников.

Для определения климатических обстановок в источниках сноса и степени зрелости осадочных пород используются петрохимические индексы: CIA – индекс химического выветривания питающей провинции (Nesbitt, Young, 1982), ICV – индекс зрелости осадков (Cox, Lowe, 1995) (рис. 2.8Б). Расчет приведенных индексов производится по молекулярным количествам каждого породообразующего оксида. Индекс CIA вычисляется по формуле $(\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}))\cdot 100$ и применяется в качестве показателя степени выветривания пород в области размыва. Значение $\text{CIA} = 70$ используется для оценки степени выветривания от высокой ($\text{CIA} > 70$) до низкой ($\text{CIA} < 70$). Индекс ICV рассчитывается как $(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO}+\text{MgO}+\text{MnO}+\text{TiO}_2)/\text{Al}_2\text{O}_3$ и служит индикатором степени зрелости поступающего материала. О низкой степени зрелости, т.е. быстром захоронении и коротком расстоянии переноса обломочного материала, говорят значения $\text{ICV} > 1$, предполагающие сохранность таких породообразующих минералов, как полевые шпаты, амфиболы, пироксены. Более зрелые осадочные породы, состоящие в основном из глинистых минералов, имеют значение $\text{ICV} < 1$.

Состав редких элементов в песчаниках используется для построения спектров распределения РЗЭ, дискриминантных диаграмм и определения состава пород в области сноса. В работах некоторых авторов нормирование редкоземельных спектров для обломочных пород (песчаников) проводится, как и для магматических пород – по хондриту и примитивной мантии (McLennan, 1989; Plank, Langmuir, 1998; Chen et al., 2002; Long et al., 2012; Jiang et al., 2017; Xu et al., 2019). Другие коллективы исследователей (Guo et al., 2012; Yan et al., 2012; Lu et al., 2020) проводят нормирование относительно пост-архейских глинистых сланцев Австралии (Post-Archean Australian Shale, PAAS) и/или среднего состава верхней континентальной коры (Upper Continental Crust, UCC) по (Nance, Taylor, 1976;

Taylor, McLennan, 1985). В целом, наиболее общепринятыми являются нормирования по PAAS и хондриту, отражающие основные характеристики изучаемых пород, по которым можно проводить сравнительный анализ осадочных и магматических пород. При определении состава питающей провинции используют значения концентраций элементов типичных для мафических (Cr, Ni, Co, Sc и т.д.) и кислых (Th, Zr и LREE –La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu) пород и их отношения (Sc/Cr, Zr/Sc, Th/Sc, La/Sc, La/Th, Cr/Co, Cr/Ni и т.д.) (Cullers et al., 1975; McLennan, 1980; Feng, Kerrich, 1990; McLennan, Taylor, 1991; McLennan et al., 1993; Floyd, Leveridge, 1987).

Классификационные диаграммы. В настоящее время для классификации песчаников широко используются диаграммы, основанные на следующих соотношениях: $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ (Pettijohn et al., 1972), $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ (Herron, 1988). В классификации Ф. Петтиджона (Pettijohn et al., 1972) выделены группы зрелых и незрелых пород по минералогическому и структурному признакам (рис. 2.8А). Такое разделение опирается на использование отношений $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. Высокие значения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ подразумевают зрелые, обогащенные кварцем, песчаники без значительного содержания алюмосиликатов или глинистых минералов. Для незрелых песчаников характерны низкие значения величины $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) < 1.3$ и высокие значения $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}) > 0$. Для зрелых (кварцевые арены) – высокие значения величины $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) > 1.7$ и низкие значения $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}) < 0$. Следует обратить особое внимание, что в данном случае «зрелость» не отражает геохимический характер, при котором можно говорить о степени интенсивности выветривания. При низких значениях $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ происходит разделение пород по степени обогащения щелочами, т.е. по содержанию в них полевых шпатов и глинистых минералов.

Для граувакковых песчаников характерно повышенное значение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, указывающее на преобладание в них Na-плагиоклаза над K-полевыми шпатами и K-слюдами. При этом в граувакках более молодого возраста может присутствовать высокое содержание монтмориллонита, из-за чего содержание $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ еще более увеличивается. Однако стоит помнить о том, что так называемое полевошпатовое отношение ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$) не служит показателем повышенного содержания плагиоклаза в источнике сноса и зависит от вторичных изменений.

Диаграмма М.М. Хирона (Herron, 1988) является более расширенной версией классификации Ф. Петтиджона. Здесь происходит замена компонентов по оси Y, вместо $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ используется $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$. Отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ служит для разделения обломков пород от полевых шпатов и также рассматривается как индикатор минералогической зрелости породы. Такой выбор обусловлен тем, что при низкой

температуре и давлении, которые в целом характерны для осадочных пород, более стабильными минералами являются КПШ, мусковит и кварц, имеющие низкое содержание железа и повышенные концентрации калия (КПШ, слюды). Менее стабильными оказываются минералы, входящие в состав фрагментов пород основного и среднего состава, которые, как правило, обогащены железом и магнием. Из этого следует, что стабильные минеральные ассоциации характеризуются низким значением Fe_2O_3/K_2O , менее стабильные – наоборот высоким. Такая классификация наиболее полно характеризует группу аркозовых песчаников, а также отражает области глинистых и Fe-глинистых сланцев, имеющих крайне низкие отношения SiO_2/Al_2O_3 .

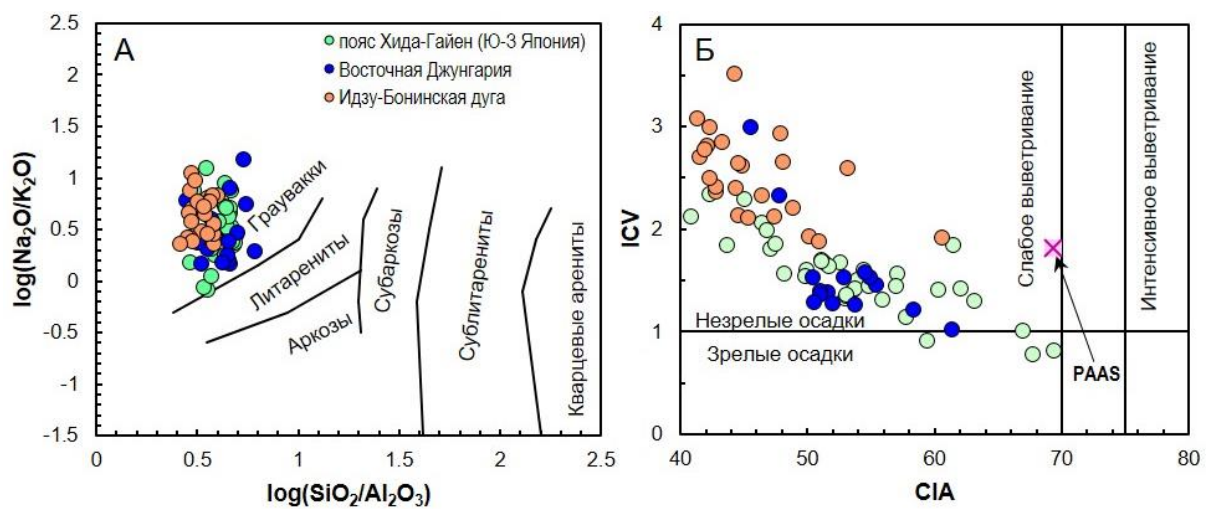


Рис. 2.8. Классификационные диаграммы, используемые при изучении осадочных пород: А) диаграмма, разделяющая основные типы песчаников по химическому составу (Pettijohn et al., 1972); Б) диаграмма химических индексов для разграничения осадков по степени их зрелости и выветривания (Nesbitt, Young, 1982; Cox, Lowe, 1995).

При изучении химического состава осадочных пород широко используются петрохимические модули (Юдович, Кетрис, 2000), применение которых позволяет разделить осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы. По значениям гидролизатного модуля $ГМ = (TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MnO)/SiO_2$ можно выделить три главных типа осадочных пород: силиты ($ГМ < 0.30$) – в основном это кремниевые (аквагенные) и существенно кварцевые (литогенные) породы; сиаллиты ($ГМ = 0.30-0.55$) – к ним относятся большинство алевроглинистых пород, значительная часть граувакк и некоторые аркозы; гидролизаты ($ГМ > 0.55$) – продукты кор выветривания. При возрастании доли поступающего материала магматических пород в области сноса будет наблюдаться постепенное снижение гидролизатного модуля, при этом железистый ($ЖМ = (Fe_2O_3 + FeO + MnO)/(TiO_2 + Al_2O_3)$) и фемический ($ФМ = (Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO)/SiO_2$) модули, магнезиальность, а также щелочность $НКМ = (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ будут возрастать.

Значение $MgO > 3\%$ и $FM > 0.1$ указывает на то, что породы относятся к типу вулканокластических граувакк, т.е. содержат вулканогенный материал основного состава. Также следует определить к какому литохимическому типу относятся породы – петрогенному или литогенному. К петрогенным относятся те осадочные породы, в которых сохраняются исходные корреляции химических компонентов и петрохимических модулей, присущие магматическим породам в источнике сноса. Для петрогенных пород характерна положительная корреляция титанового ($TM = TiO_2/Al_2O_3$) и железистого (ЖМ) модулей и отсутствие таковой между модулем общей щелочности (НКМ) и гидролизатным (ГМ). Для определения литогенного типа, претерпевшего интенсивную динамическую сортировку в результате перемыва предшествующих осадочных пород, может служить резко повышенное значение титанового модуля (ТМ).

Бинарная диаграмма Ф. Петтиджона (Pettijohn et al., 1972) в координатах $K_2O - Na_2O$ используется для разделения аркозов и граувакк и основана на минералогических различиях между этими породами. В граувакках преобладают Na-плагиоклазы, а для аркозовых песчаников характерны калиевые породообразующие минералы (КПШ, К-слюды). Такое разделение обусловлено разными типами питающих провинций для каждой группы. Приведенные геохимические характеристики позволяют надежно установить генетическую принадлежность песчаников.

Определение тектонических обстановок седиментации может проводиться по степени зрелости осадков (Cox, Lowe, 1995), а также соотношению мафических и сиалических характеристик в области сноса, указывающих на принадлежность к отложениям либо континентальных окраин, либо внутриокеанических дуг (Bhatia, 1983; Roser, Korsch, 1986; Bhatia, Crook, 1986 и др.). Наиболее применимыми параметрами для дискриминантных диаграмм среди породообразующих оксидов являются Fe_2O_3+MgO , TiO_2 , Al_2O_3/SiO_2 , K_2O/Na_2O и $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$ мас. %. Отношение Al_2O_3/SiO_2 является индикатором содержания кварцевого компонента в песчаниках, т.е. для континентальных обстановок значение будет более низким, чем для океанических. Такое распределение связано с тем, что песчаники, образованные в континентальных условиях, состоят в основном из кварца и КПШ, тогда как для океанических обстановок более свойственны плагиоклаз, темноцветные минералы и обломки пород. Отношение K_2O/Na_2O используется для показателя с одной стороны КПШ и слюд, с другой – плагиоклаза в породе. Таким образом, песчаники, образованные в результате разрушения внутриокеанических островных дуг, характеризуются высокими значениями Fe_2O_3+MgO (8-14 %), TiO_2 (0.8-1.4 мас. %), Al_2O_3/SiO_2 (0.24-0.33) и низкими K_2O/Na_2O (0.2-0.4), $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$ (1-2) (Bhatia, 1983). Песчаники, образование которых связано с эрозией континентальных дуг,

имеют пониженные значения $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$ (5-8 %), TiO_2 (0.5-0.7 мас. %), $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (0.15-0.20) и более высокие $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0.4-0.8), $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ (1.5-2.5) (Bhatia, 1983). Для песчаников активных окраин отмечаются ещё более низкие $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$ (2-5 %), TiO_2 (0.25-0.45 мас. %), $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (0.1-0.2) и повышенные $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0.6-1.4), $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ (1.8-3.5) (Bhatia, 1983). Песчаники пассивных окраин характеризуются большим разбросом значений и частично перекрываются с полями активных окраин, однако имеют пониженные значения $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$ (0.5-4 %), $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (0.05-0.12) и более высокие $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (1.2-1.8), $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ (2.8-6) (Bhatia, 1983).

Для определения тектонических обстановок используются дискриминантные диаграммы, построенные по редким элементам. Диаграмма $\text{Zr}/\text{Sc} - \text{Th}/\text{Sc}$ (McLennan et al., 1993), хорошо применима для выявления типа пород в источнике сноса. Так отношение Zr/Sc используется для определения степени обогащения цирконом в источнике сноса, повышенные значения Zr/Sc предполагают наличие в питающей провинции пород кислого состава. Отношение Th/Sc является хорошим индикатором процессов химической дифференциации магматических пород, т.к. Th относится к несовместимым элементам, а Sc – является совместимым элементом магматических систем. Поэтому отношения Th/Sc и Zr/Sc хорошо применимы для определения соотношения основных и кислых пород в источнике сноса (McLennan et al., 1993). Повышенные содержания LREE и отношений Th/Sc , La/Sc , Zr/Sc указывают на наличие в питающей провинции магматических пород кислого состава, тогда как более низкие их значения предполагают присутствие магматических пород основного/среднего состава. Высокие значения отношений $\text{Rb}/\text{Sr} > 0.5$ и $\text{Th}/\text{U} > 3.8$ отражают процессы выветривания в источнике сноса и рециклинг (переработку) осадков (McLennan et al., 1993).

2.6. Изотопные исследования

2.6.1. Sm-Nd изотопный анализ

Как известно, самарий (Sm) и неодим (Nd) относятся к группе редкоземельных элементов (РЗЭ). Радиоактивный изотоп ^{147}Sm переходит в ^{143}Nd по формуле: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 + (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})(e^{\lambda t} - 1)$, в которой изотоп ^{144}Nd является стабильным, а отношение $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ соответствует исходному изотопному составу неодима в момент кристаллизации породы. Изменение отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ может быть связано только с процессами радиоактивного распада, при этом оставаться устойчивым к геологическим процессам, происходящим в земной коре в силу немобильности Nd и других РЗЭ в

процессах выветривания. Поэтому изотопный состав неодима в осадочных породах будет соответствовать изотопному составу пород в питающей провинции.

Эволюция изотопного состава силикатного вещества Земли описывается по модели однородного хондритового резервуара (CHUR – chondritic uniform reservoir). Современные изотопные значения для CHUR составляют $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ (Jacobsen, Wasserburg, 1984), а его изотопный состав на момент времени в прошлом описывается уравнением: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}) * (e^{\lambda t} - 1)$, где $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}$ – отношение в любой момент в прошлом, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – современные значения для CHUR.

Одним из главных показателей при Sm-Nd изотопном анализе является величина $\epsilon\text{Nd}(t)$, которая является отклонением изотопного отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ от значения хондритового резервуара (CHUR). Значение рассчитывается по формуле $\epsilon\text{Nd}(t) = [((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{образец}} / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}) - 1] * 10^4$ (Jacobsen, Wasserburg, 1984), где t – время образования породы. В случае, когда возраст не известен используется значение модельного возраста. Традиционно под модельным возрастом подразумевается время отделения вещества от мантии и его перемещение в кору, или же время, когда порода имела такое же $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отношение, как её мантийный источник. В случае осадочных пород модельный возраст представляет усредненный возраст пород в питающей провинции. Определение модельного возраста производится по уравнению: $T_{\text{DM}} = 1/\lambda * \{ [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{образец}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}] / [(^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{образец}} - (^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}] + 1 \}$.

Анализ Sm-Nd изотопного валового состава песчаников используется для получения усреднённой возрастной характеристики источников сноса (De Paolo, 1988; Taylor, McLennan, 1988; Ковач и др., 2000). Минимальные значения модельного Nd возраста осадков служат для оценки нижней границы осадконакопления, которая может быть уточнена данными по возрастам обломочных цирконов. Полученные значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ используются для определения типа источника магматических пород, преобладающих в области сноса – положительные $\epsilon\text{Nd}(t)$ предполагают ювенильный мантийный источник, тогда как отрицательные $\epsilon\text{Nd}(t)$ указывают на наличие в источнике переработанного материала.

2.6.2. Lu-Hf изотопный анализ

Анализ изотопной Lu-Hf системы в магматических и метаморфических породах впервые был изучен в работе (Patchett et al., 1981). Применение изотопных Lu-Hf характеристик в обломочных цирконах осадочных пород позволяет определить тип

магматических пород в источнике сноса (ювенильного или рециклированного). Для этого, как и при Sm-Nd изотопном анализе, необходимо руководствоваться величинами $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$, $\varepsilon\text{Hf}(t)$, $T_{\text{Hf}}^{\text{DM}}$ и T_{Hf}^{C} . Первичное отношение изотопов $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$ рассчитывается по формуле $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{Образец}} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{Образец}} * (e^{\lambda t} - 1)$, где t – возраст, полученный по данным изотопного $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ датирования; $\lambda = 1.867 * 10^{11}$. Величина $\varepsilon\text{Hf}(t)$ показывает относительное отклонение изотопного отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в момент образования циркона от изотопного отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в хондритовом резервуаре (CHUR) на момент образования циркона и вычисляется следующим образом: $[(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t / (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CH}} - 1] * 10^4$. Для расчета $\varepsilon\text{Hf}(t)$ используются хондритовые величины: $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$ (Blichert-Toft, Albarede, 1997). Модельный Hf возраст определяется относительно деплетированной мантии (DM) с параметрами: $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ (Chauvel, Blichert-Toft, 2001). Поскольку одностадийный модельный возраст циркона ($T_{\text{Hf}}^{\text{DM}}$) представляет минимальный возраст источника расплава, из которого он кристаллизовался, как правило используется более реалистичный двухстадийный возраст T_{Hf}^{C} , полученный проецированием инициального $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ отношения циркона к линии деплетированной мантии (DM), используя среднекоровую величину $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ (Griffin et al., 2000). Радиогенный изотопный состав Hf в цирконах, т.е. значения $\varepsilon\text{Hf}(t)$ заметно выше нуля, предполагает ювенильный характер материнских магматических пород в питающей провинции. Отрицательные значения $\varepsilon\text{Hf}(t)$ могут указывать на присутствие в мантийном источнике более древнего материала континентальной коры.

В приведенном кратком обзоре показано, что на сегодняшний день существует множество методов и подходов, позволяющих дать разноплановую характеристику граувакковых песчаников. Несмотря на это, такой системный подход применяется не всегда. Важность разностороннего подхода к изучению граувакковых песчаников заключается в том, что по их составу и возрасту становится возможным получить ценную информацию о магматических источниках в области сноса, в первую очередь, о магматических дугах, образованных на КОТТ, которые могут быть полностью или частично разрушены в процессе субдукции и орогении (von Huene et al., 2004; Suzuki et al., 2010; Сафонова, Ханчук, 2021). Таким образом, граувакковые песчаники являются важным источником информации для геодинамических реконструкций.

ГЛАВА 3. РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ГРАУВАККОВЫХ ПЕСЧАНИКОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Соискателем с коллегами были получены первые данные по U-Pb возрасту обломочных цирконов из граувакковых песчаников для всех исследуемых объектов Центрального и Восточного Казахстана (Safonova et al., 2021, 2022; Перфилова и др., 2021, 2022). При анализе данных и построении диаграмм рассматривались результаты с дискордантностью менее 10% и не требующие поправок на обыкновенный Pb. Значения возраста рассчитывались по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для цирконов с возрастными более и менее 1 млрд. лет соответственно. Максимальный возраст седиментации (Maximum depositional age – MDA) оценивался по среднему значению популяции, состоящей из не менее, чем трех самых молодых зерен цирконов, перекрывающихся в пределах ошибки на уровне 1σ или 2σ .

3.1. Итмурундинская зона (Центральный Казахстан)

Для U-Pb изотопного датирования было отобрано восемь проб мелко-среднезернистых песчаников из разрезов обалинской свиты с участков Центральный-1 и Центральный-2, а также ащиозекской свиты на участках Восточный-1 и Восточный-2 (рис. 1.6, 1.7, 1.13; табл. 3.1). Всего было выделено около 570 зерен обломочных цирконов размером от 40 до 200 мкм (0.04-0.2 мм) округлой, изометричной, реже призматической формы, прозрачных или с желтовато-охристым оттенком. Для большинства зерен характерна осцилляторная зональность, хорошо видимая на катодолюминесцентных изображениях, что свидетельствует об их магматическом происхождении (рис. 3.1). Кроме того, для всех проанализированных цирконов характерны значения $0.11 < \text{Th}/\text{U} < 2.26$ (Приложение 9), подтверждающие их магматическую природу (Hanchar, Hoskin, 2003).

3.1.1. Участки Центральный-1 и Центральный-2

Участок Центральный-1. Для U-Pb датирования было отобрано две пробы песчаников обалинской свиты (рис. 1.6, 1.9; табл. 3.1; Приложение 9). Из 125 проанализированных цирконов, выделенных из образцов It-03-17 и N1965, отобрано 86 конкордатных значений отношения изотопов $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ в пределах $\pm 10\%$ (Приложение 9). Характер распределения U-Pb возрастов цирконов из песчаников участка

Центральный-1 – унимодальный с главными пиками на 469 млн лет (средний ордовик) и 459 млн лет (граница среднего-позднего ордовика) (рис. 3.2А, В).

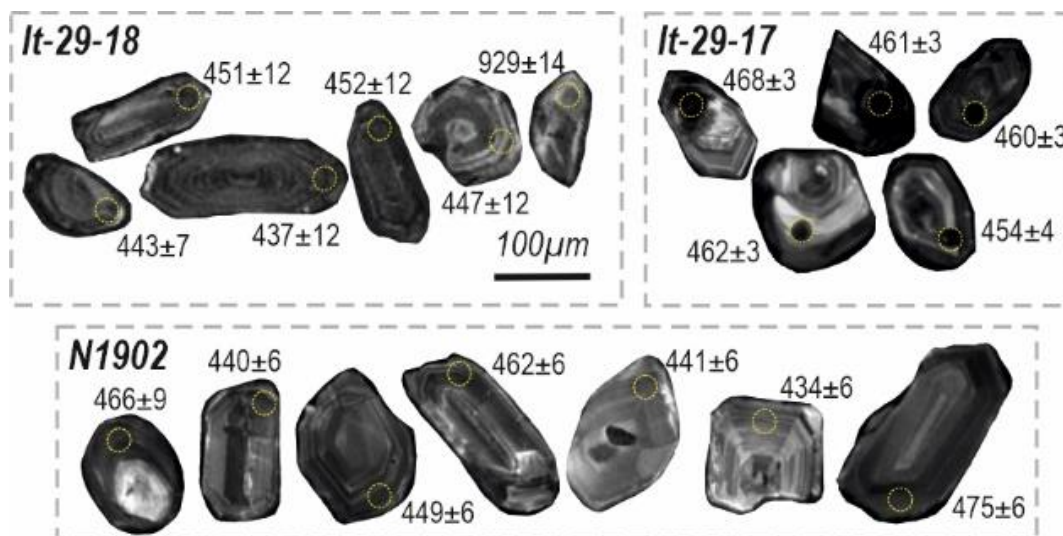


Рис. 3.1. Катодолюминесцентные изображения зерен обломочных цирконов из изученных образцов песчаников (It-29-18, It-29-17, N1902) Итмурундинской зоны. Желтыми кругами показаны места датирования зерен с полученными возрастными значениями.

Для 65 зерен циркона из образца It-03-17 полученный возрастной интервал варьирует от 536 до 428 млн лет (Приложение 9). Кроме того, для образца It-03-17 получено девять кембрийских значений U-Pb возрастов: 536 ± 5 , 530 ± 2 , 513 ± 4 , 507 ± 3 , 506 ± 6 , 497 ± 2 , 496 ± 3 , 487 ± 3 , 486 ± 3 млн лет (рис. 3.1А; Приложение 9). Возрасты популяции из пяти самых молодых цирконов соответствуют 451 ± 3 , 451 ± 4 , 454 ± 3 , 455 ± 6 и 456 ± 3 млн лет (Приложение 9), а их средневзвешенное значение – 453 ± 3 млн лет (поздний ордовик) (рис. 3.2Б). Также в образце It-03-17 имеется два значения самых молодых зерен циркона – 428 ± 4 млн лет (поздний силур) и 439 ± 4 (ранний силур) млн лет (Приложение 9). Однако эти зерна не учитывались при расчете средневзвешенного возраста нижней границы осадконакопления, т.к. они сильно отличаются от непрерывного возрастного кластера самых молодых зерен и как следствие не попадают на линию среднего значения при построении диаграммы.

Для песчаника N1965 получено 21 конкордантное значение с диапазоном от 478 до 436 млн лет. Возрасты пяти самых молодых цирконов в образце N1965 соответствуют 436 ± 12 , 441 ± 5 , 447 ± 13 , 449 ± 13 и 449 ± 9 млн лет (Приложение 9), а их средневзвешенное значение – 443 ± 7 млн лет (граница позднего ордовика и силура) (рис. 3.2Б).

Участок Центральный-2. Для U-Pb датирования было отобрано четыре пробы песчаников обалинской свиты (рис. 1.6, 1.7, 1.13; табл. 3.1; Приложение 9). Для образцов It-67-17, It-93-18, N1902 проанализировано 140 зерен цирконов, из которых 120 показали

конкордантные значения отношения изотопов $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в пределах $\pm 10\%$ (Приложение 9).

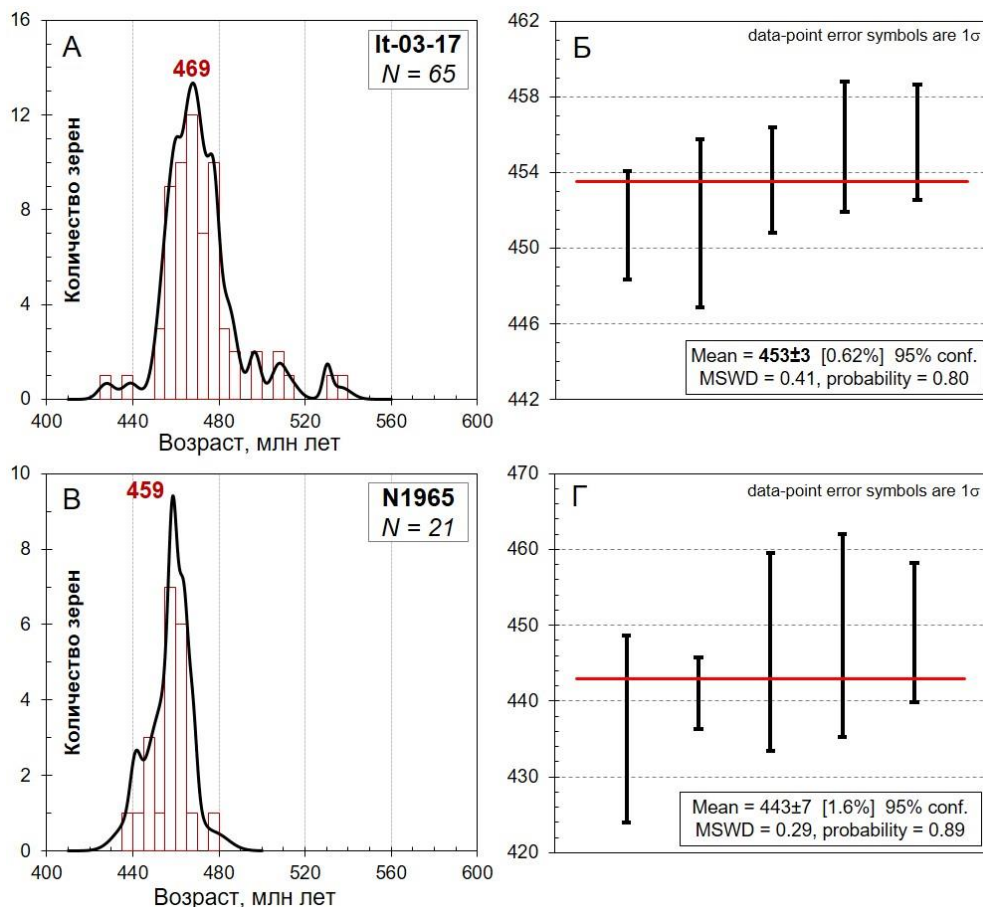


Рис. 3.2. Гистограммы и кривые распределения U-Pb возрастов обломочных цирконов из граувакковых песчаников на участке Центральный-1 (А, В). Диаграммы средневзвешенных возрастов популяций самых молодых цирконов из образцов It-03-17 (Б) и N1965 (Г).

Для образца It-67-17 получено 41 конкордантное значение U-Pb возрастов в интервале от 480 до 440 млн лет с главным пиком на 455 млн лет (поздний ордовик) (рис. 3.3А; Приложение 9). Возрасты популяции из пяти самых молодых цирконов соответствуют 451 ± 4 , 452 ± 3 , 452 ± 4 , 453 ± 2 и 453 ± 3 млн лет (Приложение 9), а их средневзвешенное значение – 452 ± 3 млн лет (поздний ордовик) (рис. 3.3Б). Также в образце It-67-17 присутствует три молодых зерна циркона с отметками 448 ± 2 , 444 ± 3 и 440 ± 2 млн лет (Приложение 9).

В пробе N1902 проанализированные 53 конкордантных значения находятся в интервале от 505 до 430 млн лет с главным пиком на 445 млн лет (поздний ордовик) (рис. 3.3В; Приложение 9). Возрасты восьми самых молодых цирконов соответствуют 430 ± 8 , 432 ± 9 , 433 ± 8 , 434 ± 6 , 434 ± 8 , 435 ± 8 , 434 ± 20 и 437 ± 20 млн лет (Приложение 9), а их средневзвешенное значение – 433 ± 6 млн лет (ранний-поздний силур) (рис. 3.3Г). Кроме

того, в образце N1902 зафиксировано единичное возрастное определение на уровне 505 ± 7 млн лет (поздний кембрий) (рис 3.3В).

Таблица 3.1. Характеристика проанализированных обломочных цирконов из песчаников Центральных участков Итмурундинской зоны Центрального Казахстана.

	It-03-17	N1965	It-67-17	It-93-18	N1902	N1956
Свита/участок	Обалинская/ Центральный-1		Обалинская/ Центральный-2			
Координаты	46°47'17.9" 76°23'12.2"	46°50'50.2" 76°18'12.5"	46°48'00.4" 76°21'47.1"	46°47'55.1" 76°21'47.4"	46°47'54.9" 76°21'48.7"	46°50'50.2" 76°18'12.5"
Привязка	2.5 км на СЗ от г. Кызылтобе	4 км к ЮВ от г. Уштоган	5.5 км к югу от г. Узунтубек	3 км к югу от г. Узунтубек	3 км к югу от г. Узунтубек	4 км к Ю-В от г. Уштоган
Описание	Песчаник м/з серый	Песчаник м/з серый	Песчаник м/з зеленовато- серый	Песчаник м-с/з серо- зеленый	Песчаник м-с/з серо- зеленый	Песчаник м/з серый
Размер зёрен, мкм	30-180	40-160	20-150	20-150	50-150	50-150
Форма	Изометричная, округлая		Удлиненная, призматическая, изометричная		Призматическая, бочонковидная	
N (D)*	96 (65)	29 (21)	45 (41)	28 (26)	67 (53)	52 (41)

*N – количество датированных зёрен, (D) – количество зёрен с конкордантностью $\pm 10\%$.

Для песчаника It-93-18 получено 26 конкордантных значений в интервале от 471 до 441 млн лет с главным пиком на 456 млн лет (поздний ордовик) (рис. 3.3Д; Приложение 9). Возрасты четырех самых молодых цирконов соответствуют 441 ± 4 , 442 ± 5 , 443 ± 4 и 443 ± 5 млн лет (Приложение 9), а их средневзвешенное значение – 442 ± 4 млн лет (ранний силур) (рис. 3.3Е).

Для образца N1956 проанализировано 52 зерна цирконов, из которых 41 имеет конкордантные значения отношения изотопов $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ в пределах $\pm 10\%$ (табл. 3.1; Приложение 9). Возрастные определения цирконов находятся в широком диапазоне от 2486 до 444 млн лет с главным пиком на 461 млн лет (средний ордовик) (рис. 3.3Ж). Также присутствует восемь значений более древних возрастов: 504 ± 8 , 717 ± 21 , 764 ± 13 , 1001 ± 29 , 1007 ± 14 , 1013 ± 29 , 2191 ± 34 , 2385 ± 37 , 2486 ± 38 млн лет (рис. 3.2Ж; Приложение 9). Возрасты четырех самых молодых цирконов соответствуют 444 ± 8 , 445 ± 13 , 446 ± 14 и 447 ± 8 млн лет (Приложение 9), а их средневзвешенное значение – 445 ± 9 млн лет (поздний ордовик) (рис. 3.3З).

Характер распределения возрастов на гистограммах для всех образцов песчаников – унимодальный (рис. 3.3А, В, Д, Ж). Полученные возрасты укладываются в следующие интервалы: 1) 443-430 млн лет (силур; n = 22); 2) 458-444 млн лет (поздний ордовик; n = 69);

- 3) 470-459 млн лет (средний ордовик; $n = 42$); 4) 483-470 млн лет (ранний ордовик; $n = 18$);
 5) 505-504 млн лет (кембрий; $n = 2$); 6) 2486-717 млн лет (протерозой; $n = 8$).

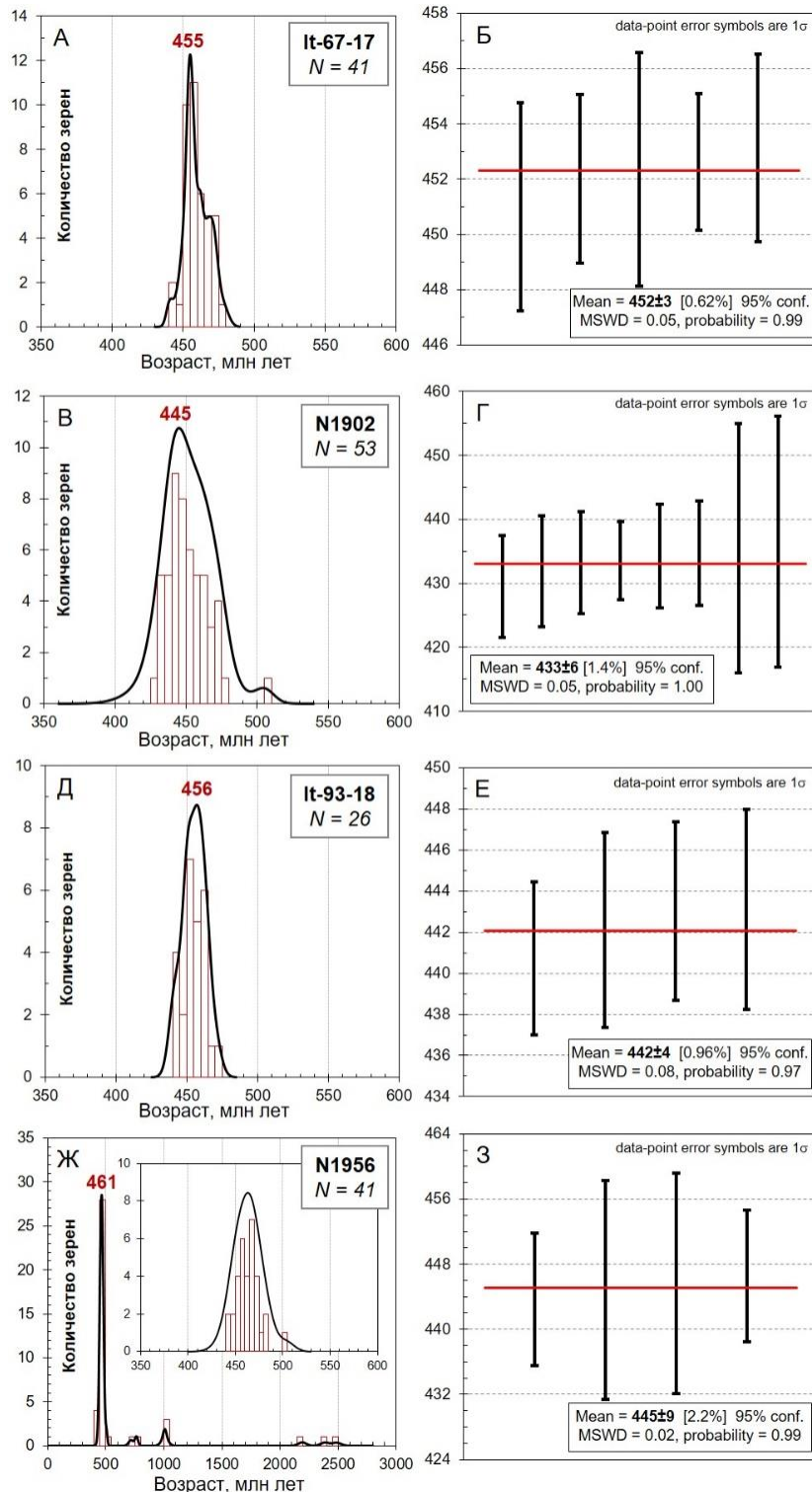
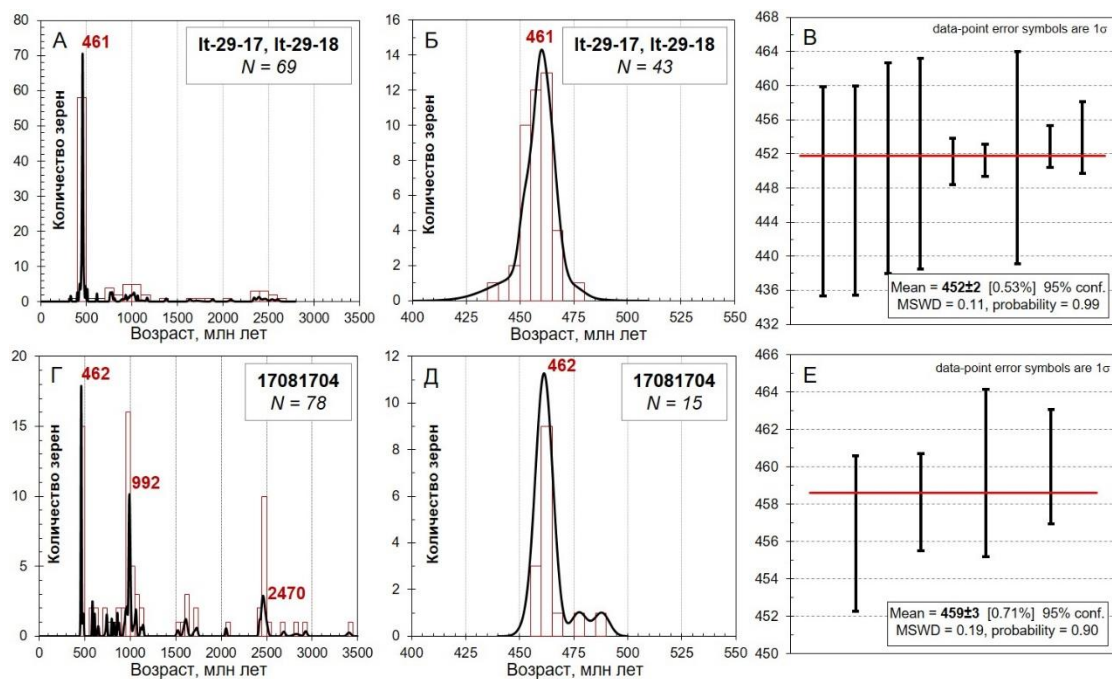


Рис. 3.3. Гистограммы и кривые распределения U-Pb возрастов обломочных цирконов из граувакковых песчаников на участке Центральный-2 (А, В, Д, Ж). Диаграммы средневзвешенных возрастов популяций самых молодых цирконов из образцов It-67-17 (Б), N1902 (Г), It-93-18 (Е), N1956 (З).

3.1.2. Участки Восточный-1 и Восточный-2

Участок Восточный-1. Для двух образцов песчаников (It-29-17, It-29-18), отобранных из одного разреза ащиозекской свиты (рис. 1.7Г, 1.13), проанализировано 120 зерен, из которых 94 показали конкордантность $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ отношений в пределах $\pm 10\%$ (табл. 3.2). Характер распределения возрастов цирконов – полимодальный с главным пиком на 461 млн лет (средний ордовик) и несколькими второстепенными пиками (рис. 3.4А, Б). Ордовикские возрастные популяции соответствуют интервалам 458-445 млн лет (поздний ордовик; $n = 21$), 469-459 млн лет (средний ордовик; $n = 30$), 476-475 млн лет (ранний ордовик; $n = 2$) (Приложение 9). Предордовикские возрасты можно разделить на несколько возрастных интервалов/групп: 1) 512-491 млн лет (кембрий; $n = 3$); 2) 995-895, 808-617 млн лет (неопротерозой; $n = 14$); 3) 1405, 1378, 1169-1004 млн лет (мезопротерозой; $n = 9$); 4) 2474, 2444-2345, 2090, 1890, 1713, 1639, 1405, 1378 млн лет (палеопротерозой; $n = 10$); 5) 2603, 2542, 2526 млн лет (архей; $n = 3$) (Приложение 9). Самый молодой возраст циркона соответствует значению 437 ± 12 млн лет (ранний силур) (Приложение 9). Возрасты популяции девяти самых молодых цирконов относятся к значениям 448 ± 12 ($n = 2$), 450 ± 12 , 451 ± 12 , 451 ± 3 , 451 ± 2 , 452 ± 12 , 453 ± 2 и 454 ± 4 млн лет, а их средневзвешенный возраст – 452 ± 2 млн лет (поздний ордовик) (рис. 3.4В).



3.4. Гистограммы распределения и кривые относительной вероятности U–Pb возрастов зерен обломочных цирконов из граувакковых песчаников с участков Восточный-1 (А, Б) и Восточный-2 (Г, Д). Диаграммы средневзвешенных возрастов популяций самых молодых цирконов из образцов It-29-17, It-29-18 (В) и 17081704 (Е).

Участок Восточный-2. Для образца песчаника 17081704, отобранного из разреза ащизекской свиты на участке Восточный-2 (рис. 1.16), получено 78 конкордатных значений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ отношений в пределах $\pm 10\%$ в интервале от 3406 до 456 млн лет (табл. 3.2; Приложение 9). Распределение U-Pb возрастов цирконов – полимодальное с главными пиками на 462, 992 и 2472 млн лет (рис. 3.4Г). Все полученные U-Pb возрасты группируются в пределах следующих временных интервалов: 1) 477-456 млн лет (ордовик; $n = 14$); 2) 488 млн лет (кембрий; $n = 1$); 3) 1000-934, 875-738, 648-584 млн лет (неопротерозой; $n = 28$); 4) 1589, 1524 1142-1001 млн лет (мезопротерозой; $n = 9$); 5) 2495-2421, 2054, 1734-1610 (палеопротерозой; $n = 18$); 6) 3406, 2929, 2826, 2689, 2502 млн лет (архей; $n = 5$) (Приложение 9). Возрасты четырех самых молодых цирконов в образце 17081704 соответствуют 456 ± 4 , 458 ± 3 , 460 ± 4 и 460 ± 3 млн лет (Приложение 9), а их средневзвешенное значение – 459 ± 3 млн лет (граница среднего-позднего ордовика) (рис. 3.4Е).

Таблица 3.2. Характеристика проанализированных обломочных цирконов из песчаников Восточных участков Итмурундинской зоны Центрального Казахстана.

	It-29-17	It-29-18	17081704
Свита/участок	Ащизекская/ Восточный-1		Ащизекская/ Восточный-2
Координаты	46°43'06.1" 76°44'27.2"	46°43'06.1" 76°44'27.2"	46°43'21.2" 76°50'22.9"
Привязка	2 км к востоку от г. Шокпартас	2 км к востоку от г. Шокпартас	1.5 км к ЮЗ от г. Алатай
Описание	Песчаник м-с/з зеленовато-серый	Песчаник м/з серый	Песчаник м-с/з зеленовато-серый
Размер зёрен, мкм	40-190	40-190	50-200
Форма	Призматическая, изометричная, округлая	Призматическая, изометричная, округлая	Призматическая, округлая
N (D)*	101 (77)	29 (17)	91 (78)

*N – количество датированных зёрен, (D) – количество зёрен с конкордантностью $\pm 10\%$.

3.2. Тектурмасский пояс (Центральный Казахстан)

Для U-Pb датирования было отобрано две пробы мелко-среднезернистых песчаников из олистостромы Успенской зоны (обр. ТК-17) и ермекской свиты Нуринской зоны (обр. ТК-27) (рис. 1.18, 1.20; табл. 3.3; Приложение 10). Размер зерен цирконов варьирует от 50 до 200 мкм. Они характеризуются различной морфологией и типом зональности. Зерна призматические, бочонковидные, реже округлой формы. В большинстве зёрен проявлена осцилляторная зональность, в некоторых – секториальная (рис. 3.5). Для образцов характерен широкий диапазон концентраций U и Th. при этом в

образце ТК-17 содержание U выше, чем в ТК-27 (45-879 и 79-539 г/т), а Th ниже (14-363 и 49-581 г/т). Магматический характер цирконов подтверждается осцилляторной зональностью и значениями Th/U в интервале от 0.14 до 1.08 (Приложение 10).

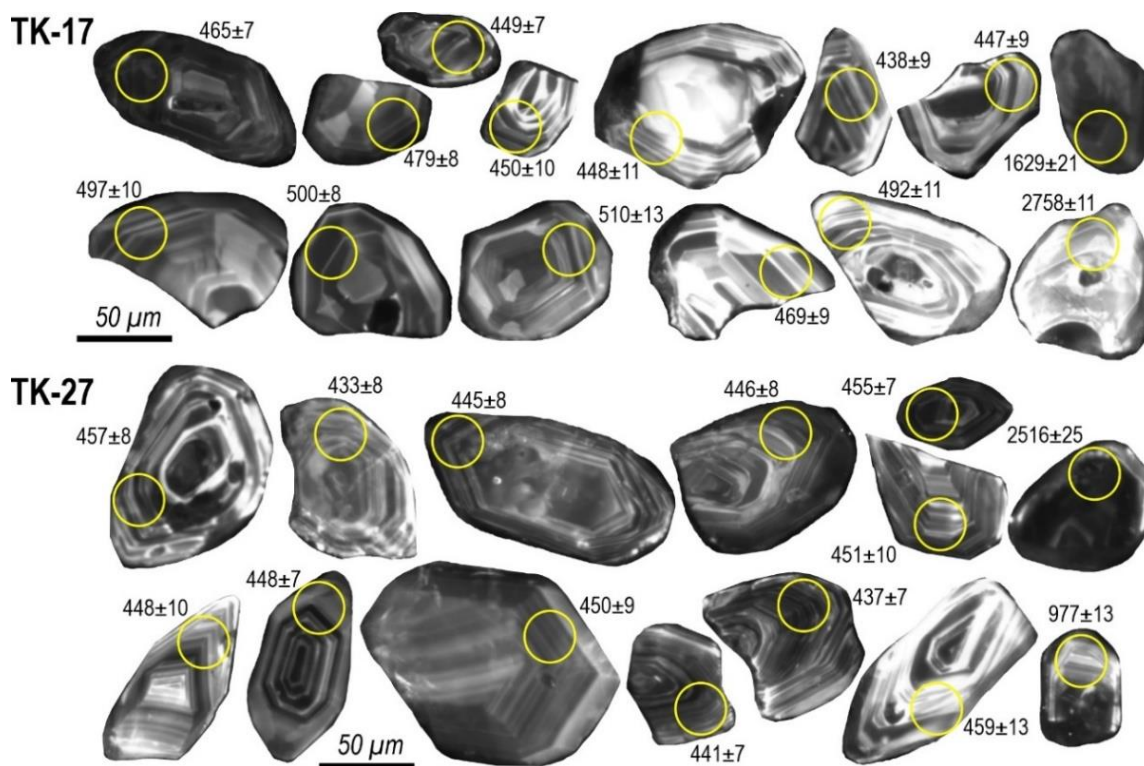


Рис. 3.5. Катодолуминесцентные изображения зерен обломочных цирконов из изученных образцов песчаников (ТК-17, ТК-27) Тектурмасского пояса. Желтыми кругами показаны места датирования зерен с полученными возрастами.

Успенская зона. Из проанализированных 53 зерен в образце ТК-17 конкордантные отношения изотопов $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ на уровне $\pm 10\%$ получены для 52 зерен (табл. 3.3; Приложение 10). Распределение U-Pb возрастов имеет бимодальный характер с пиками на 510 и 451 млн лет (рис. 3.6А). Основная популяция цирконов распределена в следующих интервалах: 1) 456-446 млн лет (поздний ордовик; $n = 13$); 2) 469-461 млн лет (средний ордовик; $n = 3$); 3) 482-474 млн лет (ранний ордовик; $n = 3$); 4) 525-488 млн лет (кембрий; $n = 22$) (Приложение 10). Кроме того, единичные зерна имеют значения докембрийских возрастов: 2758 ± 42 , 1629 ± 21 , 1474 ± 24 , 1214 ± 12 и 1146 ± 21 млн лет (рис. 3.6А). Самый молодой возраст циркона соответствует значению 425 ± 10 млн лет (ранний силур) (Приложение 10). Возраст популяции самых молодых четырех зерен циркона соответствует 438 ± 9 , 438 ± 7 , 439 ± 10 и 441 ± 6 млн лет, а их средневзвешенный возраст составляет 439 ± 3 млн лет (ранний силур) (рис. 3.6Б).

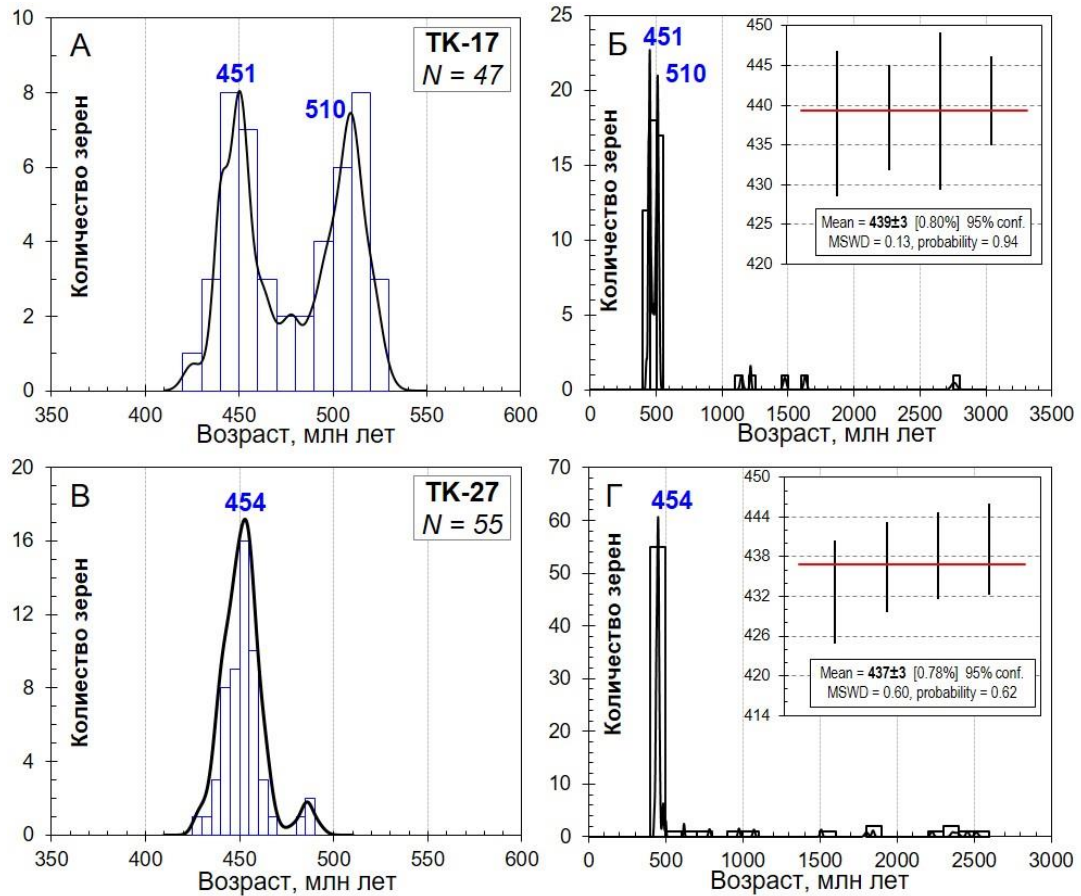


Рис. 3.6. Гистограммы распределения и кривые относительной вероятности U–Pb возрастов зерен обломочных цирконов из песчаников Успенской (обр. ТК-17) и Нуринской (обр. ТК-27) зон Тектурмасского пояса. Врезки внутри гистограмм соответствуют диаграммам средневзвешенных значений популяций самых молодых зерен цирконов из образца ТК-17 (Б) и ТК-27 (Г).

Нуринская зона. В образце ТК-27 проанализировано 90 зерен, из которых 68 показали конкордантность изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ на уровне $\pm 10\%$ (табл. 3.3; Приложение 10). Основная группа U–Pb возрастов цирконов находится в интервалах 445–428 млн лет (силур; $n = 15$), 458–446 млн лет (поздний ордовик; $n = 31$), 466–459 млн лет (средний ордовик; $n = 6$), 486–481 (ранний ордовик; $n = 2$), 503–490 (кембрий; $n = 3$) (Приложение 10). Характер распределения U–Pb возрастов цирконов – унимодальный с главным пиком на 454 млн лет (рис. 3.6В). Также отмечается наличие двенадцати зерен с докембрийскими возрастами: 2516 ± 25 , 2458 ± 19 , 2393 ± 28 , 2362 ± 25 , 2228 ± 21 , 1846 ± 17 , 1804 ± 24 , 1510 ± 15 , 1074 ± 15 , 977 ± 13 , 786 ± 14 , 621 ± 8 млн лет (Приложение 10). Самый молодой возраст циркона соответствует значению 428 ± 7 млн лет (ранний силур) (Приложение 10). Возрасты популяции самых молодых четырех зерен циркона соответствуют 433 ± 8 , 437 ± 7 , 438 ± 7 и 439 ± 7 млн лет, а их средневзвешенный возраст составляет 437 ± 3 млн лет (ранний силур) (рис. 3.6Г).

Таблица 3.3. Характеристика проанализированных обломочных цирконов из песчаников Тектурмасского пояса Центрального Казахстана.

	ТК-17	ТК-27
Зона/участок	Успенская/ Торгаульский	Нуринская/ Карамурунский
Координаты	49°15'04.2" 73°06'41.9"	49°17'31.2" 72°56'38.3"
Привязка	7 км к СВ от пос. Красная Поляна	4.5 км к СЗ от с. Карамурун
Описание	Песчаник м-с/з зеленовато-серый	Песчаник с/з серо-зеленый
Размер зёрен, мкм	50-150	50-200
Форма	Призматическая, бочонковидная, реже округлая	Призматическая, бочонковидная, реже округлая
N (D)*	53 (52)	90 (68)

*N – количество продатированных зёрен, (D) – количество зёрен с конкордантностью $\pm 10\%$.

3.3. Жарминская зона (Восточный Казахстан)

Для проведения U-Pb изотопного датирования обломочных цирконов было отобрано четыре образца мелко-среднезернистых песчаников из коконьской (ZH-1-13, ZH-1-15) и аркалыкской (ZH-2-4/2) свит (табл. 3.5) в северной части Жарминской зоны (рис. 1.16, 1.18) (рис. 1.29), из живет-франской толщи (ZH-19-37) на юге Жарминской зоны (рис. 1.29, 1.30). Размер зерен цирконов – от 30 до 150 мкм, зерна округлой или призматической формы, прозрачные, бесцветные или слегка желтоватые. На катодолюминесцентных изображениях хорошо проявлена осцилляторная зональность (рис. 3.7). Значения Th/U отношения находятся в интервале от 0.31 до 1.02 (Приложение 11).

Коконьская свита. В двух образцах мелко-среднезернистых песчаников ZH-1-13 и ZH-1-15 проанализировано 116 зерен, для 98 из которых получены конкордантные значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ возрастов в пределах $\pm 10\%$ (табл. 3.4; Приложение 11). Основной возрастной кластер для образцов коконьской свиты (ZH-1-13, ZH-1-15) соответствует интервалу 350-329 млн лет (ранний карбон; $n = 82$), меньшее количество возрастов находится в пределах 371-351 млн лет (поздний девон-ранний карбон; $n = 13$) (Приложение 11). Возрастная популяция из 59 конкордантных возрастов цирконов в образце ZH-1-13 находится в интервале от 455 до 302 млн лет (рис. 3.8А). Характер распределения U-Pb возрастов – унимодальный с главным пиком на 340 млн лет (ранний карбон) (рис. 3.8А). Самые молодые единичные возрасты цирконов 320 ± 2 , 318 ± 2 , 312 ± 2 , 302 ± 2 млн лет (Приложение 11) имеют большой разброс, поэтому в статистической обработке и построении диаграммы средневзвешенного возраста не были учтены. Возрасты популяции

самых молодых шести зерен циркона соответствуют 333 ± 4 , 333 ± 3 , 332 ± 3 ($n = 2$), 331 ± 2 и 329 ± 3 млн лет, а их средневзвешенный возраст составляет 331 ± 2 млн лет (ранний карбон) (рис. 3.8Б).

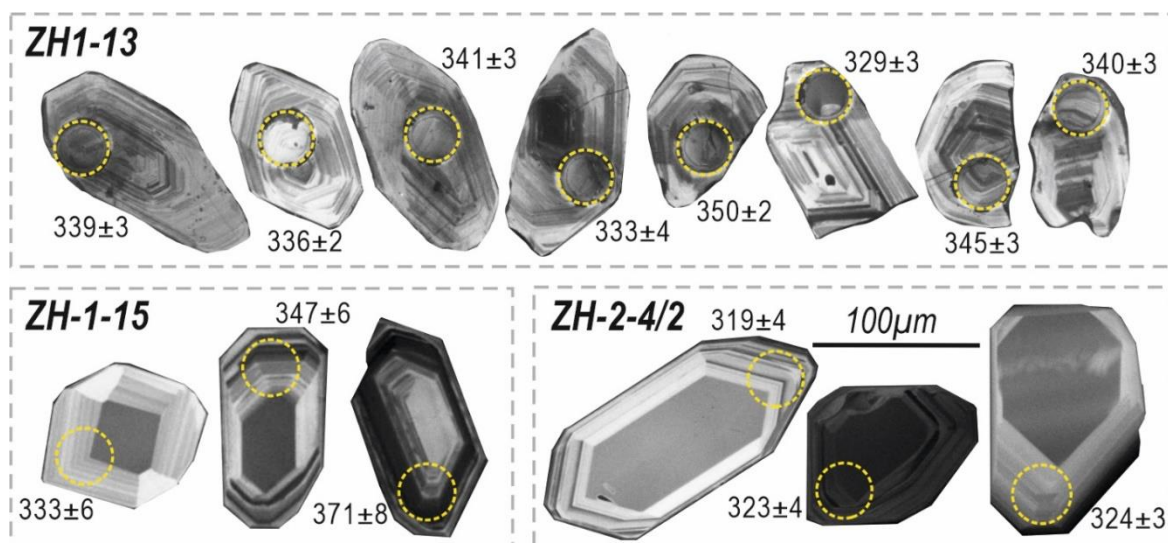


Рис. 3.7. Катодолуминесцентные изображения зерен обломочных цирконов из изученных образцов песчаников (ZH-1-13, ZH-1-15, ZH-2-4/2) Жарминской зоны. Желтыми кружками показаны места датирования зерен с полученными возрастными значениями.

Для образца ZH-1-15 полученные 39 конкордантных значений U-Pb возрастов цирконов распределены в диапазоне от 371 до 332 млн лет (Приложение 11). Характер распределения U-Pb возрастов – унимодальный с главным пиком на 338 млн лет (ранний карбон) (рис. 3.8В). Возрасты популяции самых молодых четырех зерен циркона соответствуют 333 ± 5 , 333 ± 6 , 333 ± 7 и 332 ± 5 млн лет, а их средневзвешенный возраст составляет 333 ± 6 млн лет (ранний карбон) (рис. 3.8Г).

Аркалыкская свита. В образце среднезернистого песчаника ZH-2-4/2 всего проанализировано 65 зерен циркона, из которых 59 имеют конкордантные значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ возрастов в пределах $\pm 10\%$ (табл. 3.4; Приложение 11). Полученный интервал U-Pb возрастов распределен от 354 до 306 млн лет (рис. 3.6Д; Приложение 11). Возрастные популяции можно разделить на интервалы 319-306 млн лет (поздний карбон; $n = 13$), 345-322 (ранний карбон; $n = 36$), 354-346 млн лет (ранний карбон; $n = 10$) (Приложение 11). Распределение U-Pb возрастов – унимодальное с пиком на 325 млн лет (ранний карбон) (рис. 3.8Д). Три самых молодых зерна цирконов соответствуют возрастам 311 ± 3 , 309 ± 4 и 306 ± 3 млн лет, а их средневзвешенное значение – 309 ± 4 млн лет, т.е. средний карбон (рис. 3.8Е).

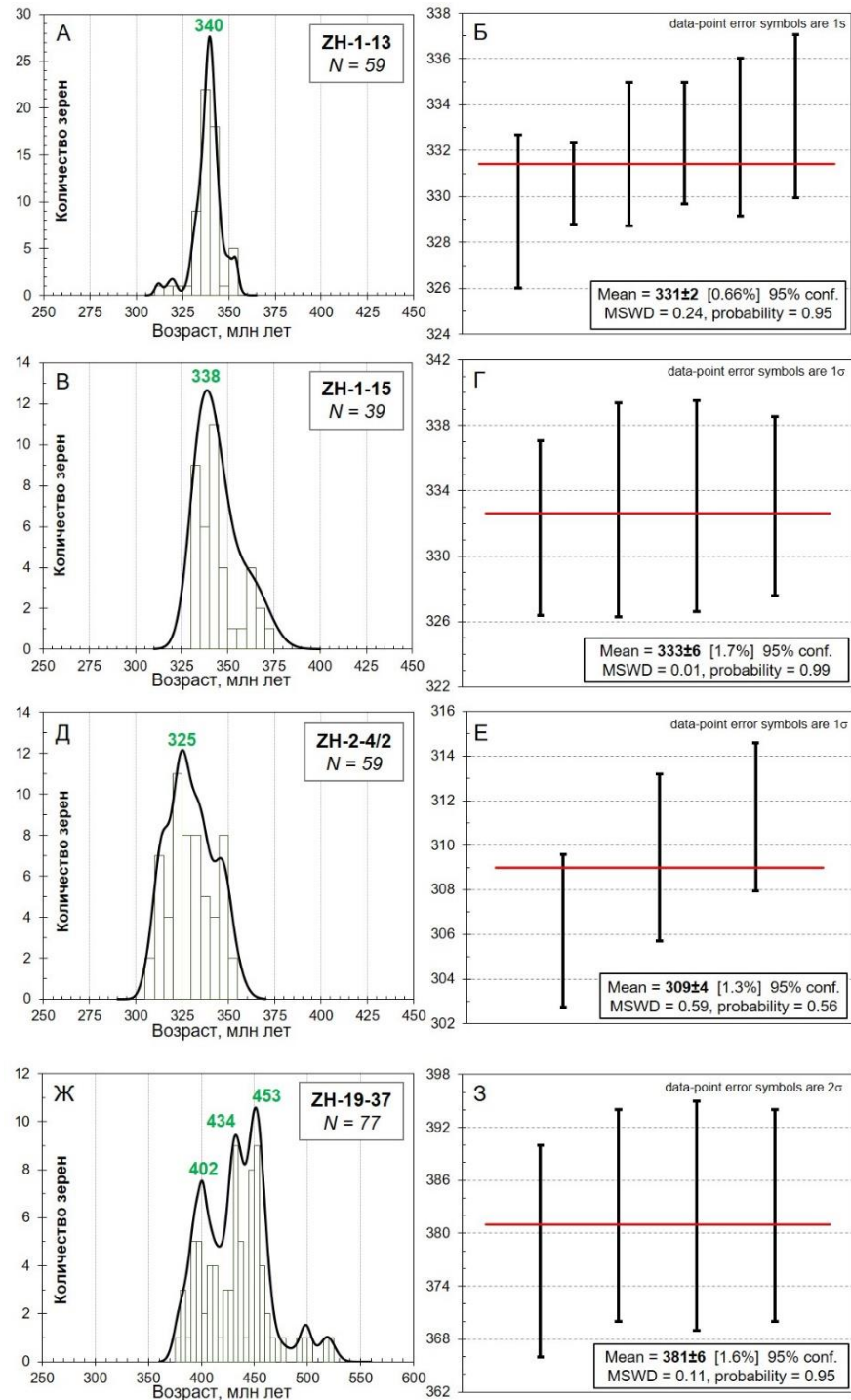


Рис. 3.8. Гистограммы распределения и кривые относительной вероятности U–Pb возрастов зерен обломочных цирконов (А, В, Д, Ж), средневзвешенные значения популяций самых молодых возрастов цирконов (Б, Г, Е, З) из песчаников Жарминской зоны.

Живет-франская толща. Всего в образце мелкозернистого песчаника ZH-19-37 проанализировано 96 зерен циркона, из которых 77 имеют конкордантные значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ возрастов в пределах $\pm 10\%$ (табл. 3.4; Приложение 11). Возрастной интервал имеет достаточно широкий разброс значений от 521 до 378 млн лет (рис. 3.8Ж; Приложение 11). Основные популяции U–Pb возрастов можно разделить на 419–378 млн лет

(девон; $n = 26$), 440-420 млн лет (силур; $n = 21$), 476-446 млн лет (ордовик; $n = 25$), 521-492 млн лет (кембрий; $n = 5$) (Приложение 11). Распределение U-Pb возрастов фиксирует три основных пика: 453, 434 и 402 млн лет (рис. 3.8Ж). Четыре самых молодых зерна цирконов соответствуют возрастам 382 ± 13 , 382 ± 12 ($n = 2$) и 378 ± 12 млн лет, а их средневзвешенное значение возраста – 381 ± 6 млн лет (граница среднего-позднего девона) (рис. 3.8З).

Таблица 3.4. Характеристика проанализированных обломочных цирконов из песчаников Жарминской зоны Восточного Казахстана.

	ZH-1-13	ZH-1-15	ZH-2-4/2	ZH-19-37
Свита/участок	Коконьская/ Чилтан	Коконьская/ Чилтан	Аркалыкская/ Бельтерек	Живет-франская толща/Сары-Булак
Координаты	48°56'57.2" 80°16'39.6"	48°56'54.7" 80°14'15.3"	49°13'46.9" 80°45'40.8"	48°08'05.4" 81°54'22.7"
Привязка	15 км к ЮВ от пос. Аркат	15 км к ЮВ от пос. Аркат	2 км к СВ от пос. Бельтерек	Левый борт р. Сары-Булак
Описание	Песчаник м-с/з зеленовато-серый	Песчаник м/з серо- зеленый	Песчаник м-с/з зеленовато-серый	Песчаник м/з серо- зеленый
Размер зёрен, мкм	50-150	30-150	30-150	40-170
Форма	Призматическая, реже округлая	Призматическая, реже округлая	Призматическая, реже округлая	Изометричная, округлая, призматическая
N (D)*	76 (60)	40 (39)	65 (59)	96 (77)

*N – количество датированных зёрен, (D) – количество зёрен с конкордантностью $\pm 10\%$.

3.4. Чарская зона (Восточный Казахстан)

Данные по U-Pb изотопному датированию цирконов получены для шести образцов мелко-среднезернистых песчаников (рис. 1.19; табл. 3.5; Приложение 12). Размер зерен колеблется от 40 до 200 мкм, для большинства зерен – от 50 до 120 мкм. Цирконы округлой или призматической формы, желтоватого цвета. На катодолюминесцентных изображениях видно, что цирконы характеризуются преимущественно осцилляторной, реже секториальной зональностью (рис. 3.9). Значения Th/U отношения для всех проанализированных цирконов находятся в интервале от 0.2 до 2.44 (Приложение 12).

Для двух образцов таубинской свиты (СН-01-17 и СН-02-17), изученной около с. Сартымбет (рис. 1.19), проанализированы результаты по 148 зернам, для 131 из которых получены конкордантные значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ возрастов в пределах $\pm 10\%$ (табл. 3.5; Приложение 12). Основные популяции U-Pb возрастов цирконов из песчаника СН-01-17 находятся в следующих интервалах: 1) 323-299 (средний-поздний карбон; $n = 28$); 2) 357-324 (ранний карбон; $n = 46$); 3) 416-366 (девон; $n = 5$); 4) 436-431 (ранний силур; $n = 3$) и единичное зерно с возрастом 450 ± 4 млн лет (поздний ордовик) (Приложение 12).

Распределение возрастов цирконов – унимодальное с главным пиком на уровне 325 млн лет (поздний карбон) (рис. 3.10А). Самое молодое зерно циркона отмечается на уровне 299 ± 2 млн лет (Приложение 12), при этом средневзвешенный возраст по популяции из трех самых молодых цирконов с наиболее близкими возрастaми 309 ± 2 , 306 ± 2 и 305 ± 3 млн лет соответствует 308 ± 2 млн лет (рис. 3.10Б).

Для образца СН-02-17 основные кластеры возрастов распределены следующим образом: 1) 323-312 (средний карбон; $n = 12$); 2) 356-324 (ранний карбон; $n = 32$); 3) 376-359 (поздний девон; $n = 3$) и единичное зерно с возрастом 431 ± 8 млн лет (поздний силур) (Приложение 12). Распределение возрастов цирконов – бимодальное с главными пиками на уровне 325 млн лет (конец раннего карбона) и 342 млн лет (середина раннего карбона) (рис. 3.10В; Приложение 12). Пять самых молодых зерен цирконов соответствуют возрастaм 315 ± 5 , 315 ± 7 , 314 ± 6 , 313 ± 8 и 312 ± 6 млн лет, а их средневзвешенное значение возрастa – 314 ± 5 млн лет (средний карбон) (рис. 3.10Г).

Таблица 3.5. Характеристика проанализированных обломочных цирконов из песчаников Чарской зоны Восточного Казахстана.

	СН-01-17	СН-02-17	СН-03-16	СН-27-16	СН-37-16	СН-50-16
Свита/участок	Таубинская/Сартымбет		Даланкаринская			
			Ауэзов	Чарск		Батуринка
Координаты	46°40'12.7" 81°57'18.7"	49°35'07.0" 81°52'44.1"	49°37'09.1" 81°22'50.2"	49°40'16.1" 81°06'47.5"	49°37'27.2" 81°14'30.1"	46°24'52.9" 81°39'22.1"
Привязка	8 км к ЮЗ от с. Сартымбет		5 км к ЮЗ от пос. Черниговка	10-15 км к востоку от г. Чарск		6 км к ЮВ от пос. Батуринка
Описание	Песчаник с/з серый, темно-серый		Песчаник м-с/з зеленый	Песчаник м/з серо-зеленый	Песчаник м/з серо-зеленый	Песчаник с-к/з серо-зеленый
Размер зёрен, мкм	40-100	40-100	40-180	50-120	40-120	50-150
Форма	Призматическая, бочонковидная		Призматическая, бочонковидная, округлая			
N (D)*	100 (84)	48 (47)	54 (31)	(42)	(31)	64 (60)

*N – количество продатированных зёрен, (D) – количество зёрен с конкордантностью $\pm 10\%$.

В образцах таубинской свиты СН-27-16 и СН-37-16, отобранных к востоку от г. Чарск (рис. 1.19), проанализировано 84 зерна циркона, из которых 73 зерна характеризуются конкордатными значениями $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ возрастов в пределах $\pm 10\%$ (табл. 3.5; Приложение 12). Основные группы возрастов для песчаника СН-27-16 распределены в интервалах: 1) 323-321 (поздний карбон; $n = 5$); 2) 353-325 (ранний карбон; $n = 35$) и единичные зерна с отметками 361 млн лет (поздний девон) и 445 млн лет (поздний ордовик) (Приложение 12). Из образца СН-27-16 получено 42 конкордантных возрастa цирконов

(табл. 3.5; рис. 3.10Д). Характер распределения U-Pb возрастов цирконов – унимодальный с пиком на 330 млн лет (ранний карбон) (рис. 3.10Д). Пять самых молодых зерен цирконов соответствуют возрастам 323 ± 5 ($n = 2$), 323 ± 4 , 322 ± 5 и 321 ± 6 млн лет, а их средневзвешенное значение – 322 ± 2 млн лет (средний карбон) (рис. 3.7Е). Для образца СН-37-16 определено 31 конкордантное значение возрастов от 464 до 317 млн лет (рис. 3.10Ж). Основные группы возрастов соответствуют 321-317 (средний карбон; $n = 4$), 356-326 (ранний карбон; $n = 16$), 420-362 (девон; $n = 5$), 441-422 (силур; $n = 3$) и единичная отметка 454 млн лет (средний ордовик) (Приложение 12). Распределение U-Pb возрастов имеет унимодальный характер с главным пиком на 330 млн лет, что соответствует раннему карбону (рис. 3.10Ж). Четыре самых молодых зерна цирконов соответствуют возрастам 321 ± 6 ($n = 2$), 321 ± 8 и 317 ± 8 млн лет, а их средневзвешенное значение – 320 ± 3 млн лет (средний карбон) (рис. 3.10З).

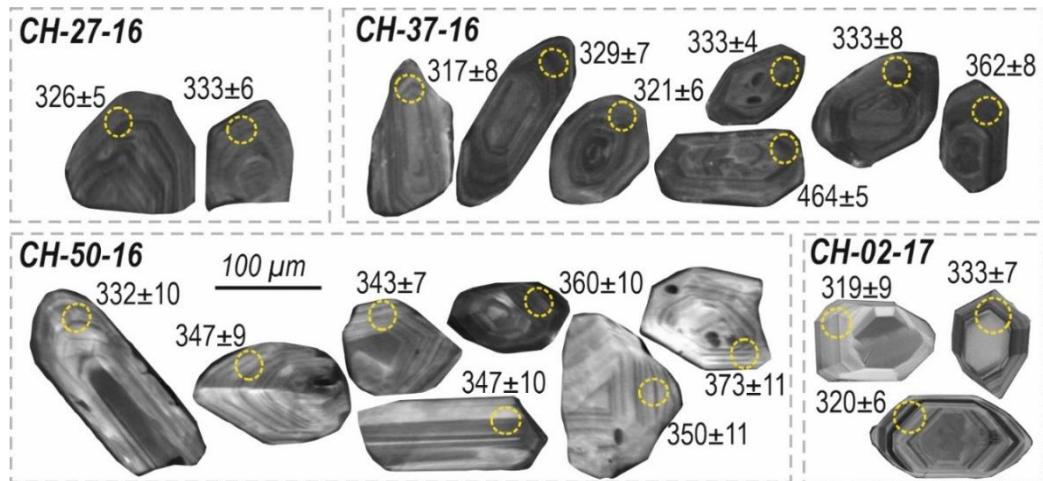


Рис. 3.9. Катодолуминесцентные изображения зерен обломочных цирконов из изученных образцов песчаников (СН-27-16, СН-37-16, СН-50-16, СН-02-17) Чарской зоны. Желтыми кругами показаны места датирования зерен с полученными возрастными значениями.

Для образца таубинской свиты СН-03-16, отобранного в районе пос. Ауэзов (рис. 1.19), из проанализированных 54 зерен циркона, получено 31 значение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ возрастов с конкордантностью на уровне $\pm 10\%$ в интервале от 370 до 320 млн лет (рис. 3.11А; табл. 3.6; Приложение 12). Основная группа возрастов соответствует 359-326 млн лет (ранний карбон; $n = 26$), также получены единичные значения позднедевонских возрастов 370 и 366 млн лет (Приложение 12). Характер распределения возрастов – унимодальный с главным пиком на 340 млн лет, что соответствует раннему карбону (рис. 3.11А). Три самых молодых возраста – 322 ± 10 , 321 ± 9 , 320 ± 7 млн лет, а их средневзвешенное значение – 321 ± 5 млн лет (рис. 3.11Б).

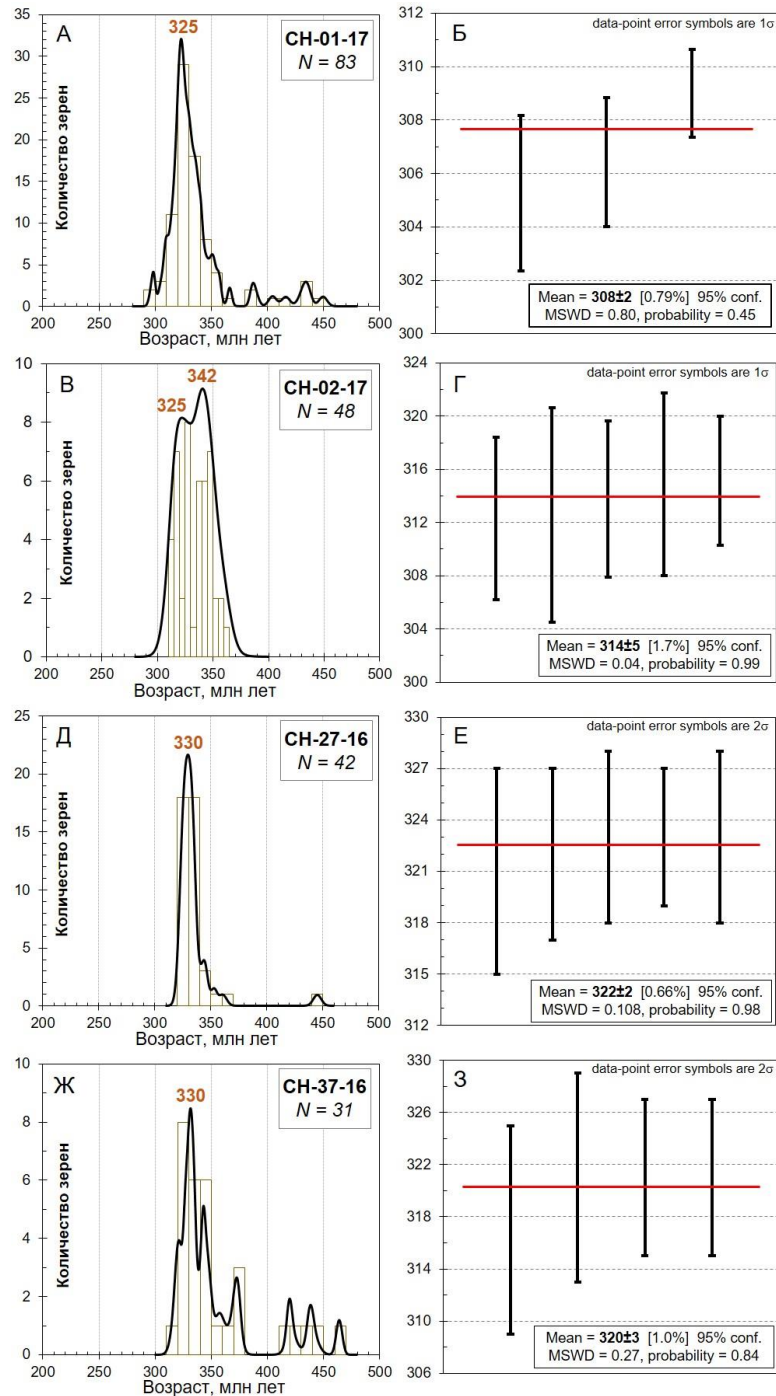


Рис. 3.10. Гистограммы распределения и кривые относительной вероятности U–Pb возрастов зерен обломочных цирконов (А, В, Д, Ж). Диаграммы средневзвешенных возрастов популяций самых молодых цирконов из образцов СН-01-17 (Б), СН-02-17 (Г), СН-27-16 (Е) и СН-37-16 (З).

В образце таубинской свиты СН-50-16, изученном в районе пос. Батурино (рис. 1.19), из 64 проанализированных зерен, получено 60 значений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ с конкордантностью на уровне $\pm 10\%$ (Приложение 12). Основная возрастная популяция находится в интервале 358–332 млн лет (ранний карбон; $n = 53$) (рис. 3.11В; Приложение 12). Также выделяется кластер позднедевонских возрастов 377–360 млн лет ($n = 6$)

(Приложение 12). Распределение возрастов – унимодальное с главным пиком на 345 млн лет (ранний карбон) (рис. 3.7В). Возрасты четырех самых молодых цирконов – 334 ± 11 , 333 ± 9 , 332 ± 10 , 332 ± 11 млн лет, их средневзвешенное значение – 333 ± 5 млн лет (ранний карбон) (рис. 3.11Г).

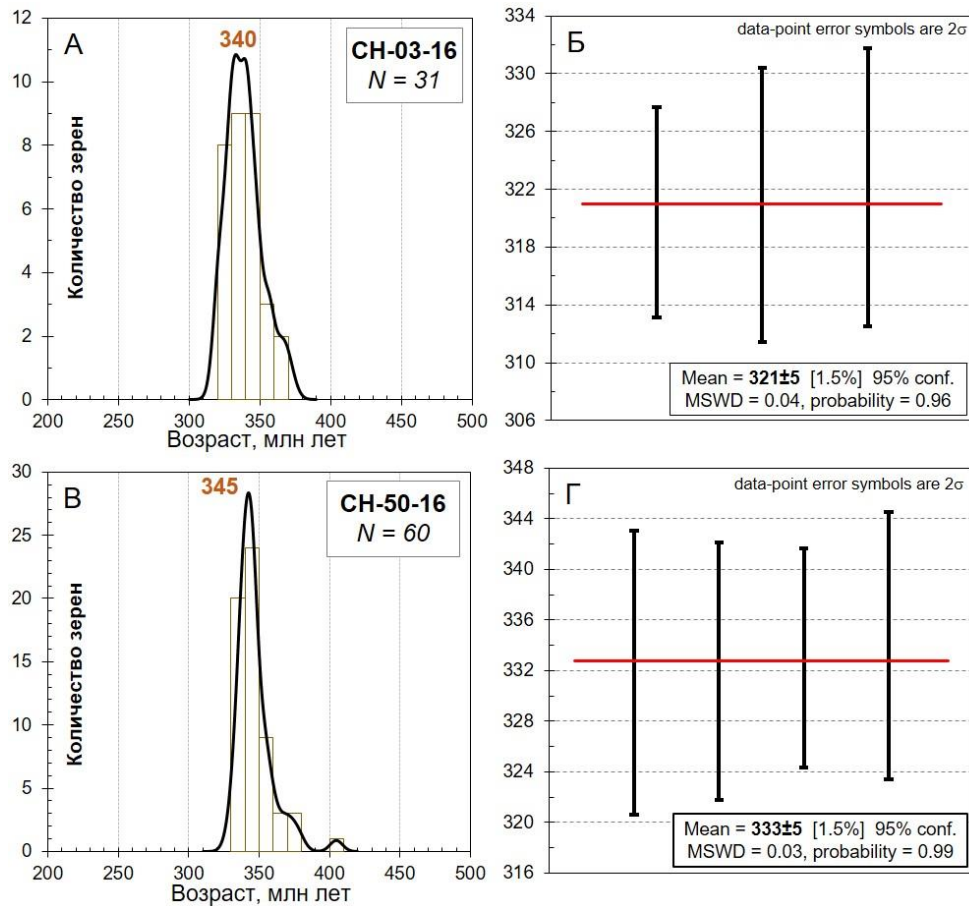


Рис. 3.11. Гистограммы распределения и кривые относительной вероятности U–Pb возрастов зерен обломочных цирконов (А, В). Диаграммы средневзвешенных возрастов популяций самых молодых цирконов из образцов СН-03-16 (Б) и СН-50-16 (Г).

Таким образом, распределение U-Pb возрастов обломочных цирконов из песчаников обалинской свиты Итмурундинской зоны с участков Центральный-1 и Центральный-2 имеют унимодальный характер с основными пиками на 461, 456, 455 и 445 млн лет (рис. 3.3А, В, Д, Ж), что соответствует среднему-позднему ордовику. Средневзвешенные значения U-Pb возрастов самых молодых цирконов из песчаников соответствуют 452, 445, 442 и 433 млн лет (рис. 3.3Б, Г, Е, Ж), что определяет максимальный возраст седиментации как поздний ордовик – ранний силур и хорошо согласуется с определениями возрастов пород по палеонтологическим данным. Характер распределения U-Pb возрастов

обломочных цирконов из песчаников ащизекской свиты с участков Восточный-1 и Восточный-2 – полимодальный с основными пиками на 461 и 462 млн лет, что соответствует среднему ордовику (рис. 3.4А, Б, Г, Д). Средневзвешенные значения U-Pb возрастов самых молодых цирконов соответствуют 452 и 459 млн лет (рис. 3.4В, Е), что подразумевает нижнюю границу осадконакопления в среднем и позднем ордовике. До 40-80% цирконов в датированных образцах на этих участках представлены докембрийскими зёрнами, что предполагает наличие в области сноса пород докембрия или продуктов их размыва.

Для песчаников раннесилурийской ермекской свиты и олистостромовой толщи Тектурмасского пояса Центрального Казахстана получены три главных пика возрастов цирконов: 510, 454 и 451 млн лет (рис. 3.6А, В), что соответствует раннему кембрию и среднему ордовику. Возрасты популяции самых молодых цирконов близки друг к другу и отвечают значениям 439 и 437 млн лет (рис. 3.6Б, Г), что определяет максимальный возраст седиментации как ранний силур. Докембрийские зёрна в изученных образцах присутствуют в крайне ограниченном количестве.

В Жарминской зоне Восточного Казахстана выделено несколько главных пиков U-Pb возрастов обломочных цирконов. В образцах песчаников коконьской и аркалыкской свит с унимодальным распределением возрастов обломочных цирконов устанавливаются пики на 340, 338 и 325 млн лет (рис. 3.8А, В, Д), а средние значения возрастов самых молодых зёрен составляют 333, 331 и 309 млн лет (рис. 3.8Б, Г, Е), что определяет максимальный возраст седиментации пород в пределах раннего и среднего карбона. В песчанике из живет-франской толщи устанавливается полимодальное распределение возрастов с главными пиками на 453, 434 и 402 млн лет (рис. 3.8Ж). Среднее значение возраста самых молодых зёрен цирконов на уровне 381 млн лет определяет максимальный возраст седиментации как поздний девон (рис. 3.8З).

В песчаниках даланкаринской и таубинской свит Чарской зоны возрасты обломочных цирконов изменяются в диапазоне от 464 до 317 млн лет, образуя основные пики на 345, 342, 340, 330 и 325 млн лет (рис. 3.10А, В, Д, Ж; 3.11А, В). Средние возрасты зёрен самых молодых популяций отмечаются на уровне 333, 322, 321, 320, 314 и 308 млн лет (рис. 3.10Б, Г, Е, З; 3.11Б, Г) и определяют максимальный возраст седиментации как ранний и средний карбон.

ГЛАВА 4. ВЕЩЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕСЧАНИКОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

4.1. Итмурундинская зона (Центральный Казахстан)

4.1.1. Петрографическая характеристика

Песчаники обалинской свиты с участков Центральный-1 и Центральный-2 представлены мелко-среднезернистыми серыми и зеленовато-серыми, плохо сортированными (50-60%) разностями (рис. 4.1А-В). Породы характеризуются псаммитовой структурой и массивной (однородной) текстурой. Обломочная часть представлена вулканическими породами среднего и основного состава (30-60 %), кремнистыми породами (14-40 %), плагиоклазом (14-22 %), калиевым полевым шпатом (0-2 %) и кварцем (6-8 %). Обломки вулканических пород размером от 0.1 до 1 мм имеют гиалопилитовую, интерсертальную, микролитовую, пойкилоофитовую структуру. Обломки осадочных пород размером от 0.1 до 0.8 мм представлены, как правило, кремнистыми породами (кремни, кремнистые аргиллиты). Зёрна плагиоклаза размером от 0.1 до 0.8 мм легко диагностируются по наличию полисинтетических двойников. Зерна кварца размером от 0.1 до 0.3 мм характеризуются облачным и блочным погасанием и нередко имеют резорбированные края. Вторичные изменения представлены процессами хлоритизации и серицитизации. Из акцессорных минералов встречается циркон, эпидот и оксиды железа. Для данной группы шлифов характерно отсутствие цемента. Матрикс сложен тонкозернистым глинистым материалом, по составу схожим с составом обломков.

Песчаники с участков Восточный-1 и Восточный-2 ациозекской свиты представлены преимущественно средне-крупнозернистыми, тёмно-серыми или зеленовато-серыми, иногда коричнево-серыми разновидностями с крайне низкой степенью сортировки и окатанности обломков (рис. 4.1Г-Е). Для них также характерна псаммитовая структура и массивная (однородная) текстура. Состав обломочной части представлен кварцем, фрагментами вулканических и осадочных пород, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом. Основным отличительным признаком песчаников ациозекской свиты является повышенное количество кварца с облачным погасанием в обломках (до 55 %). Размер обломков кварца от 0.2 до 2 мм. Обломки вулканических пород основного состава имеют гиалопилитовую структуру. Также отмечаются породы более кислого состава, предположительно граниты, гранодиориты и/или дациты. Обломки осадочных пород, как правило, представлены кремнями или кремнистыми аргиллитами. Плагиоклаз в шлифах

также нередко имеет признаки серицитизации и полисинтетического двойникования. Вторичные изменения выражены в виде процессов хлоритизации и серицитизации. Акцессорные минералы - циркон, турмалин, мусковит и оксиды железа.

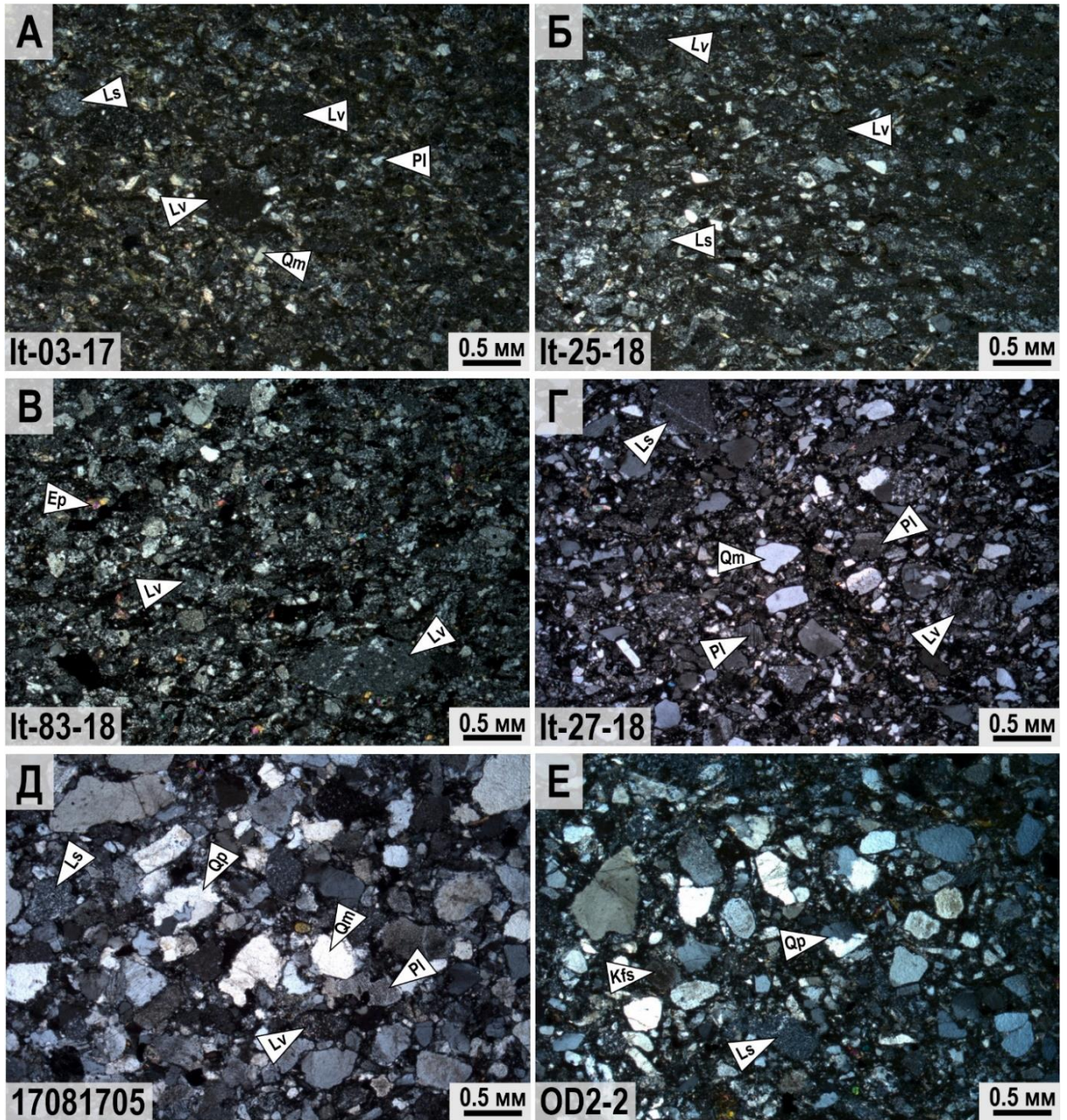


Рис. 4.1. Фотографии петрографических шлифов граувакковых песчаников Итмурундинской зоны: А, Б) Участок Центральный-1; В) Участок Центральный-2; Г) Участок Восточный-1; Д, Е) Участок Восточный-2. Аббревиатуры: Qm = монокристаллический кварц, Qp = поликристаллический кварц, Pl = плагиоклаз, Kfs = калиевый полево шпат, Lv = обломки вулканических пород, Ls = обломки осадочных пород, Ep = эпидот.

Таблица 4.1. Содержания основных петрографических компонентов из граувакковых песчаников Итмурундинской зоны.

№обр.	Свита/участок	Qm	Qp	Kfs	Pl	F	Lv	Ls	M	Chl	Bcero	Qt	L	Lt	
It-03-17	Обалинская/ Центральный-1	4.40%	1.81%	2.52%	22.75%	25.27%	30.03%	31.86%	0%	6.63%	100%	6.21%	61.89%	63.70%	
It-25-18		4.44%	1.81%	2.19%	22.75%	24.94%	30.50%	31.86%	0%	6.63%	100%	6.25%	62.36%	64.17%	
It-75-18	Обалинская/ Центральный-2	3.18%	2.76%	0%	13.77%	13.77%	34.94%	39.57%	0%	5.78%	100%	5.94%	74.51%	77.27%	
It-83-18		4.05%	1.82%	0.65%	17.32%	15.04%	35.63%	37.92%	0%	2.61%	100%	5.87%	73.55%	75.37%	
It-87-18		4.03%	1.91%	1.48%	19.36%	19.36%	57.31%	14.52%	0%	1.39%	100%	5.94%	71.83%	73.74%	
It-91-18		4.97%	2.73%	0%	17.03%	17.03%	59.16%	13.80%	0%	2.31%	100%	7.70%	72.96%	75.69%	
It-93-18		5.03%	2.88%	0%	16.26%	16.26%	58.04%	15.82%	0%	1.97%	100%	7.91%	73.86%	76.74%	
It-101-18		4.17%	1.43%	0%	18.37%	18.37%	59.71%	14.29%	0%	2.03%	100%	5.60%	74.00%	75.43%	
It-32-17		Ащиозекская/ Восточный-1	24.20%	12.90%	2.13%	16.48%	18.61%	37.88%	6.41%	14.59%	0%	100%	37.09%	44.29%	57.18%
It-27-18			32.59%	11.70%	1.55%	22.41%	23.96%	23.74%	2.41%	2.48%	0%	100%	44.29%	26.15%	37.85%
OD2-2	Ащиозекская/ Восточный-2	32.70%	10.56%	3.33%	14.54%	17.87%	14.70%	9.49%	0%	0%	100%	43.26%	24.29%	34.85%	
17081705		44.21%	10.70%	4.87%	21.77%	26.64%	13.05%	2.92%	5.60%	0%	100%	54.91%	15.97%	26.67%	

Qm-монокристаллический кварц, **Qp**-поликристаллический кварц, **Kfs**-калиевый полевой шпат, **Pl**-плагиоклаз, **Lv**-обломки вулканических пород, **Ls**-обломки осадочных пород, **Lm**-обломки метаморфических пород, **Chl**-хлорит, **M**-мусковит. **F=Kfs+Pl**, где F-сумма полевых шпатов; **Qt=Qm+Qp**, где Qt-сумма зёрен кварца; **L=Ls+Lv**, где L-сумма фрагментов обломков пород; **Lt=L+Qp**.

По результатам петрографического подсчёта зёрен (табл. 4.1) построены классификационные треугольные диаграммы (рис. 4.2А, Б). Согласно классификации Шутова (Шутов, 1967) песчаники обалинской свиты (участки Центральный-1 и Центральный-2) относятся к грауваккам и полевошпатовым грауваккам (рис. 4.2А). Песчаники ащиозекской свиты (участки Восточный-1 и Восточный-2) расположены в областях полевошпат-кварцевых граувакк и граувакковых аркозов (рис. 4.2А). По классификации Фолка (Folk, 1980) песчаники обалинской свиты (участки Центральный-1 и Центральный-2) относятся к литаренитам и полевошпатовым литаренитам (рис. 4.2Б). Точки составов песчаников ащиозекской свиты (участки Восточный-1 и Восточный-2) на диаграмме Фолка расположены в областях полевошпатовых литаренитов (рис. 4.2Б).

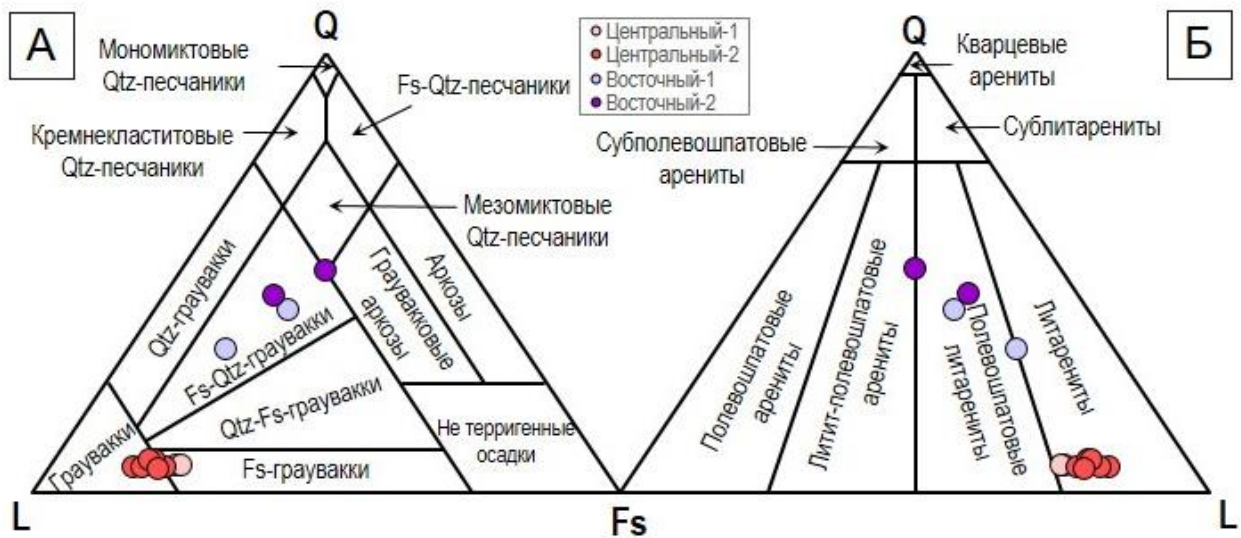


Рис. 4.2. Треугольные классификационные диаграммы для песчаников Итмурундинской зоны по (Шутов, 1967) (А) и (Folk, 1980) (Б).

4.1.2. Геохимическая характеристика

Геохимические особенности песчаников охарактеризованы на основе 22 химических анализов породообразующих оксидов и редких элементов. Песчаники со всех изученных участков характеризуются широким разбросом содержаний SiO_2 от 55.2 до 72.6 мас. % для участков Центральный-1 и Центральный-2 и от 52.6 до 74.6 мас. % для участков Восточный-1 и Восточный-2. Далее рассматриваются две группы пород: 1) участки Центральный-1 и Центральный-2 (Группа I); 2) участки Восточный-1 и Восточный-2 (Группа II). Относительно содержаний пост-архейских глинистых сланцев (Post-Archean Australian average shale, PAAS) изученные песчаники обеднены Al_2O_3 и обогащены MgO и Fe_2O_3 (Приложения 13, 14). Песчаники Группы I отличаются повышенным содержанием Fe_2O_3

($\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{cp}} = 6.7$ мас. %) и MgO выше 3 мас. % (для части образцов) по сравнению с песчаниками Группы II ($\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{cp}} = 5.9$ мас. %), что предполагает наличие в области сноса магматических пород преимущественно основного состава (Taylor, McLennan, 1985). Песчаники Группы I отличаются более низкими SiO_2 ($\text{SiO}_{2\text{cp}} = 62.7$ мас. %) относительно средних значений верхней континентальной коры (UCC; 66.6 мас. %) (Taylor, McLennan, 1985) (Приложение 13). При этом песчаники Группы II характеризуются более высокими значениями SiO_2 ($\text{SiO}_{2\text{cp}} = 65.9$ мас. %) в сравнении с UCC (Приложение 14).

На бинарных диаграммах точки составов всех песчаников образуют отчетливые отрицательные тренды по TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Fe_2O_3 относительно SiO_2 (рис. 4.3А-Г), что характерно для магматических серий. Относительно остальных элементов заметных трендов не наблюдается (рис. 4.3Д, Е). Отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ для обеих групп находится в диапазоне от 2.9 до 8.5 (ср. 4.7) (Приложения 13, 14), указывая на отложение в непосредственной близости от источника сноса, т.к. $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ является индикатором дифференциации, выветривания и зрелости осадков в процессе седиментации (Глава 2, раздел 2.5).

На классификационной диаграмме Ф.Дж. Петтиджона (рис. 4.4А) для осадочных пород, основанной на соотношении значений $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ и $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ (Pettijohn et al., 1972), точки составов пород Группы I расположены в области граувакк и литаренитов, а точки Группы II расположены только в поле граувакк (рис. 4.4А). Низкие значения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ и повышенные $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в граувакках связаны с преобладанием Na-плагиоклаза над K-полевыми шпатами и K-слюдами. Пониженное содержание щелочей с более высоким отношением $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ характерно для литаренитов (Глава 2, раздел 2.5). Большинство составов пород Группы I и Группы II определяет их как граувакки, подразумевая высокие содержания в них Na-плагиоклаза. Три образца относятся к аркозам, что в целом согласуется с их петрографической характеристикой (табл. 4.2). В них процентное содержание калиевого полевого шпата превышает количество плагиоколаза. Один образец находится на границе между граувакками и аркозами, имея примерно равное содержание Na_2O и K_2O (2.96 и 2.99 мас. %) (Приложения 13, 14).

Для определения особенностей состава и степени изменения пород в областях сноса были использованы следующие петрохимические индексы: 1) CIA – индекс химического выветривания (Nesbitt, Young, 1982); 2) ICV – индекс зрелости осадков (Cox, Lowe, 1995). В изучаемых породах CIA изменяется в широком интервале от 45 до 65 (ср. 53.6), попадая при этом преимущественно в область слабого выветривания пород питающей провинции (рис. 4.4Б). При этом значения CIA для песчаников Группы I ниже, чем для Группы II, что

говорит об их меньшей степени выветривания. Индекс ICV в исследуемых породах варьирует в диапазоне от 1.3 до 2.5 (ср. 1.8).

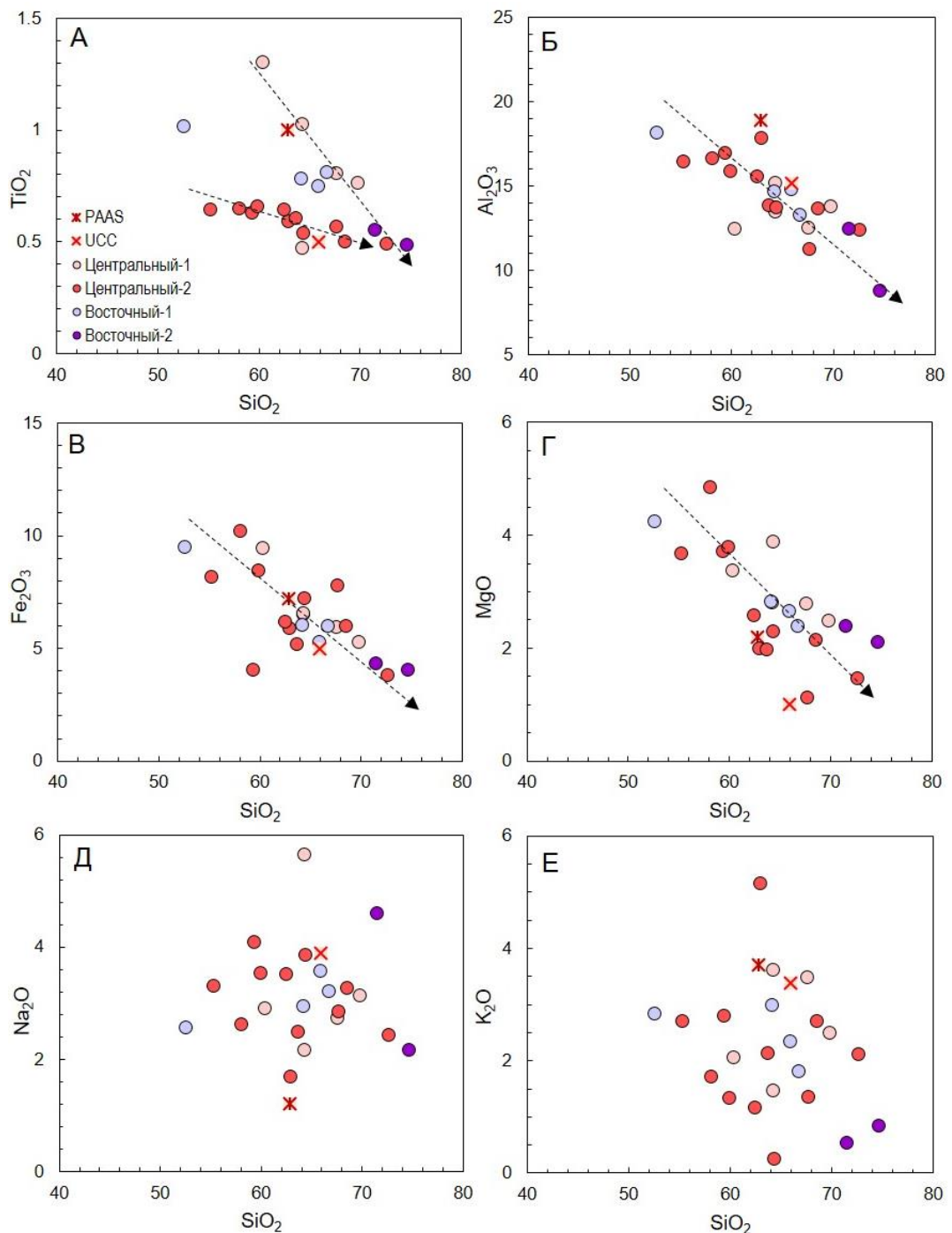


Рис. 4.3. Бинарные диаграммы Харкера для песчаников Итмуундинской зоны.

Для песчаников Группы I характерны повышенные значения некоторых петрохимических модулей: железистого ($\text{ЖМ} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}) / (\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3) = 0.44-1.31$, титанового ($\text{ТМ} = \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.04-0.1$, фемического ($\text{ФМ} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2 = 0.12-0.42$ (Приложение 13), что предполагает наличие

вулканических пород основного состава в области сноса (Юдович, Кетрис, 2000). Значение щелочного модуля ($\text{ЩМ} = \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$) = 1.1-3.8 характерно для пирокластических пород базальтового и андезитобазальтового состава. Для песчаников Группы II наблюдаются в целом пониженные относительно Группы I значения петрохимических модулей: $\text{ЖМ} = 0.64-0.94$, $\text{ТМ} = 0.04-0.06$, $\text{ФМ} = 0.13-0.22$ и повышенные $\text{ЩМ} = 0.9-8.5$ (Приложения 13, 14). По таким значениям можно предположить наличие в области сноса вулканических и пирокластических пород как основного, так и среднего состава.

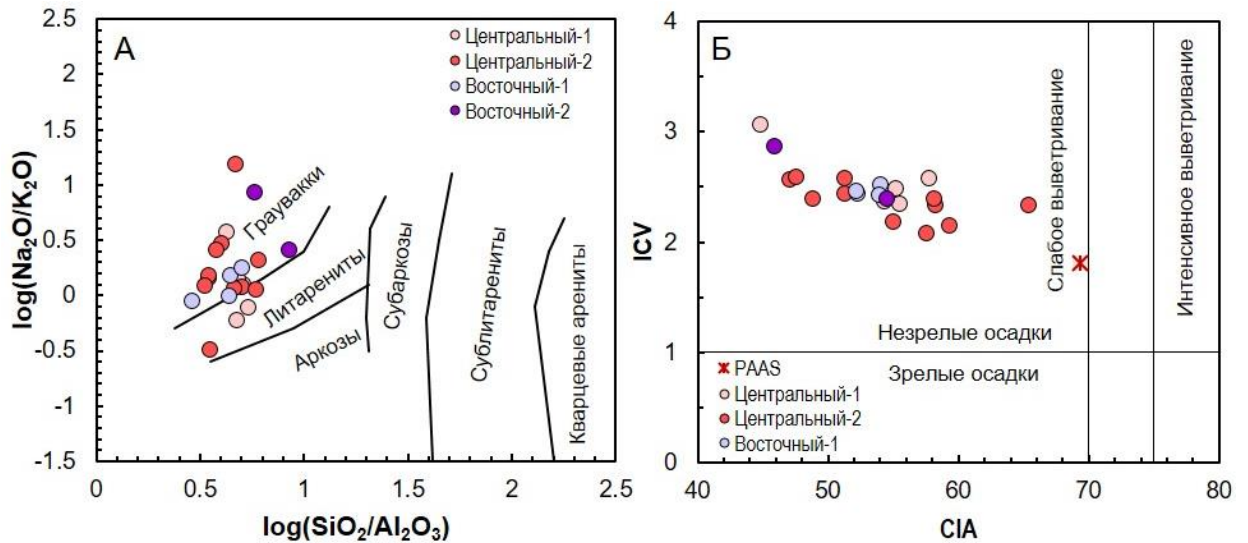


Рис. 4.4. Классификационная диаграмма $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ (А) по (Pettijohn et al., 1972) и диаграмма химических индексов CIA-ICV (Б) для граувакковых песчаников Итмурундинской зоны. Значение для пост-архейских глинистых сланцев Австралии (ПААС; Post-Archean Australian Shale, PAAS) по (Taylor, McLennan, 1985).

Редкоэлементный состав песчаников обеих групп также имеет разные характеристики. Песчаники Группы I характеризуются повышенными концентрациями Sr относительно Группы II (Приложения 13, 14), предполагая большее содержание плагиоклаза в источнике сноса (Feng, Kerrich, 1990). Положительная корреляция Sc с Fe указывает на преимущественно мафический состав пород в питающей провинции. Изученные песчаники обладают в целом более низкими содержаниями РЗЭ относительно ПААС (рис. 4.5А). Спектры РЗЭ умеренно обогащены лёгкими лантаноидами ($\text{La}_N = 29-136$, $\text{La}/\text{Yb}_N = 2.2-9.8$, $\text{La}/\text{Sm}_N = 1.6-3.8$), но обогащения или обеднения в области тяжёлых РЗЭ при этом не наблюдается ($\text{Gd}/\text{Yb}_N = 1.1-2$, $\text{Sm}/\text{Yb}_N = 1.3-3.0$) (рис. 4.5А, В). При этом для спектров РЗЭ песчаников Группы II характерны более низкие степени фракционирования в целом всех РЗЭ относительно Группы II ($\text{La}/\text{Yb}_N, \text{cp} = 4.2$ и 9.3 ; $\text{La}/\text{Sm}_N, \text{cp} = 2.2$ и 3.6).

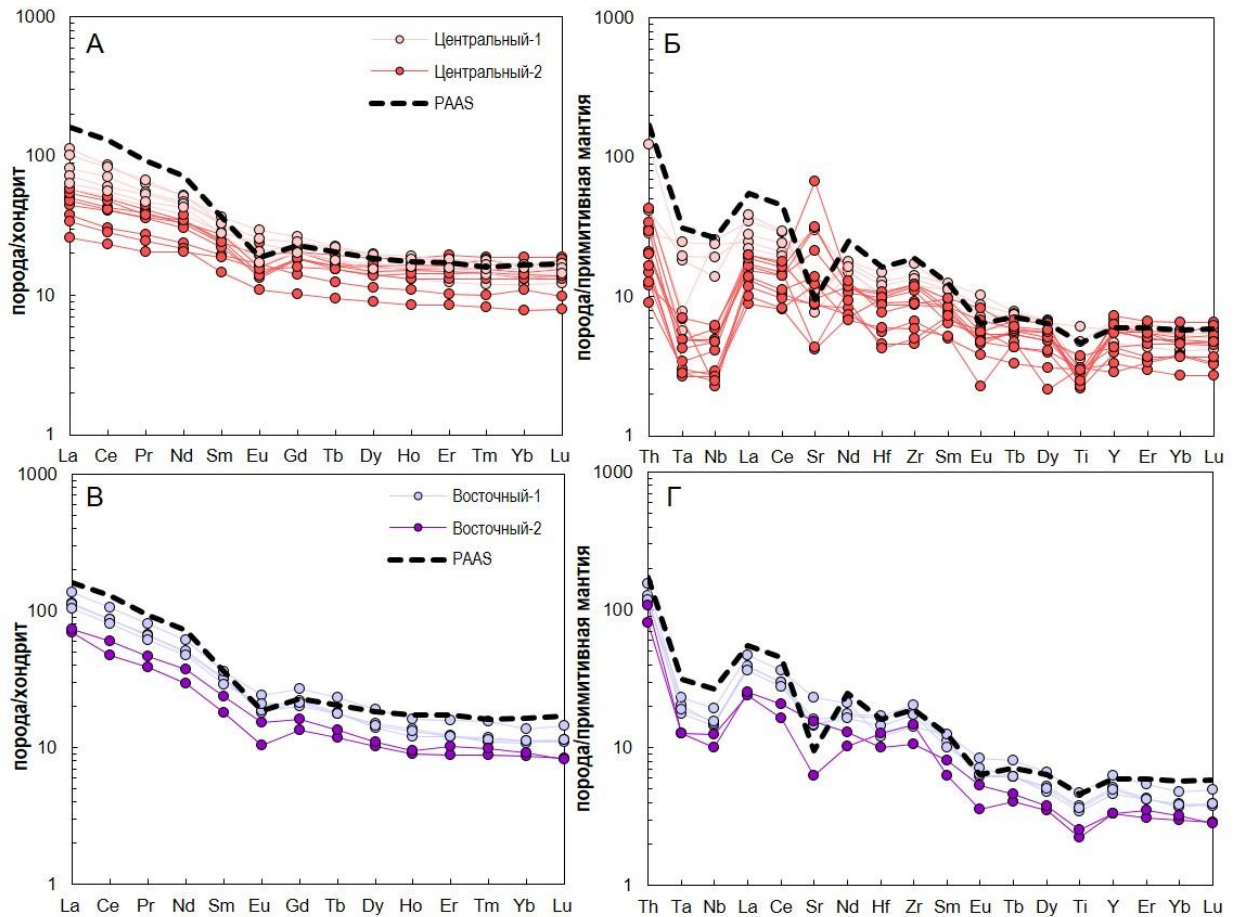


Рис. 4.5. Нормированные по хондриту кривые распределения РЗЭ (А, В) и по примитивной мантии мультиэлементные спектры (Б, Г) для граувакковых песчаников Итмурундинской зоны. Нормирование по (Sun, McDonough, 1989). PAAS по (Taylor, McLennan, 1985).

Мультиэлементные спектры, нормированные по примитивной мантии, для изученных пород по форме схожи с таковым для PAAS, но располагаются ниже (рис. 4.5Б, Г). Спектры для песчаников Группы I отличаются пониженными нормированными значениями Th (9-124), являющегося индикативным элементом сланцев континентальных островных дуг, и более высокими концентрациями Sr (4-67) относительно PAAS (Th = 172, Sr = 9) (рис. 4.5Б). На всех спектрах Группы I наблюдаются отрицательные аномалии по Nb относительно La ($Nb/La_{pm} = 0.2-1$) и Th ($Nb/Th_{pm} = 0.1-0.8$) (табл. 4.2; рис. 4.5Б) характерные для надсубдукционных магматических пород (Pearce, 1982; Briqueu et al., 1984). Спектры для песчаников Группы II отличаются чуть более высокими концентрациями Th (80-155) и более низкими величинами Sr (6-23) относительно Группы I и обратно в сравнении с PAAS (Th = 172, Sr = 9) (рис. 4.5Г). На всех спектрах Группы II также наблюдаются отрицательные аномалии по Nb относительно La ($Nb/La_{pm} = 1-1.9$) и Th ($Nb/Th_{pm} = 0.6-1.2$) (Pearce, 1982; Briqueu et al., 1984), однако они менее проявлены, чем в песчаниках Группы I (рис. 4.5Б, Г).

4.1.3. Изотопный состав

Нами были получены первые Sm-Nd изотопные данные по валовым пробам песчаников Итмурундинской зоны (табл. 4.2). Исходные изотопные отношения были рассчитаны для позднеордовикского – раннесилурийского возраста на основе биостратиграфических данных по микрофауне (Новикова и др., 1983; Кошкин и др., 1987; Жилкайдаров, 1988; Никитин, 2002; Сафонова и др., 2019; Degtyarev et al., 2020a) и U-Pb возрастов (Приложение 9).

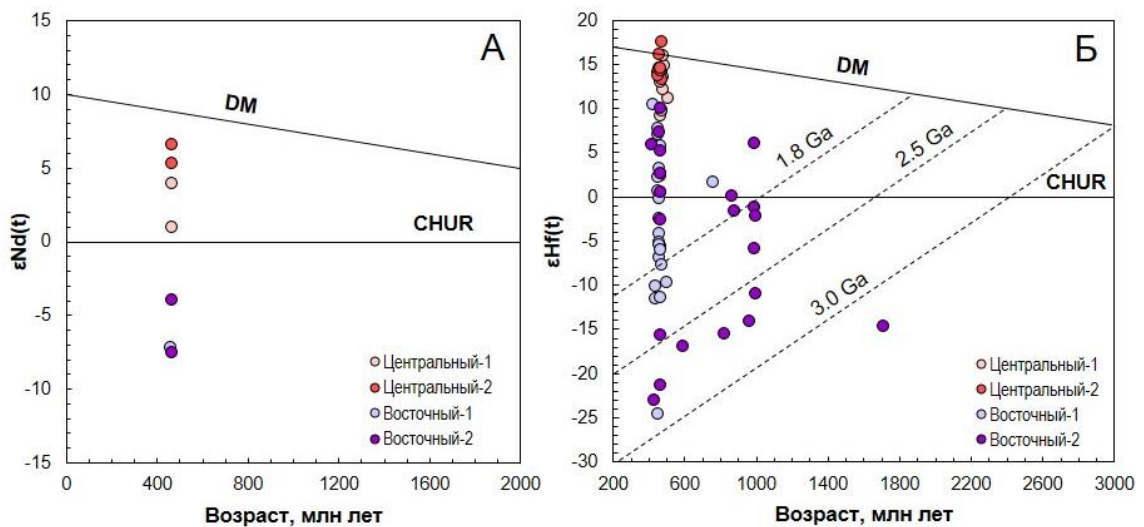


Рис. 4.6. Графики изотопов Nd по породе (А) и Hf в цирконе (Б) из граувакковых песчаников Итмурундинской зоны. Значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ и $\epsilon\text{Hf}(t)$ были рассчитаны по микропалеонтологическим данным и U-Pb возрасту обломочных цирконов (Приложение 9).

Таблица 4.2. Данные по изотопам Sm и Nd для песчаников Итмурундинской зоны.

	Участок/Группа	Возраст, млн лет	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}(t)$	T_{DM}	$T_{\text{DM}2}$
It-09-18	Центральный-1/ Группа I	445	0.150950	0.512548	0.99	1465	1128
Н1-7/1	Группа I	445	0.142293	0.512675	3.82	1017	881
It-75-18	Центральный-2/ Группа I	445	0.146766	0.512755	5.29	903	772
It-91-18	Группа I	445	0.146060	0.512820	6.43	748	664
It-29-18	Восточный-1/ Группа II	452	0.130033	0.512073	-7.20	1960	1799
OD2-2	Восточный-2/ Группа II	459	0.124978	0.512220	-3.95	1597	1537
17081704	Группа II	459	0.124368	0.512034	-7.54	1902	1835

Для четырех образцов It-09-18, Н1-7/1, It-75-18, It-91-18 (Группа I) пересчет был произведен на 445 млн лет, что согласуется с возрастом конодонтов из ассоциирующих с ними кремней (Новикова и др., 1983; Жилкайдаров, 1988; Никитин, 2002) (Глава 1, раздел 1.3) и U-Pb возрастам цирконов (Приложение 9). Все образцы характеризуются

положительными значениями $\epsilon\text{Nd}(t) = +0.9, +3.9, +5.3, +6.6$ с модельными возрастами $T_{\text{DM2}} = 1128, 881, 772, 664$ млн лет соответственно (рис. 4.6А; табл. 4.2). Для трех образцов It-29-18, OD2-2, 17081704 (Группа II) для пересчета взяты возрасты 452 и 459 млн лет, соответствующие также возрастным определениям по микрофауне (Кошкин и др., 1987; Zhylkaidarov, 1998) (Глава 1, раздел 1.3) и U-Pb возрастам цирконов (Приложение 9). Для этой группы пород были получены только отрицательные значения $\epsilon\text{Nd}(t) = -7.2, -3.9, -7.5$ с Nd двухстадийными модельными возрастами $T_{\text{DM2}} = 1799, 1537, 1835$ млн лет (рис. 4.6А; табл. 4.2).

Изотопный анализ Lu-Hf в цирконах был проведен для 62 точек из образцов обеих групп (Приложение 19). Цирконы из песчаников Группы I показали высокие положительные значения $\epsilon\text{Hf}(t)$. Девять точек из образца It-03-17 (участок Центральный-1) имеют значения $\epsilon\text{Hf}(t) = +9.2...+16$ ($T_{\text{HfDM}}^c = 854-511$ млн лет) (Приложение 12). Для пяти точек в образце It-67-17 (участок Центральный-2) получены $\epsilon\text{Hf}(t) = +13.3...+17.5$ ($T_{\text{HfDM}}^c = 600-515$ млн лет) (Приложение 19). В образцах песчаников Группы II отмечается очень широкий разброс значений $\epsilon\text{Hf}(t)$ от резко отрицательных до резко положительных (рис. 4.6Б; Приложение 19). Двадцать точек из образца It-29-17 (участок Восточный-1) характеризуются $\epsilon\text{Hf}(t) = -24.5...+10.6$ ($T_{\text{HfDM}}^c = 2541-688$ млн лет), для семи точек в образце It-29-18 (участок Восточный-1) получены значения $\epsilon\text{Hf}(t) = -11.4...+7.7$ ($T_{\text{HfDM}}^c = 1874-856$ млн лет) и для двадцати одной точки образца 17081704 (участок Восточный-2) $\epsilon\text{Hf}(t) = -23...+10$ ($T_{\text{HfDM}}^c = 3055-746$ млн лет) (рис. 4.6Б Приложение 19).

4.2. Тектурмасский пояс (Центральный Казахстан)

4.2.1. Петрографическое описание

Тринадцать образцов песчаников было отобрано для петрографических исследований из Успенской, Тектурмасской, Базарбайской и Нуринской зон (рис. 1.12, 1.18, 1.19; табл. 4.3). Серые и зеленовато-серые песчаники представляют собой мелко-крупнозернистые (0.2-1.8 мм) средне- и плохо сортированные разности. Степень окатанности обломков – от угловатых до полуокатанных. Для песчаников характерна псаммитовая структура и массивная (однородная) текстура. В обломках диагностированы магматические (27-43%) и осадочные (1-9%) породы, плагиоклаз (31-35%), моно- и поликристаллический кварц (10-22%) (рис. 4.7А-Г). Породы нередко изменены вторичными процессами серицитизации и хлоритизации. Из аксессуарных минералов присутствуют циркон, сфен, эпидот, амфибол и слюды (рис. 4.7А).

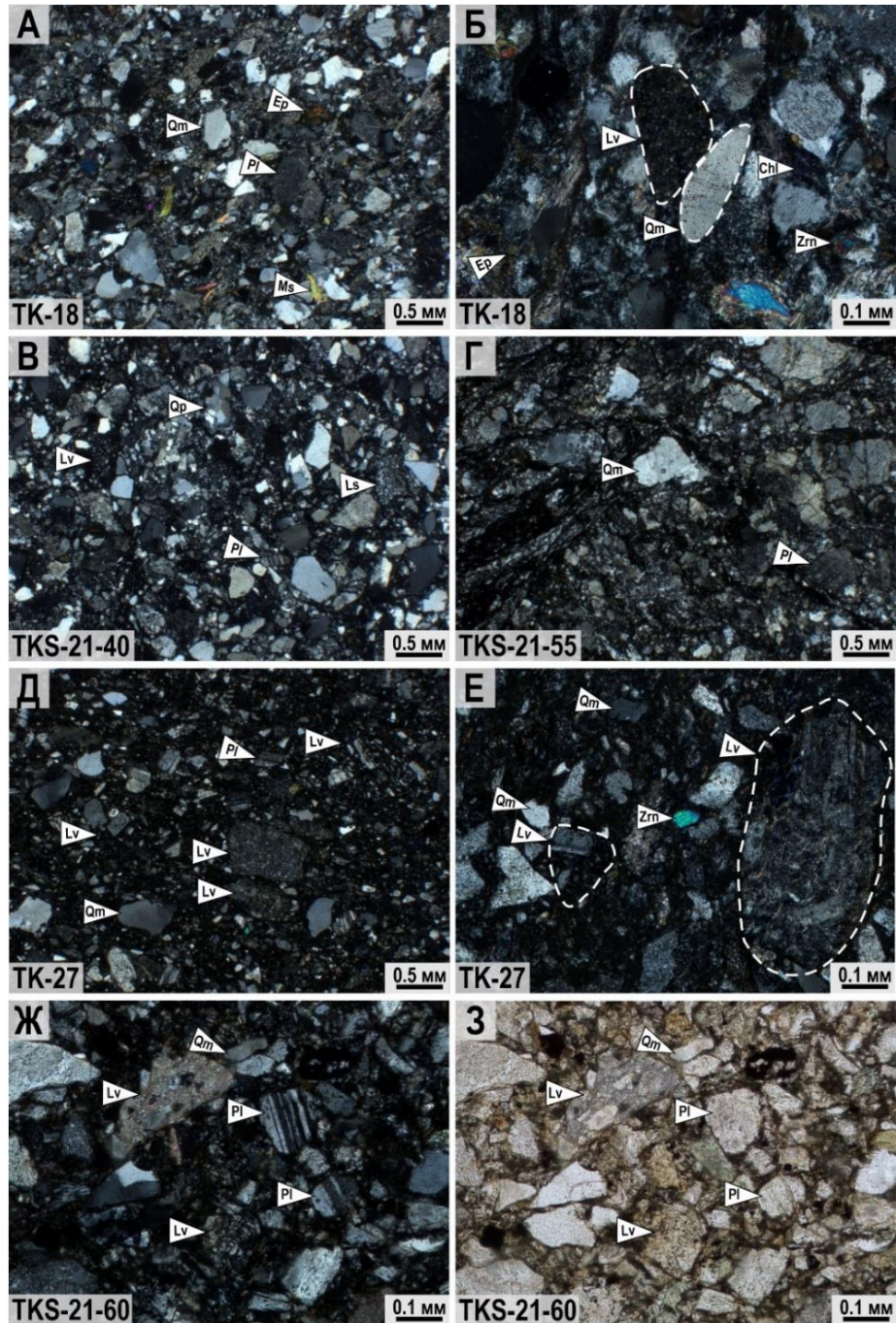


Рис. 4.7. Фотографии петрографических шлифов граувакковых песчаников Тектурмасского пояса: А-В) Успенская зона; Г) Базарбайская зона; Д-З) Нуринская зона. Аббревиатуры: Qm = монокристаллический кварц, Qp = поликристаллический кварц, Pl = плагиоклаз, Kfs = калиевый полево шпат, Lv = обломки вулканических пород, Ls = обломки осадочных пород, Ep = эпидот, Ms = мусковит.

Зерна кварца размером от 0.1 до 0.5 мм имеют облачное погасание, по краям почти не резорбированы (рис. 4.7А, Г). В зернах плагиоклаза размером от 0.1 до 0.4 мм наблюдается полисинтетическое двойникование (рис. 4.7Б-Г), нередко проявлены вторичные процессы серицитизации (рис. 4.7А, В). В обломках вулканических пород

размером от 0.2 до 1 мм видна гиалопилитовая и порфириовидная структуры (рис. 4.7Б, Г). Обломки осадочных пород размером от 0.1 до 0.5 мм представлены в основном кремнями и кремнистыми аргиллитами. Также отмечаются единичные обломки кварцитов. Цемент для песчаников Тектурмасского пояса не характерен, межзерновое пространство заполнено тонкодисперсным глинистым матриксом.

По результатам подсчёта минеральных компонентов построены классификационные треугольные диаграммы (рис. 4.8А, Б) (табл. 4.6). На диаграмме (Шутов, 1967) точки составов попадают в область кварц-полевошпатовых песчаников (рис. 4.8А), тогда как по классификации (Folk, 1980) состав изученных пород соответствует полевошпатовым литаренитам (рис. 4.8Б).



Рис. 4.8. Треугольные классификационные диаграммы для песчаников Тектурмасского пояса по Шутов, 1967 (А) и Folk, 1980 (Б).

Таблица 4.3. Содержания основных петрографических компонентов из граувакковых песчаников Тектурмасского пояса.

№обр.	Зона	Qm	Qp	Pl	F	Lv	Ls	Всего	Qt	L	Lt
TK-18		22%	10.2%	30.6%	30.6%	33%	4.1%	100%	34.4%	37.1%	47.3%
TKS-21-40	Успенская зона	17.8%	11.9%	31.8%	31.8%	26.7%	8.2%	100%	30.8%	34.9%	46.8%
TKS-21-43		15.7%	9.4%	30.6%	30.6%	34.9%	8.9%	100%	25.1%	43.8%	53.2%
TKS-21-60	Нуринаская зона	9.9%	2.6%	35.2%	35.2%	45.9%	5.9%	100%	13.4%	51.8%	54.4%
TK-27		11.6%	5.5%	33.5%	33.5%	46.7%	2.6%	100%	5.94%	49.3%	54.8%

Qm-монокристаллический кварц, **Qp**-поликристаллический кварц, **Pl**-плагиоклаз, **Lv**-обломки вулканических пород, **Ls**-обломки осадочных пород. **F=Kfs+Pl**, где F-сумма полевых шпатов; **Qt=Qm+Qp**, где Qt-сумма зёрен кварца; **L=Ls+Lv**, где L-сумма фрагментов обломков пород; **Lt=L+Qp**.

4.2.2. Геохимическая характеристика

Особенности геохимического состава песчаников приводятся на основе 14 анализов породообразующих оксидов и редких элементов (Приложение 15). Содержания SiO_2 в песчаниках Успенской, Тектурмасской и Базарбайской зон в целом находятся примерно в одном интервале от 57.6 до 69.1 ($\text{SiO}_{2\text{cp}} = 64.1$ мас. %; $n = 12$). Концентрации SiO_2 для двух образцов песчаников из Нуринской зоны имеют достаточно широкий разброс между собой 50.1 и 58.9 ($\text{SiO}_{2\text{cp}} = 54.5$ мас. %) (Приложение 15). В сравнении с РААС все песчаники имеют значительно более низкие концентрации Al_2O_3 ($\text{Al}_2\text{O}_{3\text{cp}} = 14.7$ мас. %) и повышенные MgO ($\text{MgO}_{\text{cp}} = 3.3$ мас. %) и Fe_2O_3 ($\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{cp}} = 7.1$ мас. %). При этом в большинстве образцов концентрации $\text{MgO} > 3$ мас. % (Taylor, McLennan, 1985). Песчаники Базарбайской и Успенской зон характеризуются повышенными значениями SiO_2 (ср. 63.3 и 65.9 мас. %) относительно РААС (62.4 мас. %) и более низкими в сравнении с УСС (66.6 мас. %) (Taylor, McLennan, 1985). В то время как песчаники Нуринской и Тектурмасской зон отличаются более низкими концентрациями SiO_2 в сравнении как с РААС, так и с УСС.

На бинарных диаграммах SiO_2 – породообразующие оксиды отмечаются явные отрицательные корреляции по TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Fe_2O_3 (рис. 4.9А-Г) и отсутствие таковых по Na_2O и K_2O (рис. 4.9Д, Е). Значения отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ для песчаников всех зон примерно одинаковы в интервале от 3.3 до 5.7 (ср. 4.3) (Приложение 15) (Глава 2, раздел 2.5). На классификационной диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ (Pettijohn et al., 1972) все точки составов распределены в области граувакк, либо находятся в непосредственной близости от линии перехода к литаренитам (рис. 4.10А). По соотношению $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ составы всех изученных песчаников соответствуют грауваккам, только один образец относится к аркозам, что объясняется чуть более высокими концентрациями в нём K_2O (2.86 мас. %) относительно Na_2O (2.48 мас. %) (Приложение 15).

Полученные значения основных химических индексов $\text{CIA} = 41-56$ (ср. 52.7) (Nesbitt, Young, 1982) и $\text{ICV} = 2.4-3.6$ (Cox, Lowe, 1995) распределяют все точки составов в область незрелых слабо выветрелых пород (рис. 4.10Б), что в целом согласуется с петрографическими данными. Такие характеристики химических индексов указывают на быстрое осадконакопление и небольшую дальность переноса осадков относительно питающей провинции.

Для песчаников Тектурмасского пояса отмечаются повышенные значения следующих петрохимических модулей: $\text{ЖМ} = 0.72-1.38$, $\text{ТМ} = 0.03-0.06$, $\text{ФМ} = 0.48-1.87$ (Приложение 15), указывающие на присутствие в источнике сноса вулканических пород основного состава. Песчаники Нуринской и Базарбайской зон характеризуются высокими

значениями ЩМ (2.9-35.2), что определяется крайне низкими содержаниями K_2O (0.17-1.04) при высоких содержаниях Na_2O (2.95-7.36).

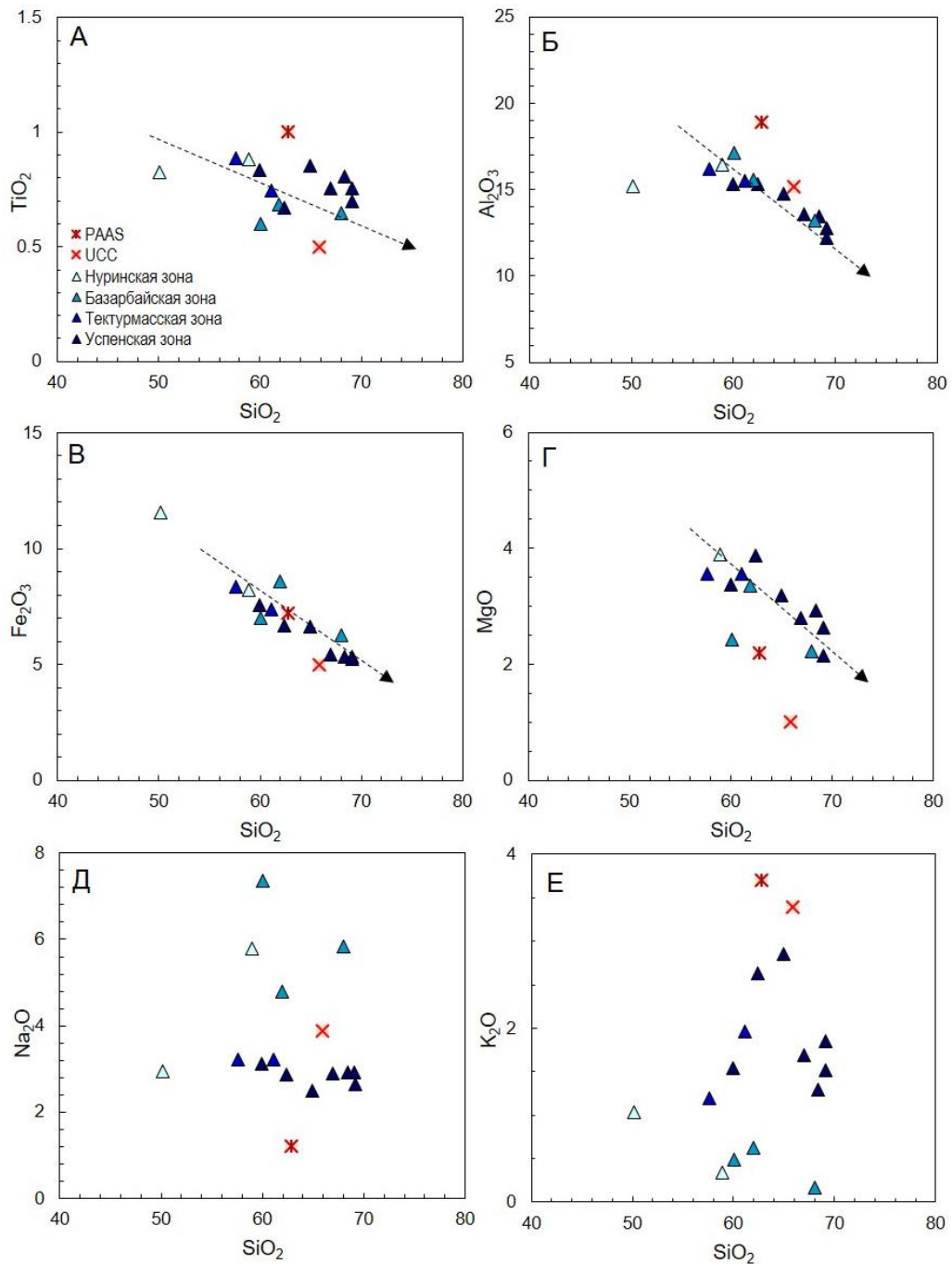


Рис. 4.9. Бинарные диаграммы Харкера для песчаников Тектурмасского пояса.

Для всех песчаников отмечаются более низкие концентрации редких элементов относительно PAAS, при этом они имеют схожий характер распределения элементов (рис. 4.11А). Для изученных образцов песчаников из Успенской зоны фиксируются повышенные концентрации лёгких лантаноидов ($La_N = 38-127$, $La/Yb_N = 5.9-11.8$, $La/Sm_N = 2.5-3.9$) относительно образцов из Базарбайской ($La_N = 21-37$, $La/Yb_N = 1.9-4.2$, $La/Sm_N = 1.4-2.2$),

Тектурмасской ($La_N = 64-73$, $La/Yb_N = 6-6.8$, $La/Sm_N = 2.6-2.8$), Нуринской ($La_N = 21-51$, $La/Yb_N = 2-7.8$, $La/Sm_N = 1.5-3.1$) зон (Приложение 15). Спектры в области тяжёлых РЗЭ для песчаников из всех зон имеют схожее распределение ($Gd/Yb_N = 1.3-2.4$) (рис. 4.11А). Для всех спектров значения Eu/Eu^* варьируют от 0.66 до 1.19.

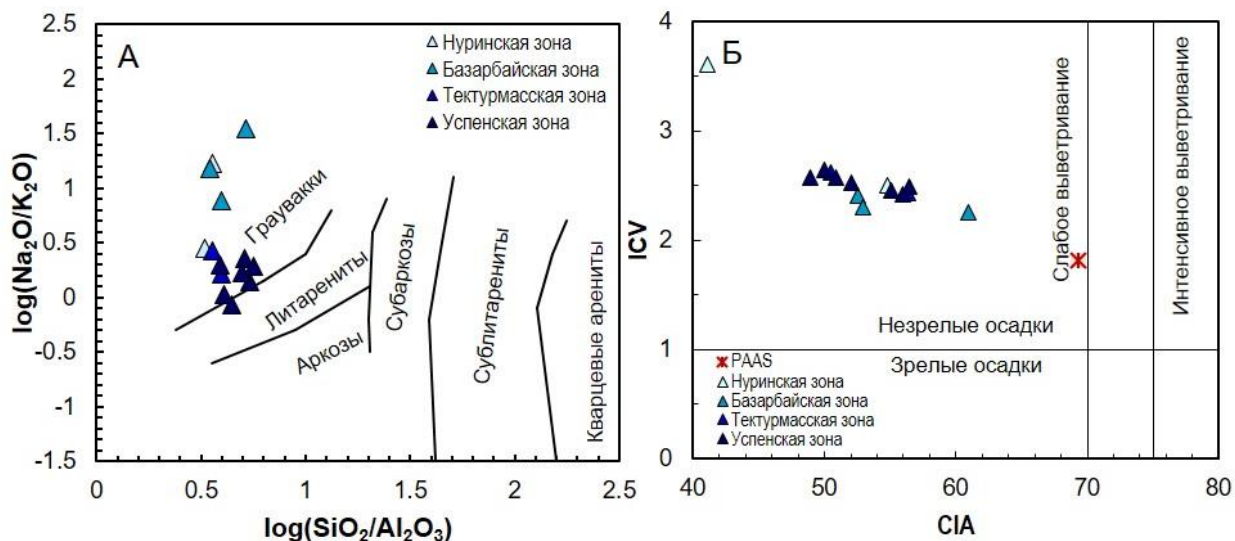


Рис. 4.10. Классификационная диаграмма $\log(SiO_2/Al_2O_3) - \log(Na_2O/K_2O)$ (А) по (Pettijohn et al., 1972) и диаграмма химических индексов CIA-ICSV (Б) для граувакковых песчаников Тектурмасского пояса. Значение для пост-архейских глинистых сланцев Австралии (ПААС; Post-Archean Australian Shale, PAAS) по (Taylor, McLennan, 1985).

На мультиэлементных спектрах, нормированных по примитивной мантии, также отмечается схожесть распределения для изученных пород и PAAS, но концентрации для последнего выше (рис. 4.11Б). Спектры для изученных песчаников отличаются от PAAS наличием более низких нормированных значений Th (7-129) и повышенных Sr (8-41). При этом концентрации Th в песчаниках Успенской и Тектурмасской зон (27-129) достигают наиболее высоких значений относительно Базарбайской (9-11) и Нуринской (7-48) зон. Такое же распределение наблюдается и относительно Sr для Успенской (10-25) и Тектурмасской (15-41) зон в сравнении с Базарбайской (8-21) и Нуринской (12-17) зонами. На всех спектрах наблюдаются отрицательные аномалии по Nb относительно La ($Nb/La_{pm} = 0.3-0.6$) и Th ($Nb/Th_{pm} = 0.1-0.4$) (рис. 4.11Б; Приложение 15).

4.2.3. Изотопный состав

Получены первые данные по изотопному составу Nd для образцов песчаников из Тектурмасской (TKS-21-24), Базарбайской (TKS-21-51), Нуринской (TK-27) и Успенской (TKS-17) зон (рис. 1.18, 1.19; табл. 4.4). Исходные изотопные отношения были рассчитаны

для раннесилурийского возраста на основе биостратиграфических данных (Герасимова и др., 1992; Якубчук и др., 1988; Degtyarev et al., 2021b) и U-Pb возрастов (Перфилова и др., 2022) (Приложение 10). Образцы из Тектурмасской, Базарбайской и Успенской зон имеют положительные значения $\epsilon\text{Nd}(t) = +2.4, +5.8$ и $+2.5$ с модельными возрастами $T_{\text{DM2}} = 1006, 721$ и 992 млн лет (рис. 4.12; табл. 4.4). Образец с Нуринской зоны характеризуется более низкими значениями $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12772$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51232$ и отрицательным значением $\epsilon\text{Nd}(t) = -2.2$ с модельным возрастом $T_{\text{DM2}} = 1388$ млн лет (рис. 4.12).

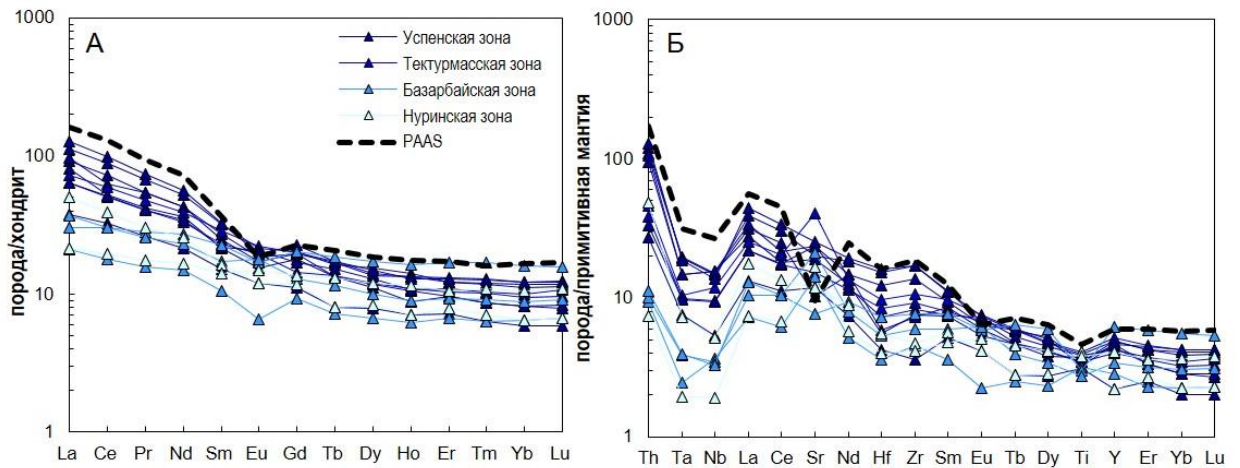


Рис. 4.11. Нормированные по хондриту кривые распределения РЗЭ (А) и по примитивной мантии мультиэлементные спектры (Б) для граувакковых песчаников Тектурмасского пояса. Нормирование по (Sun, McDonough, 1989). PAAS по (Taylor, McLennan, 1985).

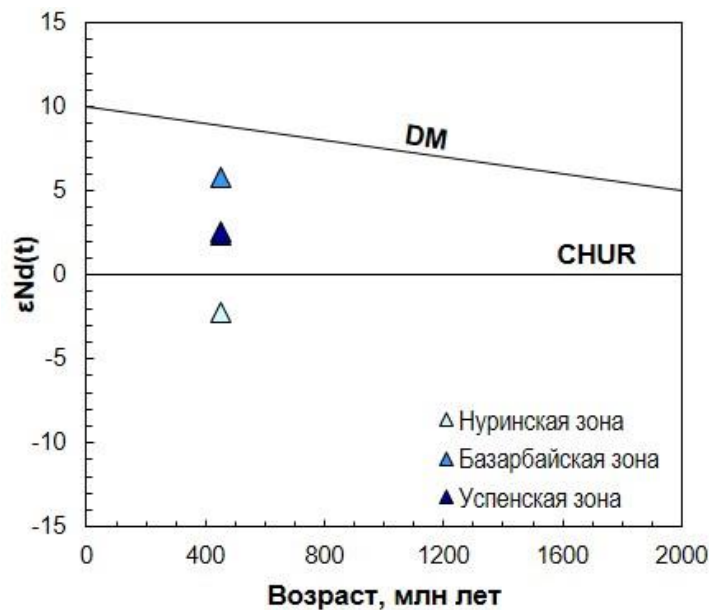


Рис. 4.12. График $\epsilon\text{Nd}(t)$ – возраст для граувакковых песчаников Тектурмасского пояса. Значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ были рассчитаны по микропалеонтологическим данным и U-Pb возрасту обломочных цирконов (Приложение 10).

Таблица 4.4. Данные по изотопам Sm и Nd для песчаников Тектурмасского пояса.

Зона		Возраст, млн лет	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}(t)$	T_{DM}	T_{DM2}
TKS-21-24	Успенская зона	440	0.132168	0.512569	2.29	1088	1004
TK-17		440	0.134240	0.512584	2.46	1089	991
TKS-21-51	Базарбайская зона	440	0.149502	0.512795	5.73	846	718
TK-27	Нурина зона	437	0.127722	0.512320	-2.35	1472	1387

4.3. Жарминская зона (Восточный Казахстан)

4.3.1. Петрографическое описание

Для петрографического исследования было отобрано 4 образца песчаников из живет-франской толщи, 3 образца из фаменской толщи и 7 образцов из коконьской свиты (табл. 4.5). Живет-франские мелко-среднезернистые песчаники серо-зеленого и желтовато-серого цвета характеризуются псаммитовой структурой и массивной текстурой (рис. 4.13А, Б). Степень сортировки обломочного материала – средняя. Степень окатанности обломков – от полуокатанных до неокатанных. Обломочная часть представлена плагиоклазом (34-41 %), обломками вулканических (19-32 %) и осадочных пород (6-14 %), которые представлены кремнями или кремнистыми аргиллитами (рис. 4.13А, Б). Содержание моно- и поликристаллического кварца в песчаниках достигает 18-28 %. Из аксессуарных минералов встречается циркон и апатит.

Песчаники фаменской толщи коричневатого-зелено-серого цвета мелко-среднезернистые, реже крупнозернистые, имеют псаммитовую структуру и массивную текстуру (рис. 4.13В, Г). Степень сортировки обломочного материала – плохая. Степень окатанности обломков – полуокатанные до неокатанных. В обломочной части содержится плагиоклаз (29-30 %), обломки вулканических (30-49 %) и осадочных пород (15-36 %). Отличительной особенностью песчаников фаменской толщи является низкое содержание кварцевого компонента до 5% (рис. 4.13В, Г). Из аксессуарных минералов встречается циркон.

Серо-зеленые мелко-среднезернистые песчаники коконьской свиты имеют псаммитовую структуру, реже алевропсаммитовую, и массивную текстуру (рис. 4.13Д, Е). Степень сортировки обломочного материала плохая, в меньшей степени средняя. Степень окатанности обломков от неокатанных до угловатых. Обломочная часть состоит из обломков вулканических пород (34-48 %), большого количества плагиоклаза (29-46 %), реже встречаются обломки осадочных пород (3-17 %), представленные кремнями или кремнистыми аргиллитами (рис. 4.13Д, Е). В некоторых обломках вулканических пород

распознается порфировая, микролитовая, гялопилитовая структуры. Содержание моно- и поликристаллического кварца в песчаниках – низкое (до 9%). Среди второстепенных минералов часто встречается эпидот. Акцессорные минералы представлены цирконом (рис. 4.13Д, Е), апатитом и титанитом. Из вторичных изменений наблюдается серицитизация, реже пелитизация обломочных зерен полевых шпатов, а также преобразование неустойчивых к выветриванию обломков вулканических пород с образованием хлорита, эпидота, рудных минералов, оксидов железа.

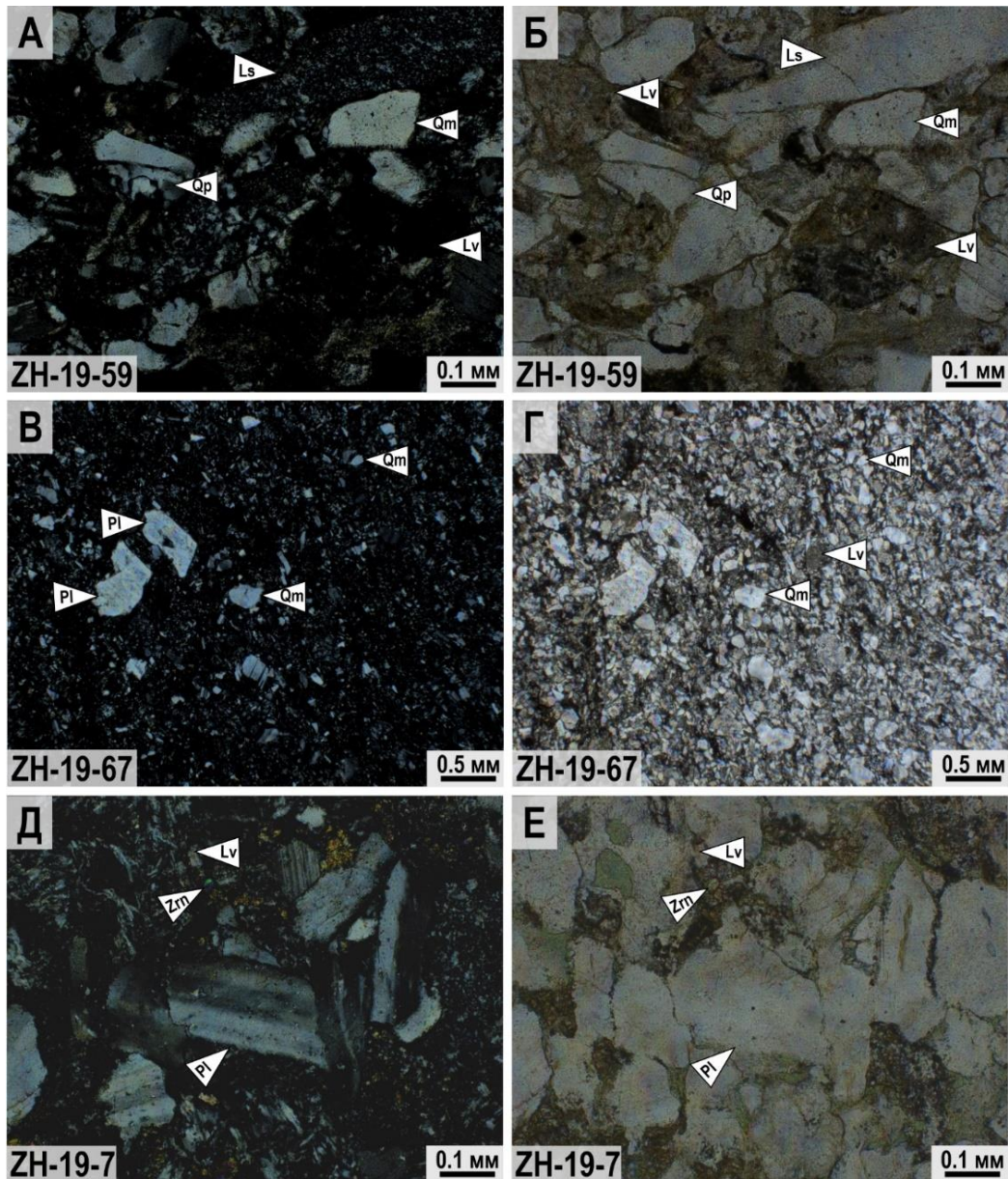


Рис. 4.13. Фотографии петрографических шлифов граувакковых песчаников Жарминской зоны: А, Б) Живет-франская толща, В, Г) Фаменская толща, Д, Е) Коконьская свита. Аббревиатуры: Qm = монокристаллический кварц, Qp = поликристаллический кварц, Pl = плагиоклаз, Kfs = калиевый полевой шпат, Lv = обломки вулканических пород, Ls = обломки осадочных пород, Zrn = циркон.

Таблица 4.5. Содержания основных петрографических компонентов из граувакковых песчаников Жарминской зоны.

№ обр.	Толща/свита	Qm	Qp	Kfs	Pl	Lv	Ls	Ep	M	Всего	Qt	F	Lt
Zh19-35		15.0%	5.0%	0.0%	43.6%	25.2%	6.7%	0.0%	4.5%	100%	20.0%	43.6%	31.9%
Zh19-37	Живет-франская толща	17.3%	10.6%	1.6%	40.9%	18.9%	5.5%	0.0%	5.2%	100%	27.8%	42.5%	24.4%
Zh19-41		15.3%	9.1%	1.0%	42.0%	21.5%	6.1%	0.0%	5.9%	100%	24.4%	43.0%	27.6%
Zh19-59		11.8%	5.9%	0.5%	33.8%	32.1%	13.6%	0.3%	2.1%	100%	17.7%	34.3%	45.7%
Zh19-66		3.4%	1.3%	0.0%	28.9%	43.5%	20.6%	0.0%	2.3%	100%	4.8%	29.6%	65.6%
Zh19-67	Фаменская толща	2.4%	1.2%	0.0%	29.7%	48.5%	15.1%	0.0%	3.1%	100%	3.4%	30.6%	65.9%
Zh19-68		1.1%	0.6%	0.0%	28.5%	30.4%	35.8%	0.0%	3.6%	100%	1.7%	28.9%	69.4%
Zh19-5		2.3%	1.5%	0.0%	33.4%	44.2%	16.9%	0.0%	1.7%	100%	3.8%	34.0%	62.2%
Zh19-7		3.0%	5.6%	0.8%	46.4%	33.8%	5.8%	1.7%	3.1%	100%	9.0%	41.5%	49.5%
Zh19-13	Коконьская свита	0.4%	1.9%	0.0%	39.8%	41.7%	12.0%	0.0%	4.0%	100%	2.5%	41.5%	56.0%
Zh19-14		2.1%	0.0%	0.0%	46.3%	43.0%	3.4%	0.0%	5.2%	100%	2.2%	48.8%	49.0%
Zh19-15		0.8%	2.3%	0.0%	29.1%	48.1%	4.7%	11.7%	3.3%	100%	3.5%	34.3%	62.2%
Zh19-17		0.9%	1.3%	0.0%	35.1%	49.0%	5.4%	3.1%	5.2%	100%	2.4%	38.3%	59.3%

Qm-монокристаллический кварц, **Qp**-поликристаллический кварц, **Kfs**-калиевый полевой шпат, **Pl**-плагиоклаз, **Lv**-обломки вулканических пород, **Ls**-обломки осадочных пород, **Lm**-обломки метаморфических пород, **Ep**-эпидот, **M**-мусковит. **F=Kfs+Pl**, где F-сумма полевых шпатов; **Qt=Qm+Qp**, где Qt-сумма зёрен кварца; **L=Ls+Lv**, где L-сумма фрагментов обломков пород; **Lt=L+Qp**.

Во всех исследуемых песчаниках наблюдается отсутствие цемента, а заполнение межзернового пространства выполнено тонкозернистым глинистым матриксом по составу схожим с обломочной частью породы. По результатам подсчёта зёрен построены классификационные треугольные диаграммы (рис. 4.14А, Б). Согласно классификации (Шутов, 1967) песчаники фаменской толщи и коконьской свиты относятся к полевошпатовым грауваккам (рис. 4.14А), а песчаники живет-франской толщи расположены в области кварц-полевошпатовых граувакк (рис. 4.14А). По классификации (Folk, 1980) песчаники относятся к полевошпатовым и литит-полевошпатовым литаренитам (рис. 4.14Б).

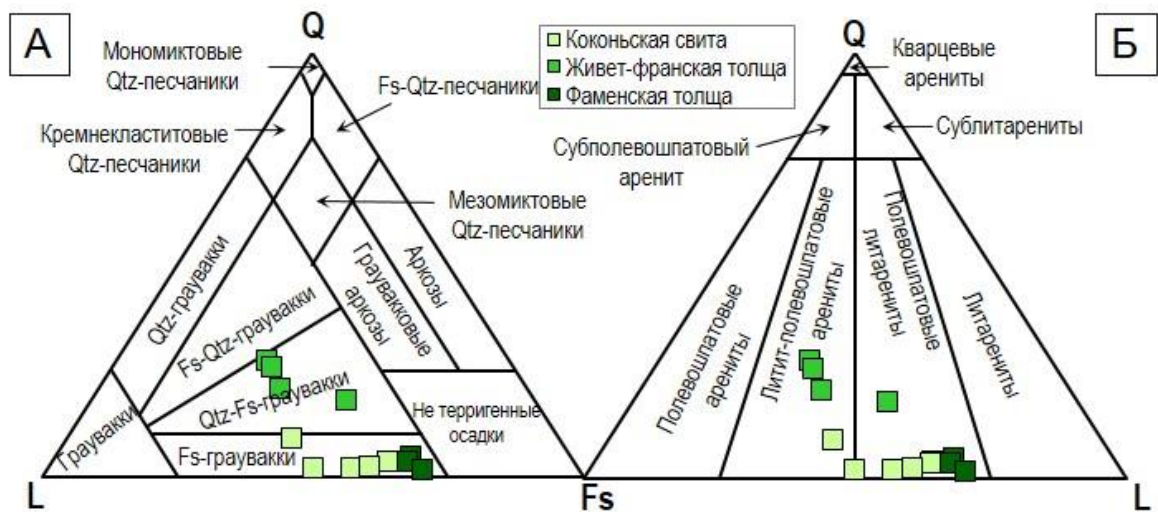


Рис. 4.14. Треугольные классификационные диаграммы для песчаников Жарминской зоны по Шутов, 1967 (А) и Folk, 1980 (Б).

4.3.2. Геохимическая характеристика

Состав песчаников Жарминской зоны описан по результатам 20 химических анализов породообразующих оксидов и редких элементов (Приложение 17). Песчаники были отобраны из трех разновозрастных подразделений (рис. 1.24, 1.26). Содержания породообразующих компонентов характеризуются широким разбросом значений: $\text{SiO}_2 = 51.6-69.9$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 4.3-13.4$, $\text{MgO} = 0.8-2.7$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13.3-20.7$, $\text{Na}_2\text{O} = 3-7$, $\text{K}_2\text{O} = 0.1-3.9$ мас. % (Приложение 17). Относительно PAAS во всех песчаниках наблюдаются пониженные содержания Al_2O_3 (ср. 16.4 мас. %), MgO (ср. 1.8 мас. %), Fe_2O_3 (ср. 6.8 мас. %). Значения SiO_2 (ср. 60.8 мас. %) в песчаниках Жарминской зоны отличаются более низкими значениями относительно UCC и PAAS (Taylor, McLennan, 1985). На бинарных диаграммах для всех песчаников характерны отчетливые отрицательные тренды по TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Fe_2O_3 относительно SiO_2 (рис. 4.15А-Г). Относительно остальных элементов заметных трендов не наблюдается (рис. 4.15Д, Е).

Отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ для всех трех подразделений находится в диапазоне от 2.9 до 5.2 (ср. 3.8) (Приложение 17).

На классификационной диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)\text{-}\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ и $\text{K}_2\text{O}\text{-}\text{Na}_2\text{O}$ (Pettijohn et al., 1972) (рис. 4.16А) точки составов находятся в области граувакк. Индекс CIA изменяется в широком диапазоне от 36 до 62 (ср. 53.8), а индекс IСV находится в интервале от 1.3 до 2.6, распределяя точки составов песчаников в область незрелых слабо выветрелых осадков (рис. 4.16Б).

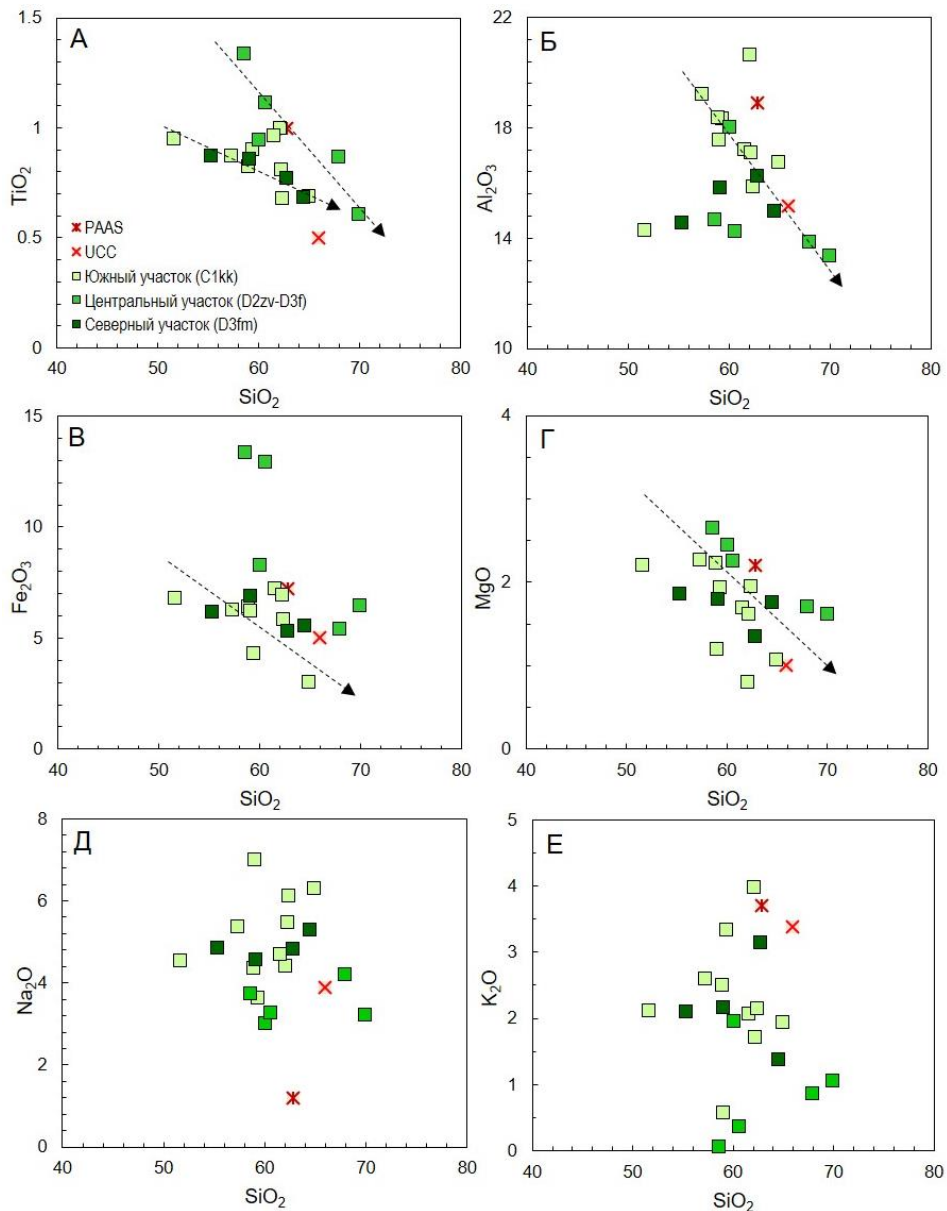


Рис. 4.15. Бинарные диаграммы Харкера для песчаников Жарминской зоны.

Для песчаников отмечаются повышенные значения петрохимических модулей $\text{ЖМ} = 0.27\text{-}1.6$, $\text{ТМ} = 0.04\text{-}0.09$, при этом низкие значения $\text{ФМ} = 0.11\text{-}0.48$ (Приложение 17),

предполагающие наличие в источнике сноса вулканических пород основного состава. Значение щелочного модуля (ЩМ) находится в диапазоне от 1.08 до 4.85, но также отмечается три сильно завышенных значения ЩМ = 9.01, 12.17, 53.57, что вероятно связано с низкими содержаниями $K_2O = 0.36, 0.58, 0.07$ мас. % при содержании $Na_2O = 3.28, 7.0, 3.75$ мас. % (Приложение 17).

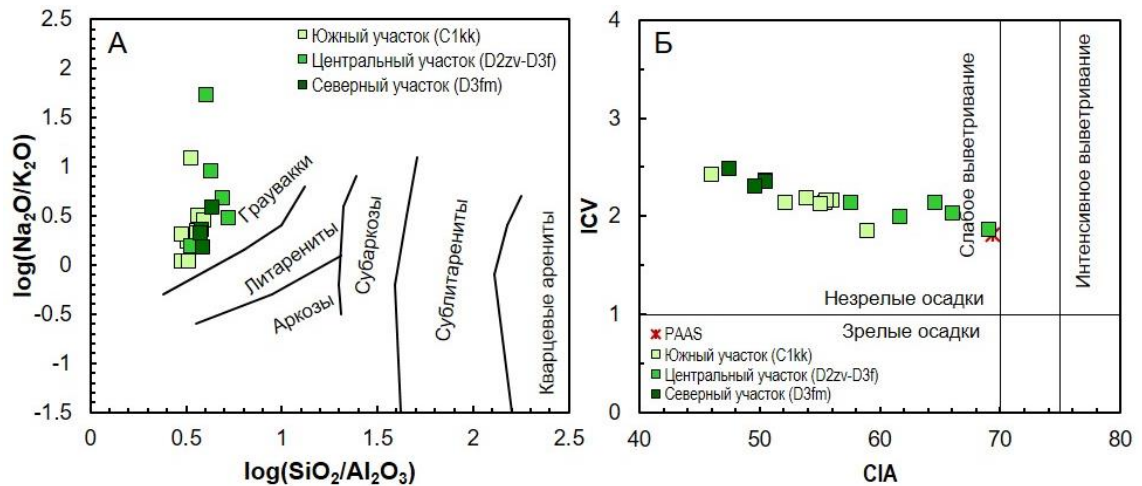


Рис. 4.16. Классификационная диаграмма $\log(SiO_2/Al_2O_3) - \log(Na_2O/K_2O)$ (А) по (Pettijohn et al., 1972) и диаграмма химических индексов CIA-ICV (Б) для граувакковых песчаников Жарминской зоны. Значение для пост-архейских глинистых сланцев Австралии (ПААС; Post-Archean Australian Shale, PAAS) по (Taylor, McLennan, 1985).

Все образцы имеют схожие концентрации с умеренным обогащением легкими редкоземельными элементами ($La_N = 42-76$, $La/Yb_N = 4.3-9.9$, $La/Sm_N = 2.1-3.8$) и дифференцированы в области тяжёлых РЗЭ ($Gd/Yb_N = 1.4-2.4$) (рис. 4.17А). Нормированные на примитивную мантию мультиэлементные спектры для всех образцов показывают четкие отрицательные аномалии Ta-Nb относительно La ($Nb/La_{pm} = 0.12-0.4$, $Ta/La_{pm} = 0.14-0.56$) и Th ($Nb/Th_{pm} = 0.15-0.24$, $Ta/Th_{pm} = 0.16-0.31$) (рис. 4.17Б).

4.3.3. Изотопный состав

Первые данные по изотопному составу Nd были получены для пяти образцов песчаников из Жарминской зоны (табл. 4.6). Три образца (ZH-1-13, ZH-19-3, ZH-19-15) относятся к раннекаменноугольной коконьской свите и два образца (ZH-19-37, ZH-19-59) взяты из живет-франской толщи (рис 1.18). Исходные изотопные отношения были рассчитаны для раннекаменноугольного и позднедевонского возраста на основе U-Pb возрастов (Safonova et al., 2021) (Приложение 11).

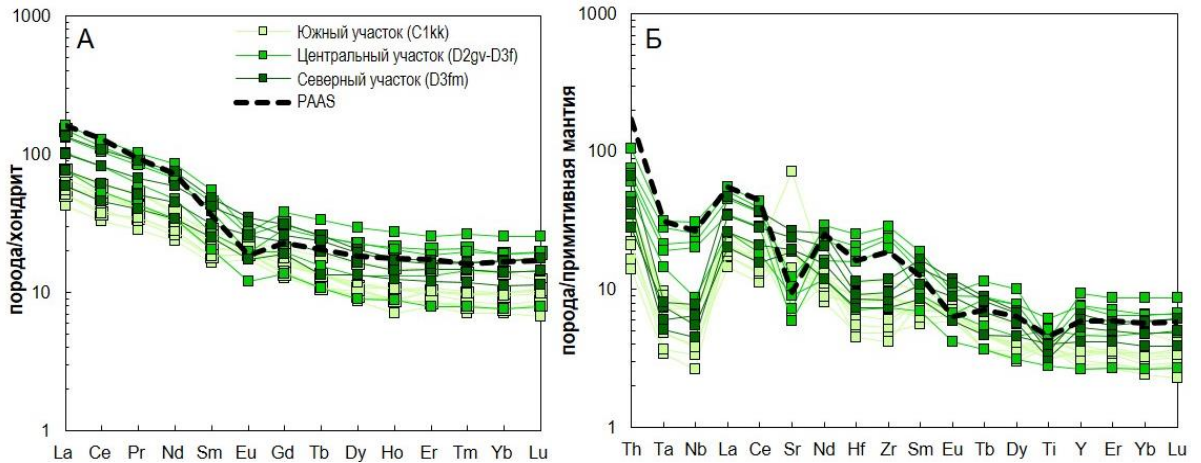


Рис. 4.17. Нормированные по хондриту кривые распределения РЗЭ (А) и по примитивной мантии мультиэлементные спектры (Б) для граувакковых песчаников Жарминской зоны. Нормирование по (Sun, McDonough, 1989). PAAS по (Taylor, McLennan, 1985).

Для четырех образцов ZH-1-13, ZH-19-3, ZH-19-15, ZH-19-37 получены величины отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.142092, 0.136534, 0.130398, 0.123170$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512764, 0.512770, 0.512790, 0.512679$ соответственно (табл. 4.6). Они характеризуются положительными значениями $\epsilon\text{Nd}(t) = +4.8, +5.2, +5.8, +4.0$ с модельными возрастами $T_{\text{DM}} = 826, 754, 662, 795$ млн лет и $T_{\text{DM}2} = 711, 681, 626, 780$ млн лет (рис. 4.18А). Для образца ZH-19-59 получены самые низкие значения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.111683$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512467$ и близкий к нулю $\epsilon\text{Nd}(t) = +0.4$ с модельными возрастами $T_{\text{DM}} = 1022$ млн лет и $T_{\text{DM}2} = 1083$ млн лет (рис. 4.18А).

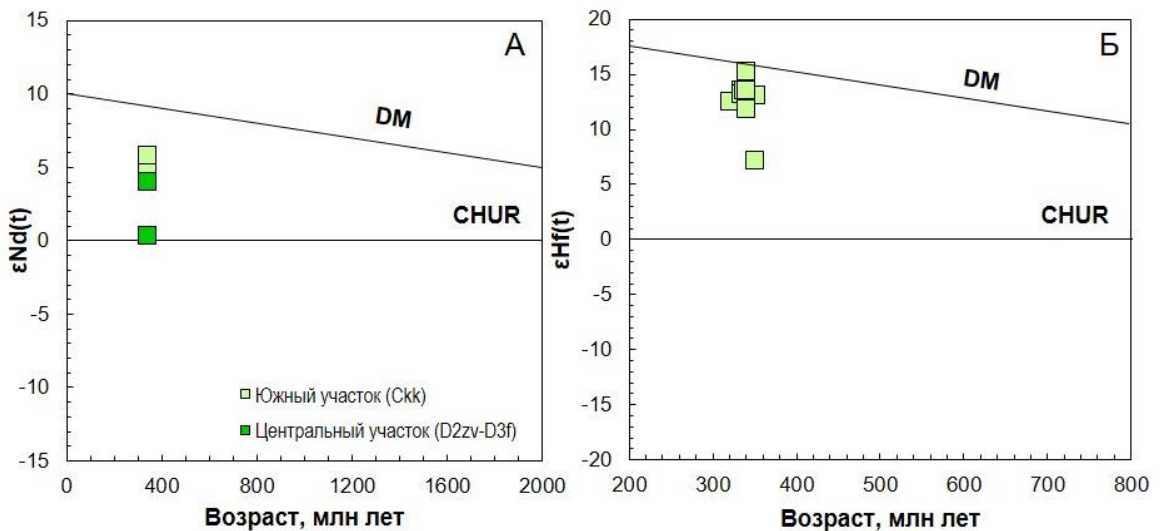


Рис. 4.18. Графики изотопов Nd по породе (А) и Hf в цирконе (Б) из граувакковых песчаников Жарминской зоны. Значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ и $\epsilon\text{Hf}(t)$ были рассчитаны по U-Pb возрасту обломочных цирконов (Приложение 11).

Изотопный анализ Lu-Hf в цирконах был проведен для 38 точек из двух образцов ZH-1-13 (коконьская свита) и ZH-2-4/2 (аркалыкская свита) (Приложение 20). Цирконы из обоих песчаников показали высокие значения $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$. Девять точек из образца ZH-1-13 имеют значения $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = +7.2...+15.3$ ($T_{\text{HfDM}}^c = 854-511$ млн лет) (рис. 4.18Б; Приложение 20). В образце ZH-2-4/2 отмечаются ещё более высокие значения $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = +10.3...+18.5$ ($T_{\text{HfDM}}^c = 854-511$ млн лет) (рис. 4.18Б; Приложение 20).

Таблица 4.6. Данные по изотопам Sm и Nd для песчаников Жарминской зоны.

Свита/толща	Возраст, млн лет	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	T_{DM}	$T_{\text{DM}2}$
ZH-1-13	330	0.142092	0.512764	4.76	826	709
Zh19-3 Коконьская свита	330	0.136534	0.512770	5.11	754	680
Zh19-15	330	0.130398	0.512790	5.77	662	625
Zh19-37 Живет-франская	380	0.123170	0.512679	4.38	795	781
Zh19-59 толща	380	0.111683	0.512467	0.80	1022	1079

4.4. Чарская зона (Восточный Казахстан)

4.4.1. Петрографическое описание

Для петрографического исследования было отобрано 5 образцов темно-серых и зеленовато-серых мелко-среднезернистых средне-плохо сортированных песчаников. Для пород отмечается низкая степень окатанности обломков – от полуокатанных до неокатанных. Обломочная часть представлена фрагментами вулканических пород среднего/основного состава (20-50 %) и осадочных пород (кремни, кремнистые аргиллиты; 10-15 %, 0.15-0.55 мм), полевых шпатов (5-10 %, 0.1–0.5 мм), кварца (15-30%, 0.1-0.5 мм), погруженных в тонкодисперсный глинистый матрикс (рис. 4.19А, Б). Зерна полевых шпатов представлены плагиоклазом с характерными признаками полисинтетического двойникования, нередко серицитизированы. В меньшем количестве встречаются зерна калиевого полевого шпата. В обломках вулканических пород диагностируются лейсты плагиоклаза и наличие вулканического стекла. Из аксессуарных минералов представлены циркон и магнетит. По результатам подсчёта зёрен (табл. 4.7) построены классификационные треугольные диаграммы (рис. 4.20А, Б). Согласно классификациям (Шутов, 1967; Folk, 1980) породы относятся к грауваккам и полевошпат-кварцевым грауваккам, и литаренитам соответственно (рис. 4.20А, Б).

Таблица 4.7. Содержания основных петрографических компонентов из граувакковых песчаников Чарской зоны.

№обр.	Qm	Qp	Pl	F	Lv	Ls	Всего	Qt	L	Lt
СН-37-16	4.2%	2.1%	11.5%	11.5%	69.3%	7.8%	100%	6.3%	77.1%	79.2%
СН-50-16	14.1%	3.4%	13.1%	13.1%	57.8%	14.2%	100%	17.5%	72%	75.4%

Qm-монокристаллический кварц, **Qp**-поликристаллический кварц, **Pl**-плагиоклаз, **Lv**-обломки вулканических пород, **Ls**-обломки осадочных пород. **F=Kfs+Pl**, где F-сумма полевых шпатов; **Qt=Qm+Qp**, где Qt-сумма зёрен кварца; **L=Ls+Lv**, где L-сумма фрагментов обломков пород; **Lt=L+Qp**.

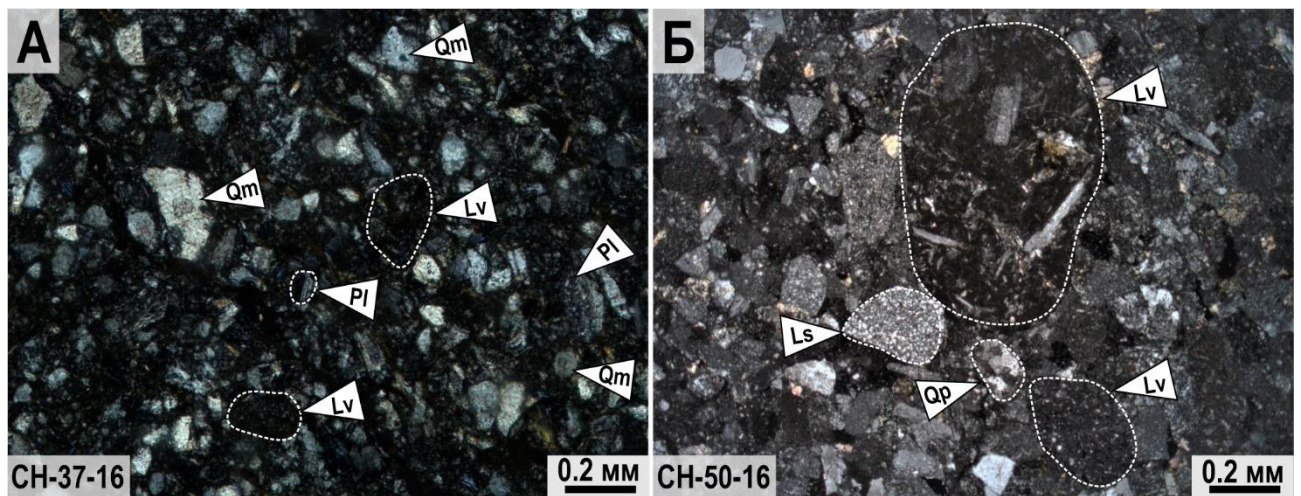


Рис. 4.19. Фотографии петрографических шлифов граувакковых песчаников Чарской зоны. Аббревиатуры: Qm = монокристаллический кварц, Qp = поликристаллический кварц, Pl = плагиоклаз, Kfs = калиевый полевой шпат, Lv = обломки вулканических пород, Ls = обломки осадочных пород, Cal = кальцит.



Рис. 4.20. Треугольные классификационные диаграммы для песчаников Чарской зоны по Шутов, 1967 (А) и Folk, 1980 (Б).

4.3.2. Геохимическая характеристика

Вещественный состав песчаников Чарской зоны охарактеризован на основе 5 химических анализов породообразующих оксидов и редких элементов (Приложение 18). Концентрации некоторых оксидов меняются в широких диапазонах: $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14.9-18.5$ (ср. 16.6), $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 5.3-6.8$ (ср. 5.9), $\text{TiO}_2 = 0.7-0.8$ (ср. 0.75), $\text{K}_2\text{O} = 1.2-2$ (ср. 1.6) мас. %. Для образцов характерны повышенные содержания $\text{MgO} = 2.4-5.2$ (ср. 3.2) и $\text{Na}_2\text{O} = 3.9-7.1$ (ср. 4.9) мас. % относительно PAAS (Taylor, McLennan, 1985). На бинарных диаграммах отмечаются отрицательные тренды по Al_2O_3 , MgO , Fe_2O_3 относительно SiO_2 , что также характерно для магматических пород (Safonova et al., 2018) (рис. 4.21А-Г). Отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ для всех образцов распределено в узком интервале от 3.1 до 4.2 (ср. 3.6) (Приложение 18).

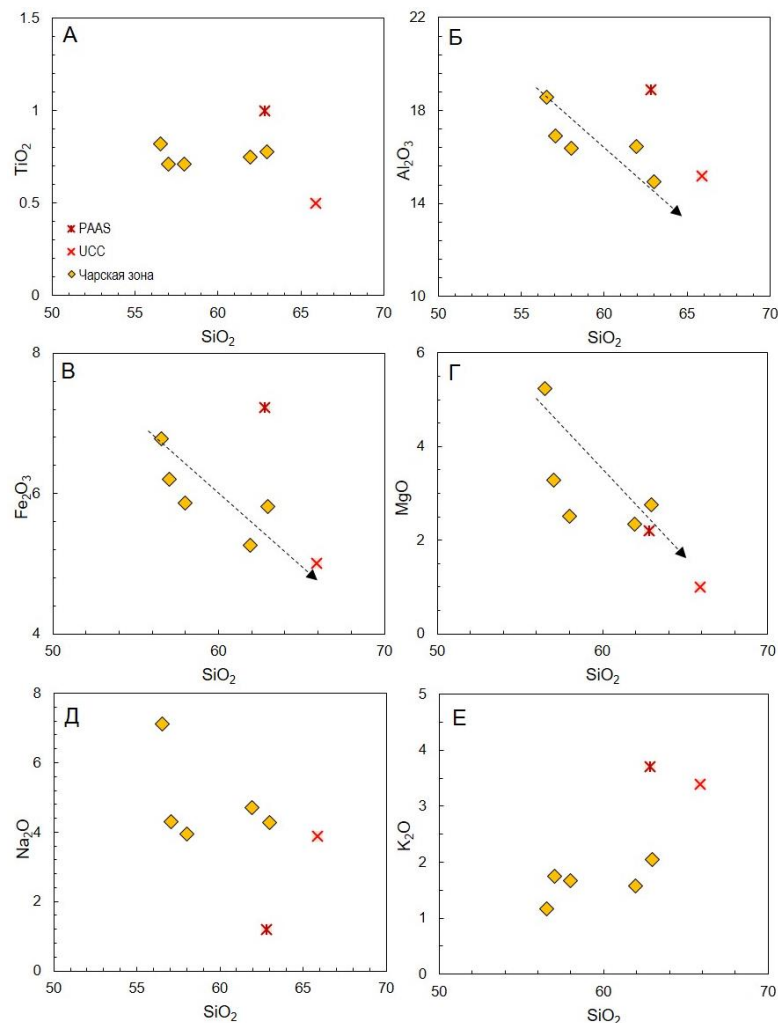


Рис. 4.21. Бинарные диаграммы Харкера для песчаников Чарской зоны.

На классификационной диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)-\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ и $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ (Pettijohn et al., 1972) все точки составов попадают в область граувакк (рис. 4.22А). Значения

химических индексов $CIA = 48-57$ (ср. 52) и $ICV = 1.5-1.9$ указывают на незрелость осадков и низкую степень выветривания пород в области сноса (рис. 4.22Б). Для песчаников отмечаются следующие значения петрохимических модулей $ЖМ = 0.58-0.71$, $ТМ = 0.04-0.05$, $ФМ = 0.2-0.32$ (табл. 4.15), предполагающие наличие в источнике сноса вулканических пород основного состава. Значение щелочного модуля (ЩМ) находится в диапазоне от 2.09 до 6.13 (Приложение 18).

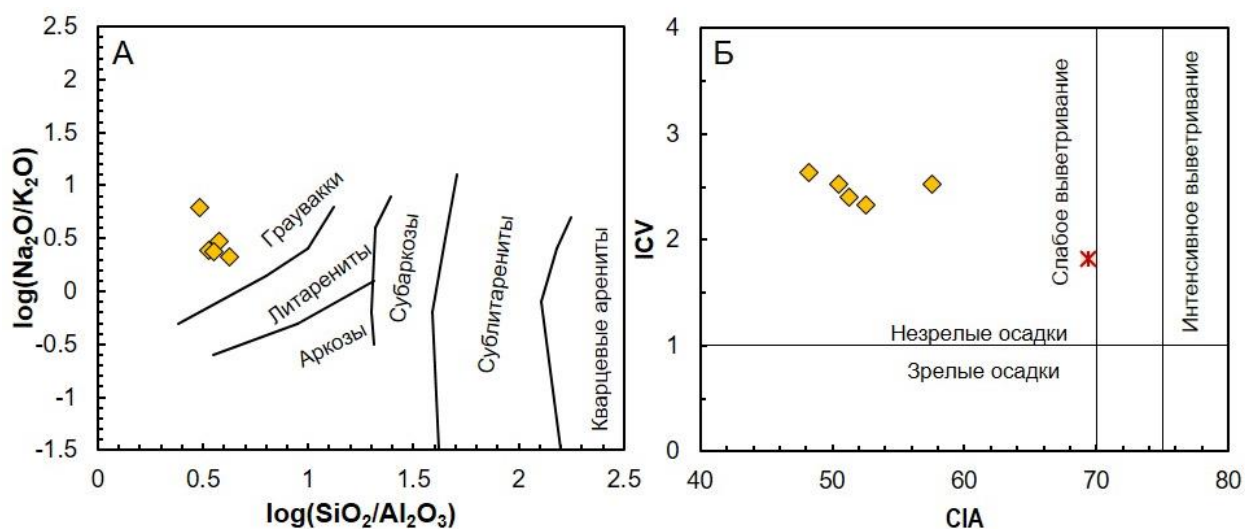


Рис. 4.22. Классификационная диаграмма $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ (А) по (Pettijohn et al., 1972) и диаграмма химических индексов $CIA-ICV$ (Б) для граувакковых песчаников Чарской зоны. Значение для пост-архейских глинистых сланцев Австралии (ПААС; Post-Archean Australian Shale, PAAS) по (Taylor, McLennan, 1985).

Изученные граувакки характеризуются более низким содержанием Rb, Nb и Zr, но схожими содержаниями Ba и Sr по сравнению с PAAS (Taylor, McLennan, 1985) (Приложение 18). Все образцы имеют схожие нормированные по хондриту спектры РЗЭ, демонстрирующие слабое обогащение легкими редкоземельными элементами ($La_N = 49-92$, $La/Yb_N = 4.3-7.2$, $La/Sm_N = 2.1-3.5$), небольшие минимумы по Eu ($Eu/Eu^* = 0.61-0.92$; ср. 0.82) и дифференциацию в области тяжёлых РЗЭ ($Gd/Yb_N = 1.4-1.6$) (рис. 4.23А). Спектры РЗЭ в песчаниках Чарской зоны сходны с таковыми для вулканитов южной части Чарской зоны (Safonova et al., 2018).

Нормированные на примитивную мантию мультиэлементные спектры для всех образцов показывают четкие отрицательные аномалии Ta-Nb относительно La ($Nb/La_{pm} = 0.29-0.4$, $Ta/La_{pm} = 0.27-0.46$) и Th ($Nb/Th_{pm} = 0.16-0.24$, $Ta/Th_{pm} = 0.17-0.28$) (рис. 4.23Б). Мультиэлементные спектры песчаников Чарской зоны также аналогичны спектрам вулканитов из того же региона (Safonova et al., 2018). В целом, образцы характеризуются

небольшими диапазонами концентраций La (11-22 ppm), Nd (14-21 ppm), Yb (1.7-2.4 ppm) и Σ REE (88-138 ppm), которые несколько ниже, чем у РААС (Приложение 18).

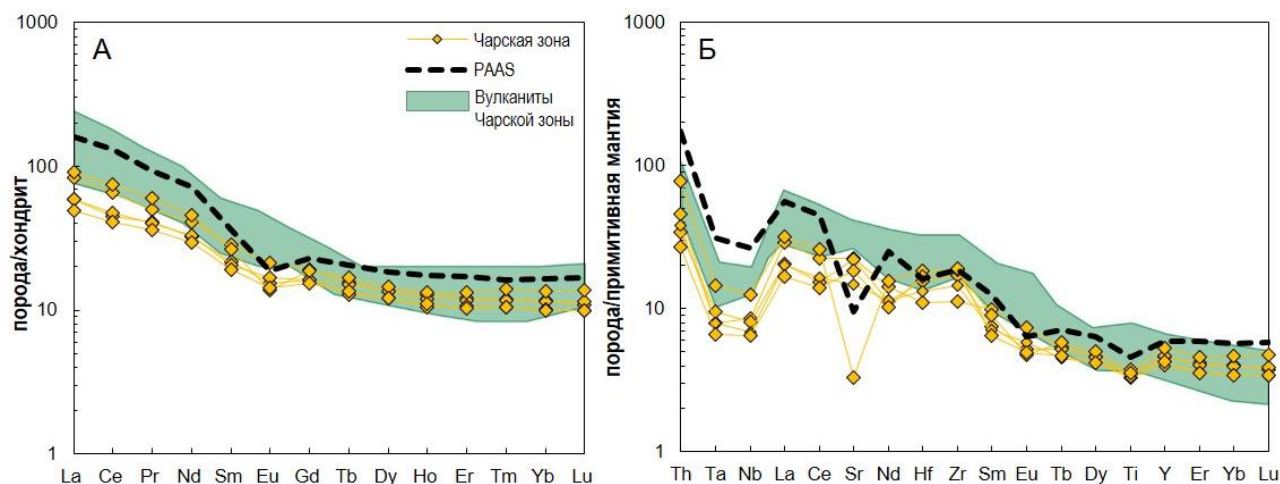


Рис. 4.23. Нормированные по хондриту кривые распределения РЗЭ (А) и по примитивной мантии мультиэлементные спектры (Б) для граувакковых песчаников и вулканитов Чарской зоны. Нормирование по (Sun, McDonough, 1989). РААС по (Taylor, McLennan, 1985)

4.3.3. Изотопный состав

Данные по изотопам Nd были получены для трёх образцов песчаников Чарской зоны: СН-03-16, СН-37-16, СН-50-16 (табл. 4.8). Значения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ равны 0.1314, 0.1119 и 0.1327; отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ соответствуют 0.512824, 0.512810 и 0.512797. Для всех образцов получены положительные значения $\epsilon\text{Nd}(t) = +6.5, +7.6, +5.9$. Рассчитанные значения двухстадийного возраста $T_{\text{DM}2}$ равны 624, 575 и 522 млн лет соответственно (рис. 4.24А).

Таблица 4.8. Данные по изотопам Sm и Nd для песчаников Чарской зоны.

	Возраст, млн лет	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}(t)$	T_{DM}	$T_{\text{DM}2}$
СН-03-16	320	0.131369	0.512824	6.31	607	572
СН-37-16	320	0.111857	0.512810	6.83	511	528
СН-50-16	330	0.132662	0.512797	5.81	667	622

Изотопный состав Lu-Hf в цирконах был получен для 45 точек в трех образцах Чарской зоны (рис. 4.24Б; табл. 4.8). В образце СН-01-17 с пиком на 325 млн лет положительные значения $\epsilon\text{Hf}(t)$ варьируют в широком интервале от +0 до +13.8 с модельными возрастами T_{HfDM} от 1350 до 457 млн лет. Тринадцать точек в образце СН-37-16 с главным пиком на 330 млн лет также дают положительные значения $\epsilon\text{Hf}(t)$ от +5.5 до +13.5 с модельными возрастами

T_{HfDM}^c от 1020 до 488 млн лет. В образце СН-03-16 зафиксированы самые высокие значения $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от +8 до +14 с модельными возрастными T_{HfDM}^c от 653 до 413 млн лет (рис. 4.24Б).

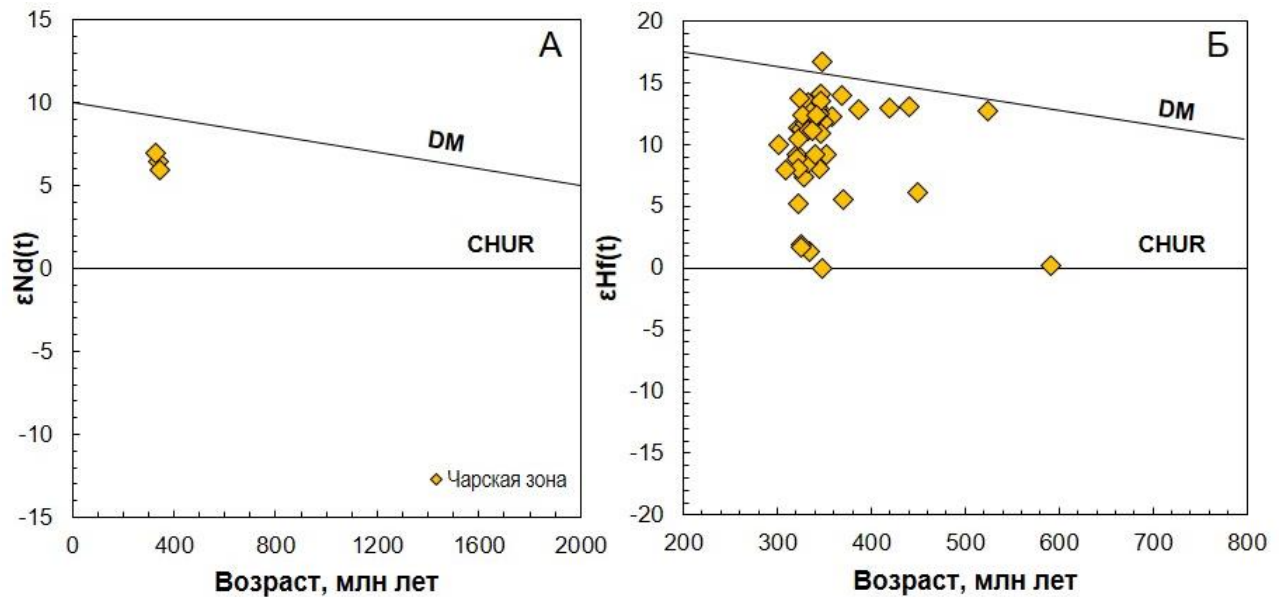


Рис. 4.24. Графики изотопов Nd по породе (А) и Hf в цирконе (Б) из граувакковых песчаников Чарской зоны. Значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ и $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ были рассчитаны по U-Pb возрасту обломочных цирконов (Приложение 12).

Таким образом, петрографическое изучение показало наличие в Итмурундинской зоне Центрального Казахстана двух групп песчаников, которые условно обозначены как Группа I (участки Центральный-1, Центральный-2) и Группа II (участки Восточный-1, Восточный-2). Песчаники Группы I по составу относятся к грауваккам и полевошпатовым грауваккам (рис. 4.2А), а также к литаренитам и полевошпатовым литаренитам (рис. 4.2Б) и характеризуются низким содержанием кварцевого компонента. Песчаники Группы II соответствуют полевошпат-кварцевым грауваккам, граувакковым аркозам (рис. 4.2А) и полевошпатовым литаренитам (рис. 4.2Б) с большим количеством в них моно- и поликристаллического кварца. Песчаники Успенской и Нуринской зон Тектурмасского пояса Центрального Казахстана по петрографическим классификациям соответствуют кварц-полевошпатовым грауваккам (рис. 4.8А) и полевошпатовым литаренитам (рис. 4.8Б). Петрографический состав песчаников коконьской свиты и фаменской толщи Жарминской зоны Восточного Казахстана соответствует полевошпатовым грауваккам и полевошпатовым литаренитам, а песчаников живет-франской толщи – полевошпат-кварцевым грауваккам и литит-полевошпатовым ареникам (рис. 4.14А, Б). Песчаники Чарской зоны Восточного Казахстана по

петрографическому составу классифицированы как граувакки, полевошпат-кварцевые граувакки (рис. 4.20А) и литарениты (рис. 4.20Б).

По химическому составу все изученные песчаники также соответствуют грауваккам (рис. 4.4А, 4.10А, 4.16А, 4.22А), а значения основных химических индексов определяют их как незрелые осадки (рис. 4.4Б, 4.10Б, 4.16Б, 4.22Б). Песчаники Группы I Итмурундинской зоны характеризуются более низкими концентрациями SiO_2 относительно песчаников Группы II (рис. 4.3А-Е), а также имеют более низкие концентрации легких лантаноидов на спектрах РЗЭ (рис. 4.5А, В). Песчаники Успенской зоны Тектурмасского пояса отличаются повышенными содержаниями легких лантаноидов на спектрах РЗЭ относительно образцов с Тектурмасской, Базарбайской и Нуринской зон (рис. 4.11А). Песчаники коконьской свиты и фаменской толщи Жарминской зоны Восточного Казахстана имеют в целом более низкие концентрации легких лантаноидов (рис. 4.17А). Полученные величины петрохимических модулей предполагают присутствие в питающей провинции вулканических пород основного-среднего состава.

С точки зрения изотопного состава Nd по породе для песчаников Группы I Итмурундинской зоны характерны только положительные значения $\epsilon\text{Nd}(t)$, в то время как песчаники Группы II отличаются резко отрицательными $\epsilon\text{Nd}(t)$ (рис. 4.6А). Изучение изотопного состава Hf в цирконе показало, что песчаники Группы I характеризуются исключительно положительными значениями $\epsilon\text{Hf}(t)$, при этом песчаники Группы II отличаются большим разбросом значений $\epsilon\text{Hf}(t)$ от сильно отрицательных до положительных (рис. 4.6Б). Для песчаников Базарбайской и Успенской зон Тектурмасского пояса получены положительные значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ и отрицательное $\epsilon\text{Nd}(t)$ для Нуринской зоны (рис. 4.12). Песчаники коконьской свиты и живет-франской толщи Жарминской зоны характеризуются положительными значениями $\epsilon\text{Nd}(t)$ (рис. 4.18А), а изотопия Hf в цирконе для песчаника коконьской свиты имеет положительный $\epsilon\text{Hf}(t)$ (рис. 4.18Б). Для песчаников Чарской зоны определены исключительно положительные значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ (рис. 4.24А) и $\epsilon\text{Hf}(t)$ (рис. 4.24Б).

ГЛАВА 5. СОСТАВ И ВОЗРАСТ ИСТОЧНИКОВ СНОСА ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАУВАККОВЫХ ПЕСЧАНИКОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

5.1. Состав магматических пород питающей провинции и их геодинамическая позиция

Петрографическое изучение песчаников Центрального и Восточного Казахстана показало, что они плохо сортированы, содержат большое количество слабо окатанных фрагментов вулканических пород и плагиоклаза, что говорит об их незрелости (рис. 4.1, 4.7, 4.13, 4.19). Изучение химического состава песчаников также демонстрирует, что породы относятся к незрелым осадкам (рис. 4.4, 4.10, 4.16, 4.22). Совокупность петрографических и геохимических характеристик позволила определить и/или подтвердить граувакковую природу песчаников во всех регионах исследования Центрального и Восточного Казахстана.

5.1.1. Центральный Казахстан

Песчаники Итмурундинской зоны и Тектурмасского пояса Центрального Казахстана характеризуются высокими концентрациями $Fe_2O_3+MgO = 5.3-15.1$ мас. % (ср. 9.5). На дискриминантных диаграммах точки их составов распределены преимущественно в полях вулканических островных дуг и активных континентальных окраин (рис. 5.1А, Б). На бинарных диаграммах видно, что химический состав песчаников Центрального Казахстана схож с надсубдукционными магматическими породами базальт-андезитового состава (рис. 5.2А-Г). Свидетельством образования граувакк за счет разрушения магматических комплексов служит наличие единых трендов изменения состава в зависимости от содержания SiO_2 (рис. 5.2А-Г), а также сходство их мультиэлементных спектров с таковыми для магматических пород надсубдукционного генезиса в целом (Pearce, 1982; Briquet et al., 1984) и таковых для Итмурундинской зоны и Тектурмасского пояса в частности (рис. 5.3А, Б). Спектры РЗЭ песчаников и магматических пород умеренно обогащены легкими лантаноидами ($La/Sm_N = 1.3-3.9$ и $0.5-3.9$ соответственно) и слабо дифференцированы в области тяжелых РЗЭ ($Gd/Yb_N = 1.07-2.36$ и $0.68-2.87$ соответственно) (рис. 5.3А, Б). Граувакковые песчаники Группы I Итмурундинской зоны характеризуются повышенными значениями Co/Th (2.5–18.5) и пониженными La/Sc (0.4–1.5), Zr/Sc (2.36–11.72) и Th/Sc (0.05–0.27) в сравнении с таковыми для песчаников Группы II ($Co/Th = 1.02-2.04$, $La/Sc = 1.3-1.8$, $Zr/Sc = 6.3-15.8$, $Th/Sc = 0.4-0.9$) (рис. 5.4А). Такое распределение указывает на то, что в области сноса для песчаников

Группы I преобладали, вероятно, базальты и андезиты, тогда как для песчаников Группы II в области сноса предполагаются породы более кислого состава (рис. 5.4А).

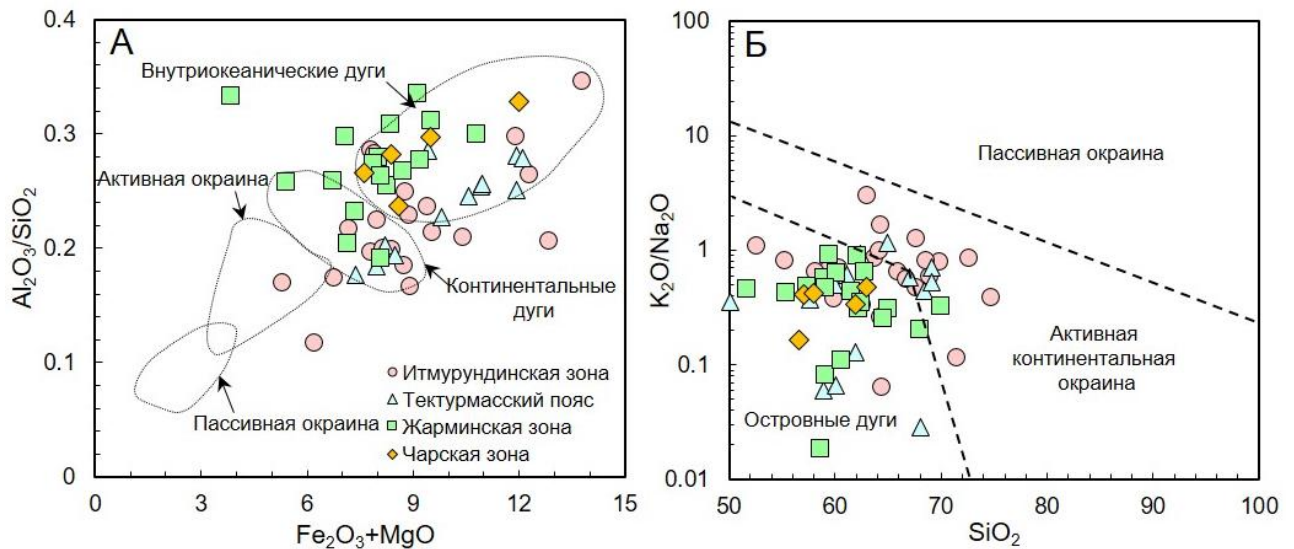


Рис. 5.1. Дискриминантные диаграммы $Fe_2O_3+MgO - Al_2O_3/SiO_2$ (А) (Bhatia, 1983) и $SiO_2 - K_2O/Na_2O$ (Б) (Roser, Korsch, 1986) для граувакковых песчаников Центрального и Восточного Казахстана.

Граувакки Центрального Казахстана имеют достаточно широкий диапазон значений Th/Sc при менее варьирующих величинах Zr/Sc отношения при положительной корреляции между ними (McLennan et al., 1993) (рис. 5.4Б). Такая корреляция подразумевает их происхождение в результате разрушения магматических комплексов, а не за счет переработки (рециклинга) осадков (McLennan et al., 1993; Cullers, 1994). На диаграмме $Zr/Sc-Th/Sc$ точки составов песчаников расположены рядом с точками средних составов базальтов и андезитов (рис. 5.4Б). Несколько точек занимают положение ближе к области пород кислого состава. Составы изученных песчаников в совокупности явно отражают тренд от основных до кислых источников, предполагая смену типа провинции от преимущественно базальтовых и андезибазальтовых к андезитовым и дацитовым (рис. 5.4Б). На диаграмме $Ti-Zr$ (Roser, Korsch, 1988) подавляющее большинство точек составов песчаников как Итмурундинской зоны, так и Тектурмасского пояса, распределены в поле андезитов, в меньшей степени они соответствуют базальтам (рис. 5.4В).

На дискриминантных треугольниках $Co-Th-Zr/10$ и $Th-La-Sc$ (Bhatia, Crook, 1986) видно, что точки составов большинства песчаников расположены в поле внутриокеанических островных дуг (рис. 5.5А, Б). При этом все точки составов песчаников Группы II Итмурундинской зоны и частично Успенской зоны Тектурмасского пояса распределены в поле континентальной дуги (рис. 5.5А, Б). На дискриминантном треугольнике, построенном по

петрографическим компонентам Q-F-L, все составы песчаников Группы I Итмурундинской зоны и Тектурмасского пояса попадают исключительно в поле внутриокеанической (незрелой) островной дуги (рис. 5.6). Особое положение занимают точки составов Группы II Итмурундинской зоны, расположенные в области рециклированного орогена (рис. 5.6). В целом, такое распределение может быть связано с уменьшением содержания фрагментов пород и полевых шпатов и смену доминирующего типа пород в области сноса от андезибазальтов к андезидацитам. Такое изменение состава может происходить в случае перехода незрелой (примитивной) вулканической дуги в более зрелую, что наблюдается в долгоживущих островных дугах, например, в Марианской (Ishizuka et al., 2011; Ribeiro et al., 2020).

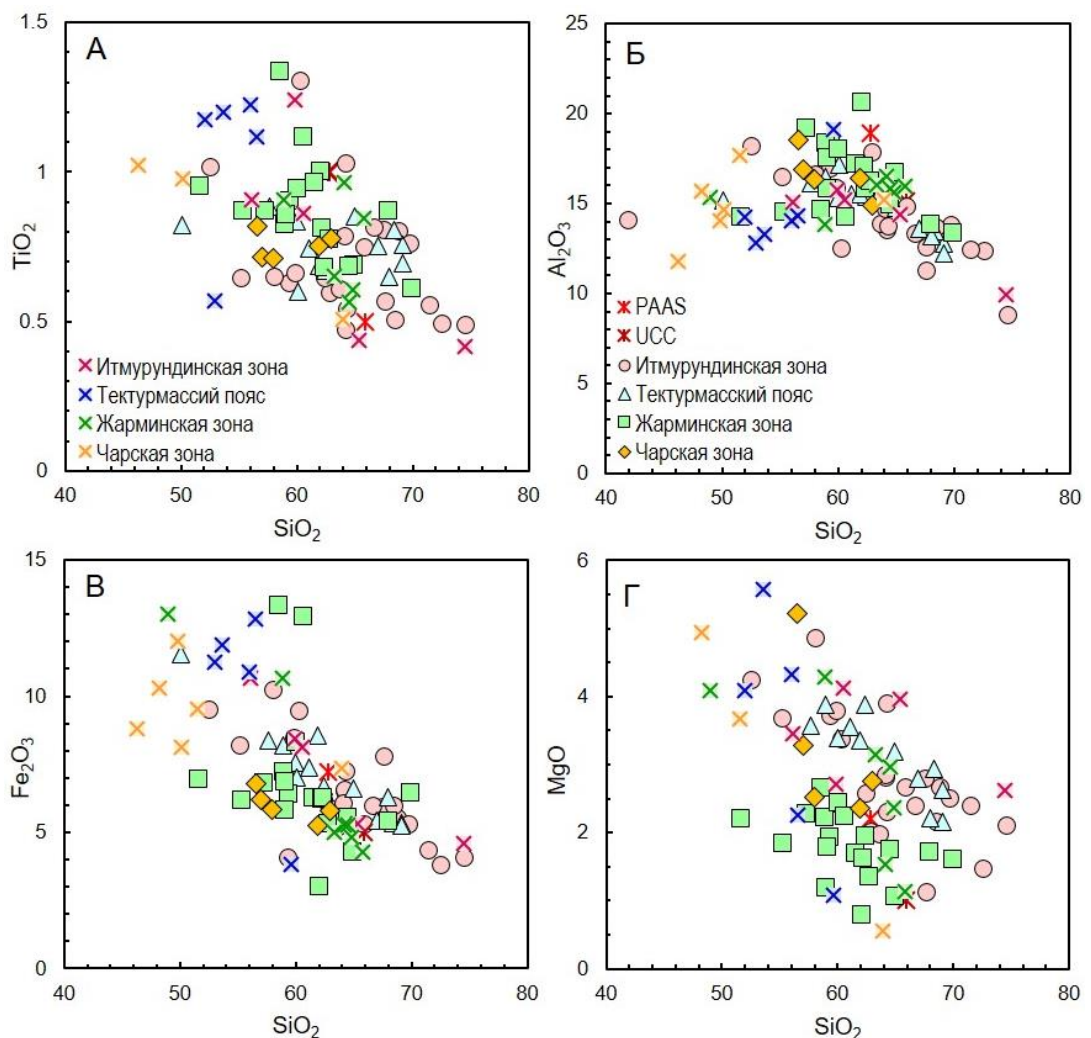


Рис. 5.2. Бинарные диаграммы для граувакковых песчаников и магматических пород базальт-андезитового состава Центрального и Восточного Казахстана. Точки составов магматических пород представлены из Итмурундинской зоны (Safonova et al., 2020; Перфилова и др., 2022), Тектурмасского пояса (Khassen et al., 2020), Жарминской и Чарской зон (Safonova et al., 2018, 2021).

При разрушении внутриокеанических островных дуг, таких как Идзу-Бонинская и Марианская, образуются песчаники, для которых характерны положительные значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ по породе и $\epsilon\text{Hf}(t)$ в цирконе, т.е. их магматические протолиты образовались из ювенильных источников (Woodhead et al., 2012; Barth et al., 2017; Ribeiro et al., 2020). Граувакковые песчаники, образованные при разрушении пород континентальных дуг, могут характеризоваться как положительными, так и отрицательными значениями $\epsilon\text{Nd}(t)$ и $\epsilon\text{Hf}(t)$, образующими, как правило, непрерывные последовательности значений, как, например, песчаники Китайского Алтая в западной части ЦАСП (Long et al., 2012) и Францисканского комплекса на северо-востоке Пацифики (Ghatak et al., 2013).

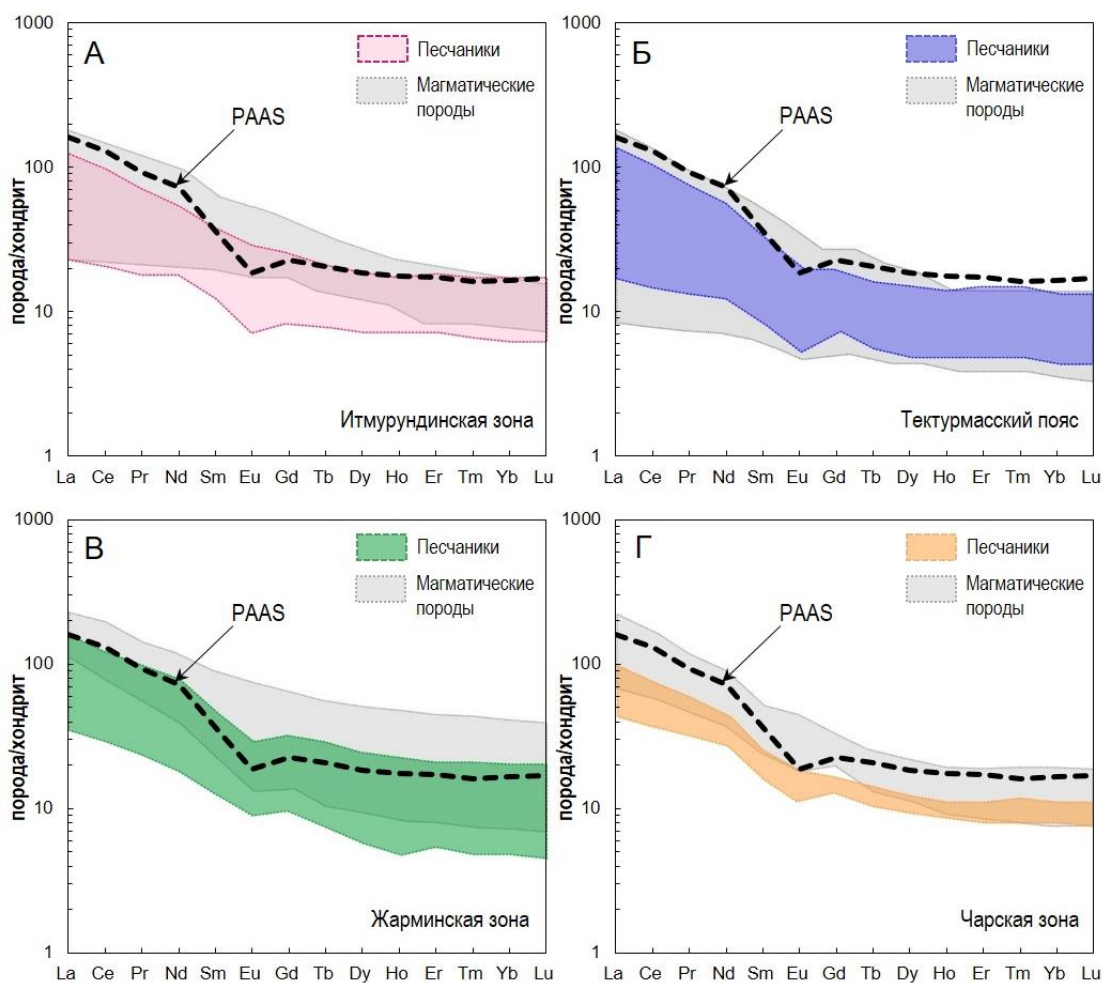


Рис. 5.3. Нормированные по хондриту кривые распределения РЗЭ для граувакковых песчаников и магматических пород из аккреционных и надсубдукционных комплексов Центрального и Восточного Казахстана (А-Г). Нормирование по (Sun, McDonough, 1989). PAAS по (Taylor, McLennan, 1985).

Для песчаников Группы I Итмурундинской зоны характерны положительные значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ по породе и $\epsilon\text{Hf}(t)$ в цирконе (рис. 4.6А, Б), указывающие на то, что магматические

протолиты в области сноса, были образованы из ювенильных источников. Кроме того, в центральной части Итмурундинской зоны, в пределах которой расположены песчаники Группы I, присутствуют андезибазальты, базальты и бониниты, также характерные для внутриокеанических островных дуг (Safonova et al., 2017, 2020; Гурова и др., 2022). Для песчаников Группы II получены отрицательные величины $\epsilon\text{Nd}(t)$ по породе и широкий разброс значений $\epsilon\text{Hf}(t)$ в цирконе от положительных до резко отрицательных (рис. 4.6А, Б), что предполагает наличие в источнике сноса как пород с ювенильными характеристиками, так и с рециклированными, т.е. содержащими долю древнего корового материала. Слегка отрицательные величины $\epsilon\text{Nd}(t)$ в одном образце Тектурмасского пояса (рис. 4.12) могут указывать на незначительное участие древнего материала в процессе образования магматических источников и/или контаминацию самих песчаников при сносе кластического материала с континентальной дуги и его отложение в обстановке задугового бассейна (рис. 01).

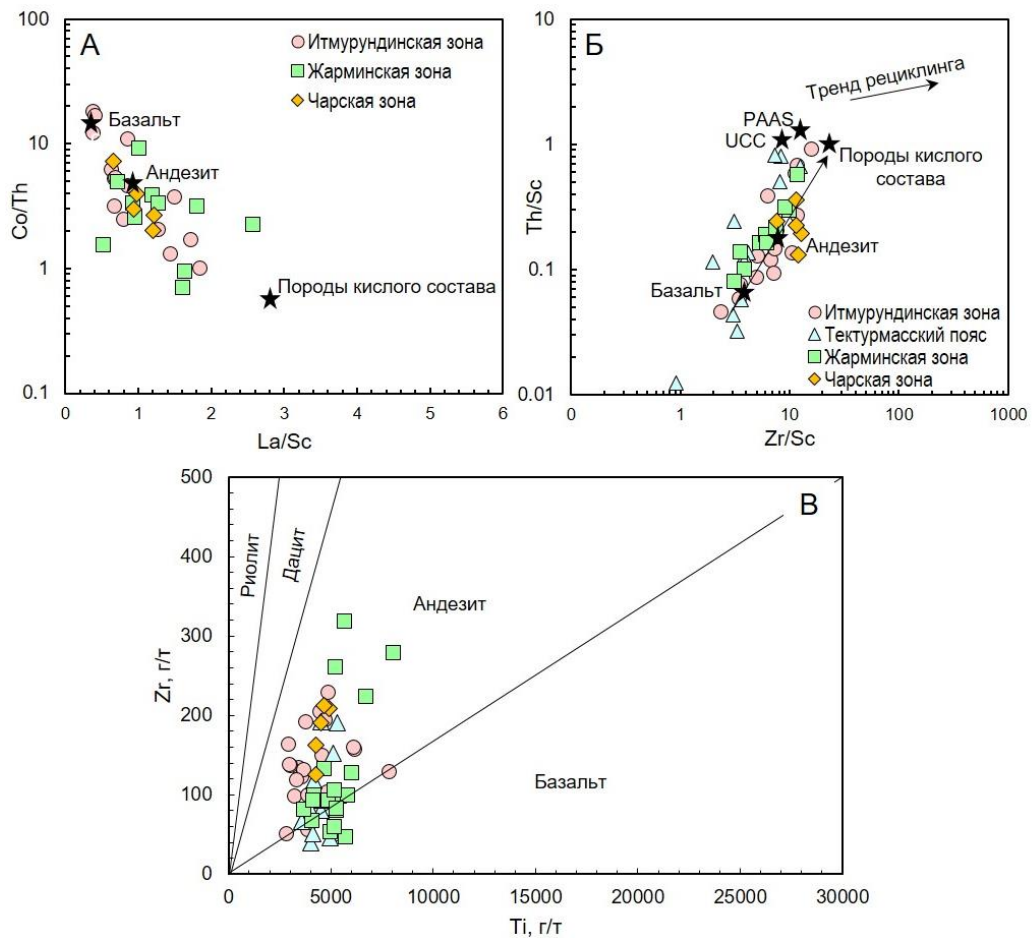


Рис. 5.4. Дискриминантные диаграммы $\text{La/Sc} - \text{Co/Th}$ (А), $\text{Zr/Sc} - \text{Th/Sc}$ (Б), $\text{Ti} - \text{Zr}$ (В) для граувакковых песчаников Итмурундинской зоны, Тектурмасского пояса, Жарминской и Чарской зон по (McLennan et al., 1993; Roser, Korsch, 1988).

5.1.2. Восточный Казахстан

Большинство точек составов граувакковых песчаников Жарминской зоны при $(Al_2O_3/SiO_2)_{cp.} = 0.3$ и $(Fe_2O_3+MgO)_{cp.} = 8.1$ распределено в области внутриокеанической дуги (рис. 5.1А, Б), хотя есть и единичные точки в поле континентальных дуг (рис. 5.1А) со значениями $(Al_2O_3/SiO_2)_{cp.} = 0.2$ и $(Fe_2O_3+MgO)_{cp.} = 6.9$. Все точки составов песчаников Чарской зоны относятся к области внутриокеанической островной дуги (рис. 5.1А, Б) со значениями $(Al_2O_3/SiO_2)_{cp.} = 0.3$ и $(Fe_2O_3+MgO)_{cp.} = 9.2$. По содержанию породообразующих оксидов песчаники Восточного Казахстана сравнимы с магматическими породами основного-среднего состава (рис. 5.2А-Г). Для них также обнаруживается сходство спектров распределения РЗЭ с магматическими породами, находящимися в ассоциации с ними (рис. 5.3В, Г).

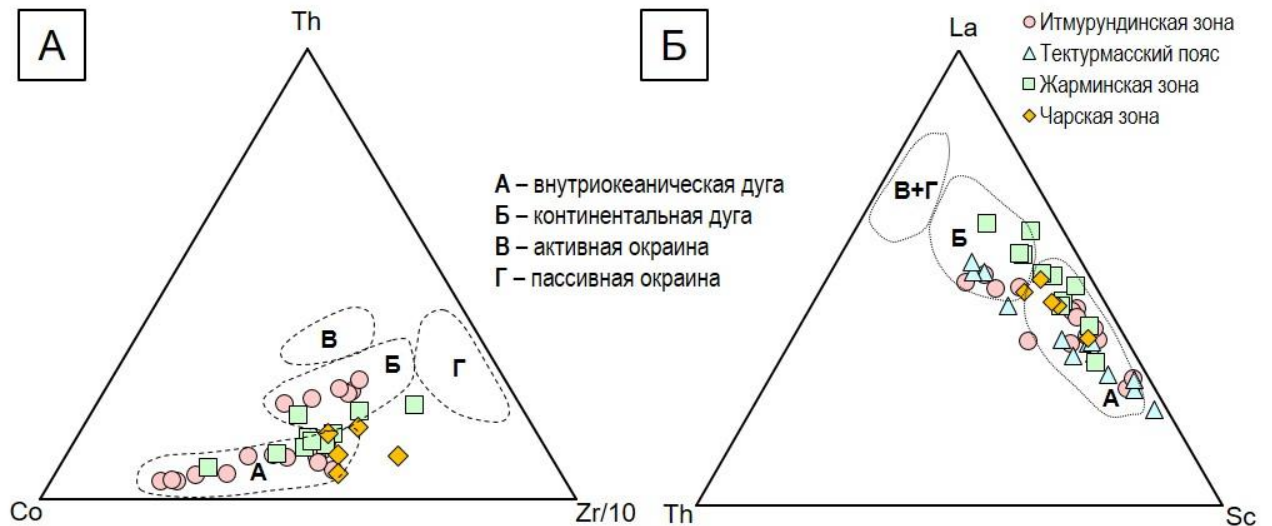


Рис. 5.5. Дискриминантные треугольники Co-Th-Zr/10 (А) и Th-La-Sc (Б) (Bhatia, Crook, 1986) для граувакковых песчаников Центрального и Восточного Казахстана.

Песчаники Жарминской зоны характеризуются достаточно широким разбросом значений $Co/Th = 0.7-9.2$ и более узким интервалом $La/Sc = 0.5-1.8$, что предполагает наличие в питающей провинции магматических пород андезитового и более кислого состава (рис. 5.4А). Для всех песчаников Чарской зоны характерны значения $Co/Th = 2-7.3$ и $La/Sc = 0.7-1.2$, указывающие на преобладание в области сноса магматических пород андезитового состава (рис. 5.4А).

На дискриминантной диаграмме Zr/Sc–Th/Sc (McLennan et al., 1993), точки составов песчаников Жарминской зоны расположены преимущественно в области базальтов и андезитов, в то время как точки песчаников Чарской зоны более тяготеют к андезитам (рис.

5.4Б). Несколько точек Жарминской зоны занимают близкое положение к области пород более кислого состава (рис. 5.4Б). На диаграмме Ti-Zr (Roser, Korsch, 1988) точки составов Чарской зоны распределены исключительно в поле андезитов, тогда как составы Жарминской зоны находятся как в поле андезитов, так и в области базальтов (рис. 5.4В). На дискриминантных треугольниках Co-Th-Zr/10 и Th-La-Sc (Bhatia, Crook, 1986) точки составов песчаников расположены преимущественно в области внутриокеанических островных дуг (рис. 5.5А, Б) и в меньшей степени распределены в поле континентальной дуги (рис. 5.5А, Б). На дискриминантном треугольнике Q-F-L все песчаники Чарской зоны попадают в поле внутриокеанической (незрелой) островной дуги (рис. 5.6). Самый большой разброс наблюдается для песчаников Жарминской зоны, т.к. их составы попадают сразу в три островодужных поля от зрелой островной дуги до внутриокеанической (рис. 5.6). Для большинства изученных песчаников Чарской и Жарминской зон Восточного Казахстана получены положительные значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ и $\epsilon\text{Hf}(t)$ (рис. 4.18А, Б, 4.24А, Б), подразумевающие преобладание в области сноса магматических пород с ювенильными характеристиками, что также характерно для внутриокеанических дуг.

5.2. Возраст магматизма и нижней границы осадконакопления

U-Pb датирование обломочных цирконов из грувакковых песчаников Центрального и Восточного Казахстана позволило установить возрастные рубежи магматизма в области сноса. Самые молодые возрасты цирконов каждой популяции позволили определить нижнюю границу осадконакопления.

5.2.1. Центральный Казахстан

Итмурундинская зона. Главные пики U-Pb возрастов обломочных цирконов из песчаников Группы I, отобранных из разрезов обалинской свиты, находятся в интервале ~469-445 млн лет (рис. 5.7), что указывает на их образование при разрушении средне-позднеордовикской магматической дуги (Safonova et al., 2022). В песчаниках присутствует также ограниченное количество цирконов с кембрийскими возрастными в интервале 507-480 млн лет ($n = 22$), которые согласуются с U-Pb возрастными плагиогранитов, находящихся в виде блоков в серпентинитовом меланже ультрамафит-мафитовых массивов Восточный Архарсу (520 ± 2 млн лет) и Кентералау (498 ± 8 и 476 ± 3 млн лет) (рис. 1.5) (Degtyarev et al., 2021a). Кроме того, в серпентинитовом меланже массива Кентералау диагностированы надсубдукционные диориты с возрастом 502 ± 4 млн лет (Safonova et al., 2020). В совокупности все данные U-Pb

датирования – по магматическим породам в меланже и по песчаникам – позволяют выделить два этапа надсубдукционного магматизма: 1) позднекембрийский, связанный с наличием в меланже диоритов и плагиогранитов с надсубдукционными геохимическими характеристиками; 2) средне-позднеордовикский, подтвержденный U-Pb возрастными данными обломочных цирконов в песчаниках с главными пиками на 469-445 млн лет. Унимодальный характер распределения U-Pb возрастов обломочных цирконов и отсутствие в выборке докембрийских возрастов предполагает, что снос обломочного материала происходил с внутриокеанической островной дуги.

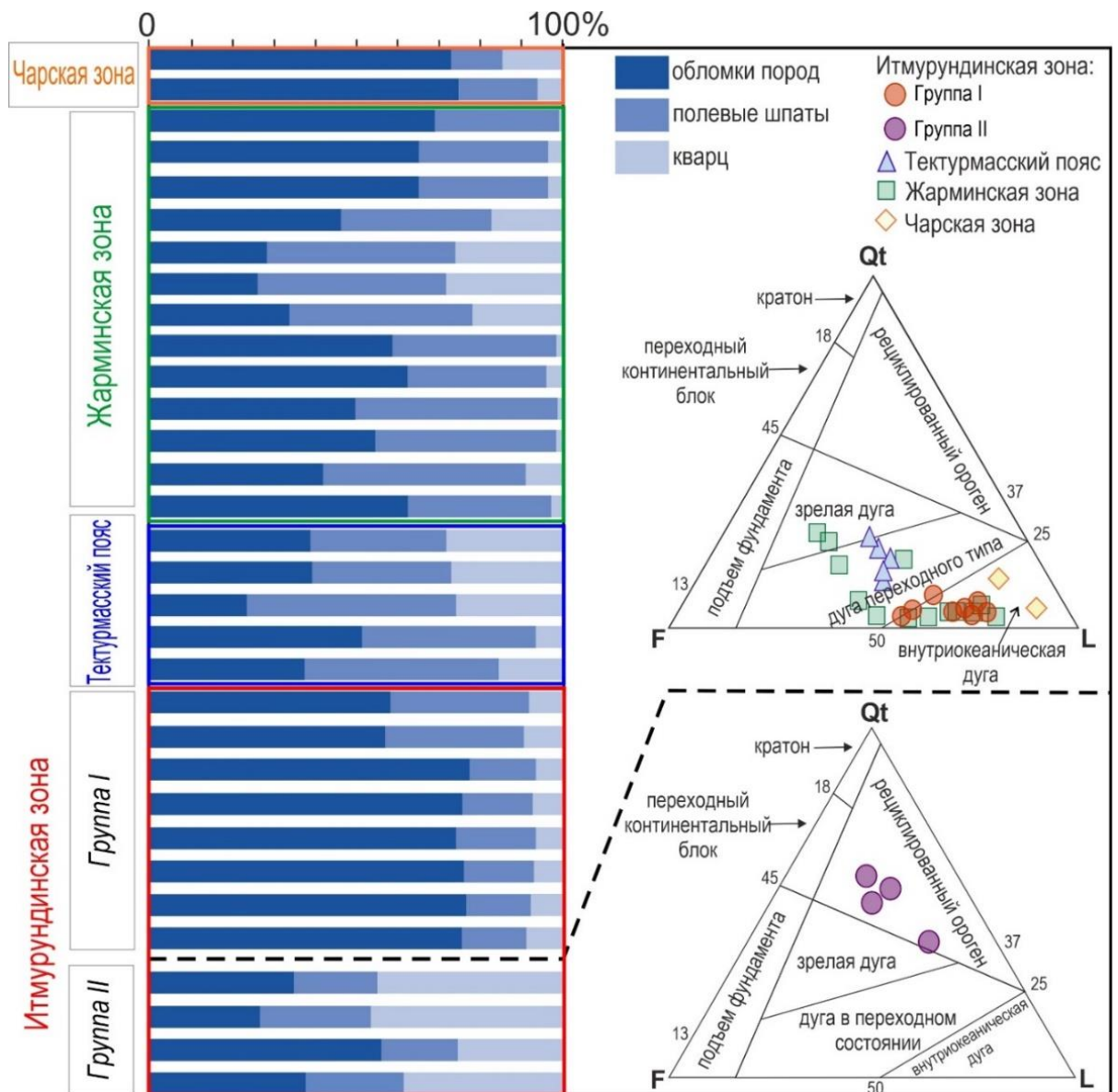


Рис. 5.6. Обобщенная схема петрографических составов граувакковых песчаников Центрального и Восточного Казахстана и их корреляция с разными геодинамическими обстановками по (Dickinson et al., 1983). Qt = сумма моно- и поликристаллического кварца, F = полевые шпаты, L = сумма обломков пород.

Для песчаников Группы II Итмурундинской зоны, отобранных из раннесилурийской ациозекской свиты, главные пики (462 и 461 млн лет) перекрываются с таковыми для Группы I (рис. 3.3Б, Д). То есть песчаники Группы II образовались при разрушении, вероятно той же среднеордовикской магматической дуги, что и песчаники Группы I. Однако для песчаников Группы II характерно полимодальное распределение U-Pb возрастов обломочных цирконов и присутствие докембрийских возрастов, что указывает на поступление в бассейн седиментации не только пород островной дуги, но и более древнего материала.

Для определения временного интервала осадконакопления песчаников Итмурундинской зоны использовались как данные U-Pb датирования цирконов, так и результаты микропалеонтологических исследований (Глава 2, раздел 2.3). Для определения палеонтологического возраста осадочных пород чаще всего используются микрофоссилии – конодонты и/или радиолярии – в глубоководных кремнях, кремнистых аргиллитах, алевролитах. Возрастные интервалы, полученные по микрофоссилиям из кремнистых пород, отвечают периоду осадконакопления в океанических обстановках, тогда как самые молодые U-Pb возрасты обломочных цирконов в песчаниках фиксируют нижнюю границу их накопления в обстановке задугового и/или преддугового бассейна, а также глубоководного желоба (рис. 01). Песчаники Группы I Итмурундинской зоны находятся в ассоциации с глубоководными осадочными породами казыкской свиты, средне-позднеордовикский возраст которых определен по находкам конодонтов в пелагических ленточных кремнях, гемипелагических кремнистых аргиллитах и кремнистых туффитах (Новикова и др., 1983; Никитин, 2002; Safonova et al., 2019; Degtyarev et al., 2020a). Микропалеонтологический возраст глубоководных осадков Итмурундинской зоны в целом согласуется с интервалом U-Pb возрастов обломочных цирконов из песчаников на 470-445 млн лет (рис. 3.1А, В; 3.2А, В, Д, Ж), т.е. глубоководное осадконакопление происходило одновременно с процессами надсубдукционного магматизма. При этом нижние границы осадконакопления песчаников Группы I (обалинская свита), определенные по средневзвешенным U-Pb возрастам популяций самых молодых цирконов, соответствуют 453-445, 442 и 433 млн лет, что подразумевает их накопление не ранее, чем в позднем ордовике - раннем силуре (рис. 3.1Б, Г; 3.2Б, Г, Е, З). Песчаники Группы II входят в состав раннесилурийской ациозекской свиты, возраст которой определен по граптолитам (Кошкин и др., 1987), что в целом не противоречит результатам датирования обломочных цирконов, определяющих максимальный возраст седиментации на уровне 459-452 млн лет (рис. 3.3В, Е).

Тектурмасский пояс. Главные пики U-Pb возрастов обломочных цирконов из песчаников Тектурмасского пояса на 454 и 451 млн лет (рис. 3.5А, В) указывают на их

образование в результате разрушения позднеордовикской магматической дуги. Среднекембрийский возрастной пик на 510 млн лет получен только для песчаника из Успенской зоны (рис. 3.5А), предполагающий существование и среднекембрийской магматической дуги, фрагменты которой сохранились также в Итмурундинской зоне (рис. 5.7). Раннеордовикские возрасты соответствуют возрасту надсубдукционных плагиогранитов (453 ± 4 млн лет) из верхней плутонической части разреза офиолитов северной части Тектурмасской зоны (Degtyarev et al., 2021b). В то же время надсубдукционные магматические комплексы с возрастными около 510 млн лет в пределах Тектурмасского пояса до настоящего времени по-прежнему диагностированы не были. Унимодальный характер распределения U-Pb возрастов обломочных цирконов из песчаника Нуринской зоны подразумевает его образование за счет разрушения и последующего сноса материала с позднеордовикской внутриокеанической дуги. Наличие двух пиков на спектре U-Pb возрастов для песчаника Успенской зоны предполагает его образование, вероятно, за счет разрушения двух магматических дуг – среднекембрийской и позднеордовикской. Нижняя граница осадконакопления, определенная по средневзвешенному возрасту популяции самых молодых цирконов из песчаников Нуринской и Успенской зон Тектурмасского пояса, установлена на уровне 439 ± 3 и 437 ± 3 млн лет (рис. 3.5Б, Г), соответственно, что указывает на их осадконакопление не раньше, чем в раннем силуре.

Таким образом, в питающей провинции песчаников Тектурмасского пояса можно выделить два этапа надсубдукционного магматизма: 1) среднекембрийский, который фиксируется главным пиком U-Pb возрастов обломочных цирконов из грауваккового песчаника на 510 млн лет; 2) позднеордовикский, подтвержденный U-Pb возрастными обломочных цирконов в песчаниках с главными пиками в интервале 454-451 млн лет (рис. 3.5А, В). При этом и средне-позднекембрийские, и позднеордовикские возрасты в песчаниках Тектурмасского пояса совпадают с таковыми для песчаников Итмурундинской зоны (рис. 5.7).

5.2.2. Восточный Казахстан

Унимодальные распределения U-Pb возрастов обломочных цирконов из песчаников Жарминской и Чарской зон характеризуются схожими пиками на 340 и 325 млн лет (рис. 5.7), подразумевая наличие магматической дуги раннекаменноугольного возраста. Кроме этого, в песчанике, отобранном из живет-франской толщи в пределах Жарминской зоны, получены распределения U-Pb возрастов цирконов с пиками на 453 (поздний ордовик), 434 (поздний силур) и 402 (ранний девон) млн лет (рис. 3.6Ж). Такое распределение может указывать на

наличие в области сноса материала либо с одной долгоживущей островной дуги, либо с нескольких дуг разного возраста.

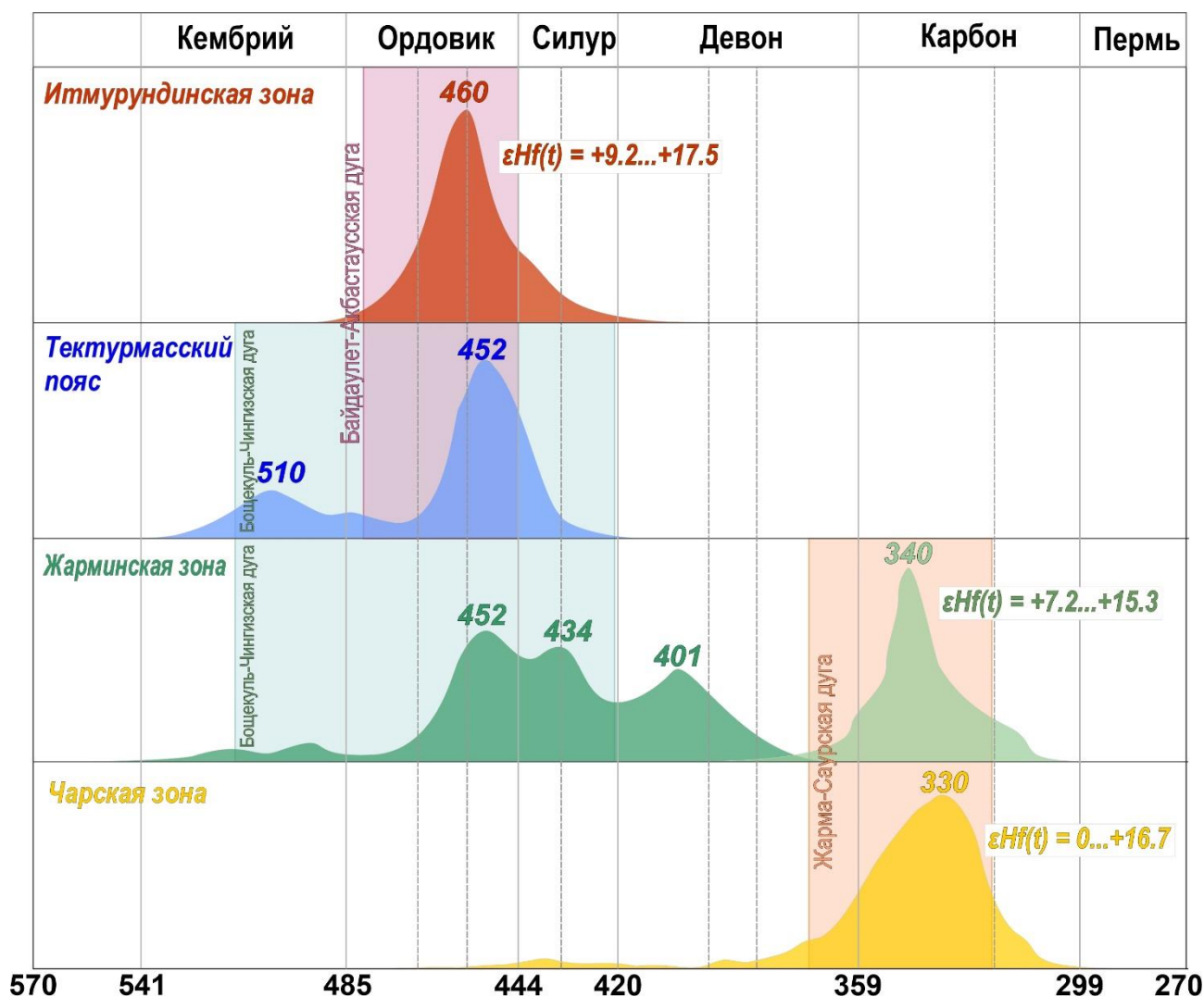


Рис. 5.7. Обобщенные гистограммы и кривые распределения U-Pb возрастов обломочных цирконов из граувакковых песчаников Центрального и Восточного Казахстана. Данные по возрасту островодужных систем, показанные цветовыми полями, представлены по (Shen et al., 2015; Chen et al., 2016; Li et al., 2017; Hong et al., 2017; Safonova et al., 2018).

В песчаниках Чарской зоны присутствуют единичные зерна с позднедевонскими возрастaми, которые совпадают с таковыми для надсубдукционных магматических пород основного и среднего состава Чарской зоны (Safonova et al., 2018). В целом для Чарской зоны по результатам U-Pb датирования цирконов из магматических пород надсубдукционный магматизм зафиксирован в интервале 413-387 и 340-309 млн лет (рис. 5.8), а по результатам датирования обломочных цирконов – в интервале 345-325 и 380-370 млн лет (рис. 3.7А, В, Д, Ж; 3.9А, В). Данные по U-Pb возрасту цирконов из гранитоидов (382-374 млн лет) южной

части Жарма-Саурской зоны на северо-западе Китая (Hong et al., 2017) соответствуют позднедевонским возрастам обломочных цирконов из песчаников Восточного Казахстана.

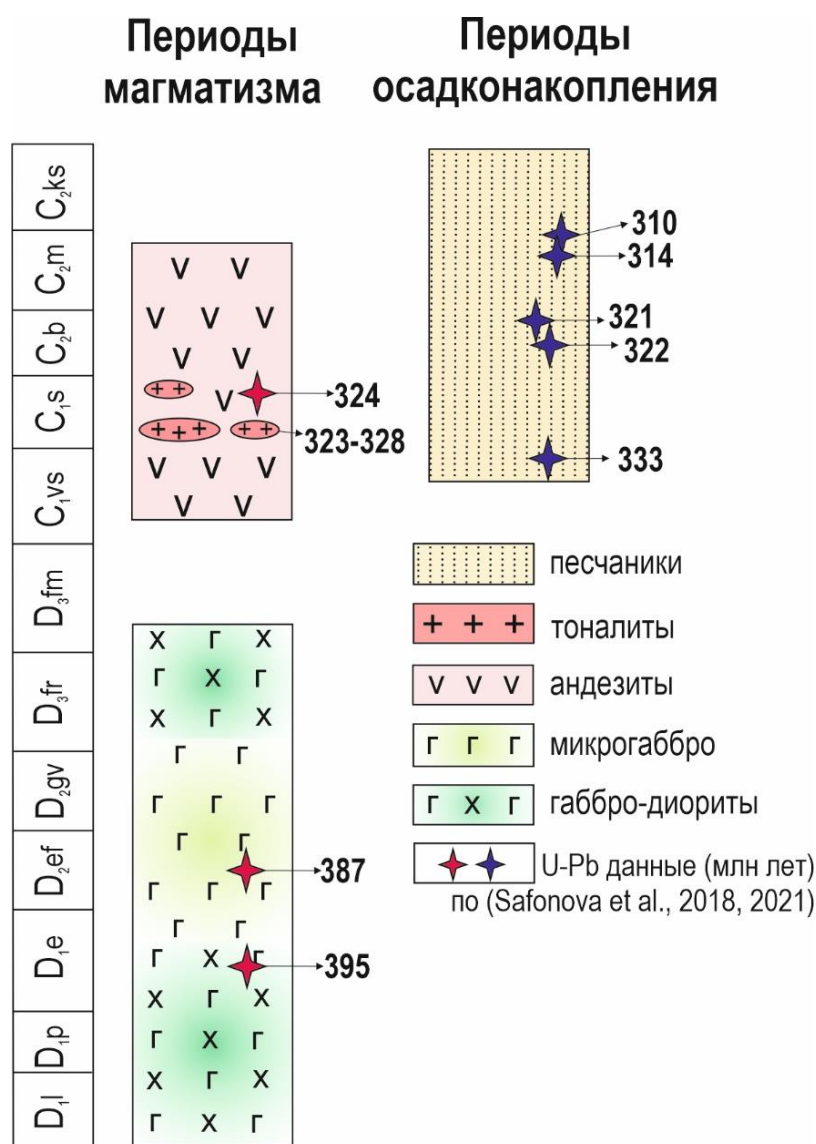


Рис. 5.8. Обобщенная колонка этапов магматизма и осадконакопления в пределах Чарской зоны по (Safonova et al., 2021).

В пределах Жарминской зоны сохранились фрагменты обеих островных дуг, хотя островная дуга каменноугольного возраста сохранилась как в северной (Казахстан), так и в южной (северо-западный Китай) частях Жарма-Саурской зоны по сравнению с островной дугой девонского возраста, фрагментов которой пока достоверно не установлено. Фрагменты ордовик-силурийской островной дуги находятся в современных координатах к юго-западу от Жарминской зоны и входят в состав Чингизской палео-островодужной системы (рис. 1.23).

Нижние границы осадконакопления песчаников Жарминской зоны определены по средневзвешенным возрастам популяции самых молодых цирконов на уровне 333 ± 6 , 331 ± 2 ,

309±4 млн лет, что подразумевает их накопление не ранее, чем в раннем и среднем карбоне (рис. 3.6Б, Г, Е). Нижняя граница осадконакопления песчаника живет-франской толщи, также определенная по популяции самых молодых цирконов, отвечает возрасту 381±6 млн лет и указывает на то, что седиментация началась не ранее, чем в позднем девоне (рис. 3.6З).

Нижняя граница осадконакопления для граувакк Чарской зоны установлена на рубеже серпуховского (333±5 млн лет) (рис. 3.8Г), башкирского (322±2, 321±5 и 320±3 млн лет) (рис. 3.7Е, З, 3.8Б) и московского (314±5 и 310±2 млн лет) (рис. 3.7Б, Г) ярусов раннего и среднего карбона. По результатам U-Pb датирования габброидов Прииртышского и Аргимбайского комплексов, расположенных в юго-западной части Чарской зоны, получены возрасты 297±1 и 293±2 млн лет (Хромых и др., 2020). Эти возрастные датировки позволяют нам предположить, что отложение изученных песчаников закончилось до начала перми.

5.3. Источники сноса и обстановки накопления граувакковых песчаников

Петрографические характеристики, химический состав, значения отношений $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (рис. 4.4А, 4.10А, 4.16А, 4.22А), а также высокие величины ICV и низкие значения CIA песчаников всех изученных объектов Центрального и Восточного Казахстана (рис. 4.4Б, 4.10Б, 4.16Б, 4.22Б) указывают на их незрелость (Pettijohn et al., 1972), слабую степень выветривания в питающей провинции и накопление в непосредственной близости от источника сноса.

5.3.1. Центральный Казахстан

Для всех изученных песчаников Итмурундинской зоны полученные U-Pb возрасты обломочных цирконов в интервале ~470-445 млн лет, геохимические характеристики близкие к надсубдукционным магматическим породам основного-среднего состава, а также преимущественно положительные изотопные значения $\varepsilon\text{Nd}(t)$ и $\varepsilon\text{Hf}(t)$, в совокупности указывают на их накопление за счет сноса материала с внутриокеанической островной дуги средне-позднеордовикского возраста (рис. 3.1А, В, 3.2А, В, Д, Ж; 4.4А, Б, 4.5А-Г, 4.6А, Б). Полученные данные позволяют предположить, что источником материала для песчаников Итмурундинской зоны и Тектурмасского пояса могли быть кембрийские и ордовикские магматические комплексы Бошекуль-Чингизской дуги и ордовикские комплексы Байдаулет-Акбастауской дуги (рис. 5.9А, Б, Г). Наличие докембрийских цирконов с мезопротерозойскими и раннепротерозойскими возрастными 990-890 млн лет свидетельствуют о возможном сносе материала также с Актау-Джунгарского

микроконтинента, в котором широко распространены породы с такими же возрастными (Дегтярев и др., 2008; Tretyakov et al., 2015; Kanuygina et al., 2021). Корреляция U-Pb возрастных датировок для граувакковых песчаников Итмурундинской зоны и Тектурмасского пояса Центрального Казахстана, и близких по возрасту и структурной позиции поясов Тангбале и Майли в Западной Джунгарии отражает явное сходство их главных пиков, отвечающих среднему-позднему ордовику, на унимодальных гистограммах распределения U-Pb возрастов (рис. 5.9А-В). Кроме того, U-Pb возраст цирконов из андезита Майкаинской зоны, где находятся комплексы Байдаулет-Акбастаусской дуги, соответствует 475-441 млн лет (рис. 5.9Г). Значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ для граувакк Итмурундинской зоны и Тектурмасского пояса согласуются с таковыми для надсубдукционных вулканитов этих же зон (рис. 5.10А). Значения $\epsilon\text{Hf}(t)$ для граувакк Итмурундинской зоны имеют сходство с граувакками поясов Тангбале и Майли, а также с андезитом Майкаинской зоны (рис. 5.10Б).

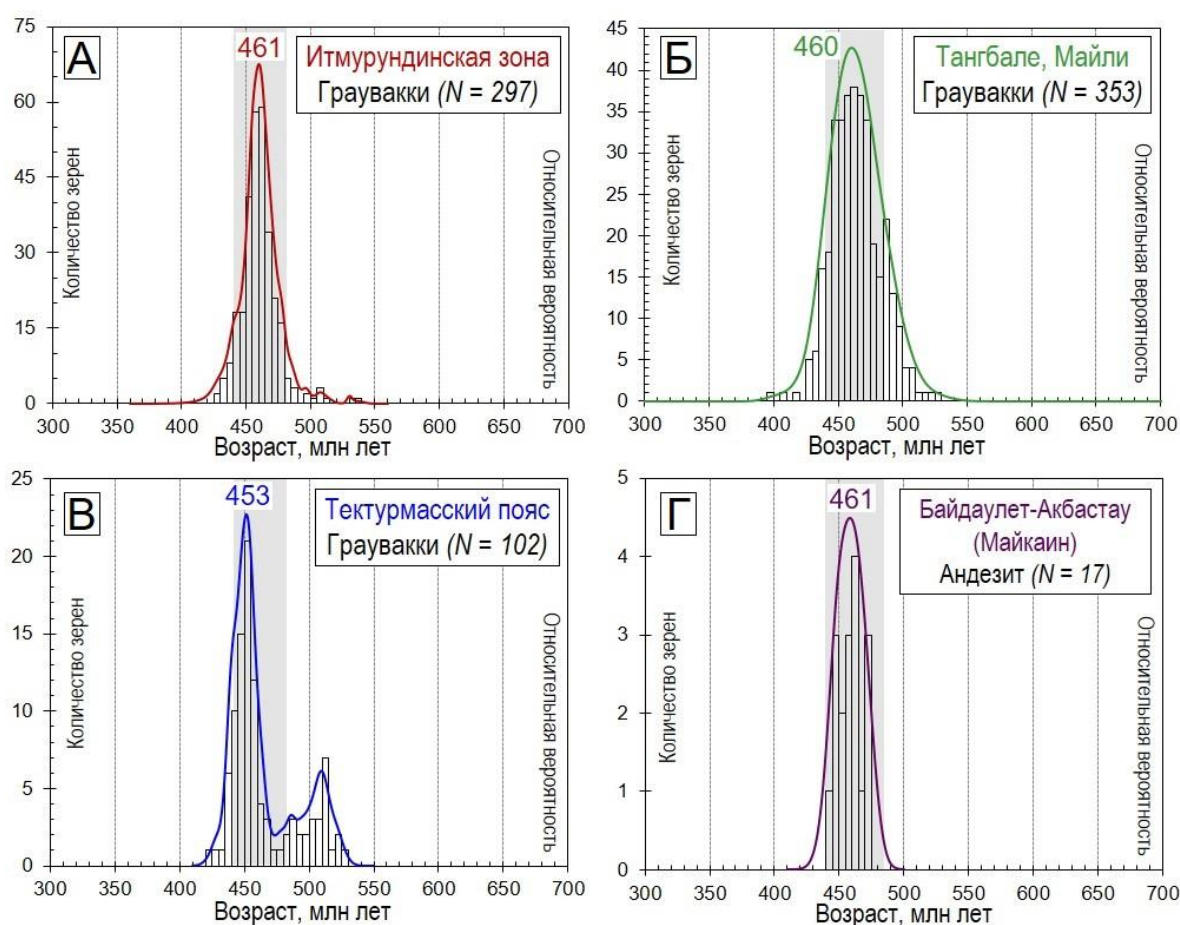


Рис. 5.9. Гистограммы и кривые распределения обломочных цирконов из палеозойских граувакковых песчаников Итмурундинской зоны (А) и Тектурмасского пояса (Б) Центрального Казахстана, поясов Тангбале, Майли Западной Джунгарии (В) северо-западного Китая (Choulet et al., 2012), из андезита Майкаинской зоны Северного Казахстана (Г) (Pan et al., 2015). Значения конкордантности приведены на уровне $\pm 10\%$.

В ордовике Байдаулет-Акбастаусская островная дуга была обрамлена бассейнами с океанической корой, комплексы которых представлены в Тектурмасском поясе и Итмурундинской (Северо-Балхашской) зоне. Наиболее древние породы представлены раннеордовикскими надсубдукционными офиолитами, возраст которых был определен по плагиогранитам (473 ± 2 млн лет) в блоках серпентинитового меланжа в Тектурмасском поясе (Degtyarev et al., 2021b). В Итмурундинской зоне также были получены данные по раннеордовикским надсубдукционным плагиогранитам в блоках меланжа из массива Кентералау с возрастом 476 ± 3 млн лет (Degtyarev et al., 2021a). Согласно модели (Degtyarev et al., 2021b), во фронтальной части Байдаулет-Акбастаусской островной дуги в позднем ордовике сформировался аккреционный комплекс, представляющий собой олистостромовую формацию с пластинами (олистолитами) в ней более древних кремнистых пород. В раннем силуре вероятно происходило активное накопление обломочных пород в области преддугового бассейна/глубоководного желоба и затухание магматической активности островной дуги.

Граувакковые песчаники Итмурундинской зоны могли образоваться за счет размыва пород ордовикской Байдаулет-Акбастаусской островодужной системы (рис. 5.7). Можно предположить, что накопление песчаников обалинской свиты началось не раньше позднего ордовика, в обстановке преддугового бассейна и/или глубоководного желоба. Доказательством для этого служат (1) ордовикский возраст подавляющего количества магматических цирконов; (2) унимодальное распределение U-Pb возрастов; (3) положительные значения $\epsilon_{Nd}(t)$ и $\epsilon_{Hf}(t)$ (рис. 3.1А, В; 3.2А, В, Д, Ж; 4.6А, Б; 5.10А, Б). Песчаники ащиозекской свиты содержат большое количество докембрийских цирконов, характеризуются отрицательными значениями $\epsilon_{Nd}(t)$ и широким разбросом значений $\epsilon_{Hf}(t)$ (рис. 3.3А, Г, 5.10А). Их накопление началось при разрушении островной дуги не ранее, чем в начале позднего ордовика. Однако наличие в них более древних цирконов и иные изотопные характеристики явно указывают на то, что в бассейн седиментации поступал материал не только с островной дуги, но и с более древнего сиалического континентального блока.

Граувакки Тектурмасского пояса, имеющие схожие характеристики с таковыми в Итмурундинской зоне, также могли образоваться при разрушении Байдаулет-Акбастаусской дуги (рис. 5.7). Песчаники Нурунской зоны характеризуются унимодальным распределением U-Pb возрастов обломочных цирконов с главным позднеордовикским пиком на 454 млн лет и наличием докембрийских возрастных меток ($n = 12$), а также слабо отрицательным значением $\epsilon_{Nd}(t) = -2.2$ (рис. 4.12). При этом бимодальное распределение U-Pb возрастов цирконов с главными пиками на 451 и 510 млн лет, а также положительные значения $\epsilon_{Nd}(t) = +2.4, +2.6$ в

песчаниках Успенской зоны указывают на то, что их накопление происходило, вероятно, во фронтальной части Байдаулет-Акбастауской островной дуги в составе аккреционной призмы, которая увеличивалась в размере в сторону океана (Degtyarev et al., 2021). Среднекембрийский возраст пик (510 млн лет) подразумевает наличие в области сноса песчаников комплексов раннепалеозойской Бошекуль-Чингизской островной дуги (рис. 5.7), в составе которой выделяются толеитовые и известково-щелочные породы от основного до кислого состава (базальты, андезибазальты, андезиты, дациты) (Дегтярев, Рязанцев, 2007; Windley et al., 2007; Degtyarev, 2011; Shen et al., 2015, 2018). Среднекембрийский возраст вулканических пород в пределах Бошекуль-Чингизской островодужной системы определен по результатам U-Pb датирования цирконов из дацита (502 ± 3 млн лет) (Shen et al., 2015). Для плутонических пород, а именно тоналитов, также были получены конкордантные U-Pb возрасты цирконов на уровне 524 ± 4 , 491 ± 3 и 489 ± 3 млн лет (Рязанцев и др., 2009; Shen et al., 2015, 2018), что соответствует раннему и позднему кембрию. Изотопные характеристики как вулканических, так и плутонических пород Бошекуль-Чингизской дуги в целом согласуются с данными по песчаникам Тектурмасского пояса и имеют только положительные значения $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = +9.7 \dots +17.2$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = +4.9 \dots +6.7$ (Shen et al., 2015), подразумевающие их происхождение за счет плавления ювенильного мантийного источника.

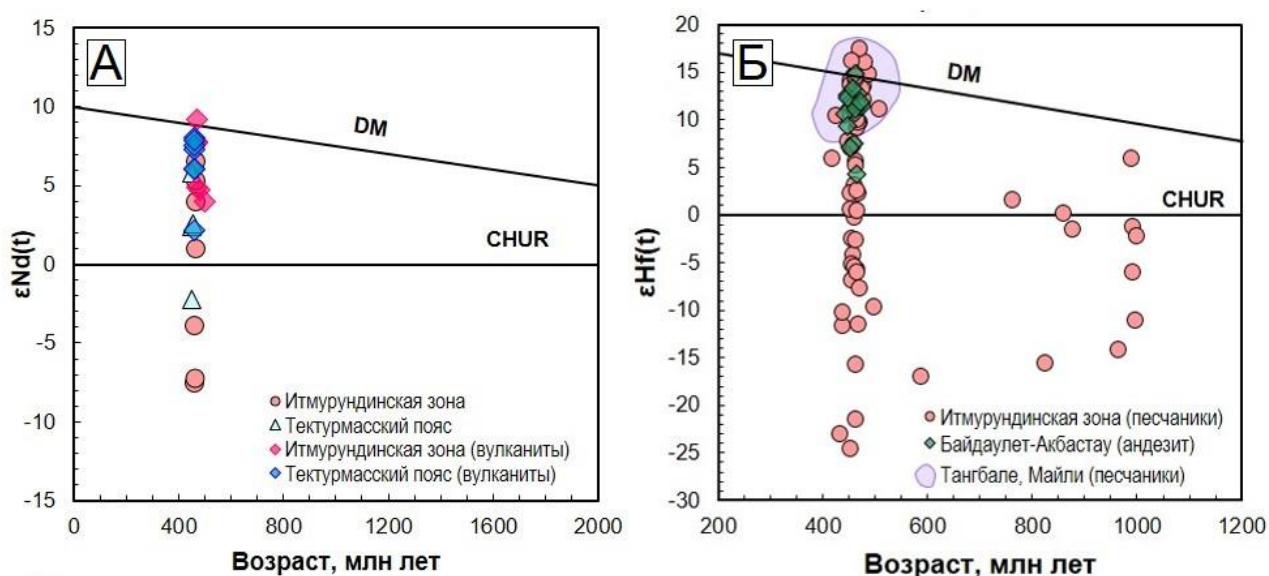


Рис. 5.10. Графики $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ для граувакк и вулканических пород Итмурундинской зоны и Тектурмасского пояса (А) и $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ для граувакк Итмурундинской зоны, поясов Тангбале, Майли, андезита из Майкаинской зоны (Б) по (Choulet et al., 2012; Pan et al., 2015; Safonova et al., 2020; Гурова и др., 2022).

В образцах из Нуринской и Успенской зон присутствует небольшое количество докембрийских цирконов, при этом в образце ТК-27 ($n = 12$; Нуринская зона) их больше, чем

в образце ТК-17 ($n = 5$; Успенская зона) (рис. 3.5Б, Г). Источниками докембрийских цирконов могли быть комплексы континентального блока, расположенного на севере и западе палеозоид Казахстана (Дегтярев, 1999; Koren et al., 2003; Windley et al., 2007). Более близкое расположение Нуринской зоны относительно континентального блока, вероятно, является причиной большего количества докембрийских цирконов в песчаниках. Нижние возрастные границы начала осадконакопления в обеих зонах близки между собой и соответствуют раннему силуру, что согласуется также и со стратиграфическими данными (Koren et al., 2003).

5.3.2. Восточный Казахстан

В составе Жарминской зоны выделяются осадочные породы океанического происхождения и островодужные магматические комплексы (Геологическая..., 1962, 2014; Щерба и др., 1998; Дегтярев, 2012; Хромых, 2020; Safonova et al., 2021; Hu et al., 2022). Полученные нами данные по петрографии и геохимии граувакковых песчаников Жарминской зоны указывают на то, что эти породы образовались за счет разрушения магматических пород основного-среднего состава (рис. 5.4А, В). Магматические породы, находящиеся в ассоциации с песчаниками, имеют преимущественно надсубдукционные характеристики. Согласно работам (Chen et al., 2016; Safonova et al., 2018; Хромых, 2020), Жарма-Саурская островодужная система сформировалась в позднем девоне и эволюционировала вплоть до конца раннего карбона, что подтверждается полученными нами данными по граувакковым песчаникам, формирование которых происходило в результате разрушения незрелой дуги раннекаменноугольного возраста (рис. 5.7). Для островодужных комплексов Жарма-Саурской дуги получены результаты по U-Pb датированию цирконов преимущественно в северо-западной части Китая (Западная Джунгария). Раннекаменноугольные возрасты в интервале ~335-328 млн лет получены для андезитов и андезибазальтов Жарма-Саурской островодужной системы (Deng et al., 2014; Xu et al., 2022), что согласуется также и с данными, полученными по граувакковым песчаникам. Позднедевонско-раннекаменноугольные (380-356 млн лет) гранитоиды в пределах Саурской зоны, имеющие надсубдукционные геохимические признаки, имеют положительные значения $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = +6...+16$, что также подразумевает ювенильный тип их источника (Chen et al., 2010; Li et al., 2016a; Hong et al., 2017).

Кроме этого, для песчаника, отобранного из живет-франской толщи Жарминской зоны (рис. 1.26), были получены U-Pb возрастные определения, которые достаточно четко определяют три главных пика магматизма в источнике сноса – позднеордовикский, раннесилурийский, раннедевонский (рис. 5.7). Это позволяет нам предположить их

образование за счет размыва пород Бошекуль-Чингизской островодужной системы (Дегтярев, 2012; Буслов, 2014).

Результаты U-Pb датирования обломочных цирконов из граувакковых песчаников коконьской свиты Жарминской зоны с главными пиками на 340 и 325 млн лет (рис. 5.7) подразумевают, что их образование связано с разрушением и последующим переносом материала Жарма-Саурской островной дуги. Для песчаников характерны исключительно положительные значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ и $\epsilon\text{Hf}(t)$ (рис. 4.18А, Б), указывающие на ювенильный тип магматического протолита в источнике сноса. Это также подтверждает высказанные ранее предположения об энсиматическом характере островной дуги (Диденко, Морозов, 1999; Дегтярев, 2012). Петрографические и геохимические признаки песчаников, отражающие их незрелость, наличие плохой сортировки материала и плохо окатанных фрагментов пород и минералов (рис. 4.13А-Е; 4.16Б), указывают на то, что их накопление могло происходить в непосредственной близости от островной дуги за достаточно короткий промежуток времени (раздел 5.1). Для песчаников, отобранных из живет-франской толщи Жарминской зоны, можно выделить сразу несколько разновозрастных источников сноса: 1) средне-позднеордовикские породы Бошекуль-Чингизской дуги; 2) силурийские комплексы надсубдукционных пород, связанные с развитием средне-позднепалеозойских вулканоплутонических поясов; 3) раннедевонские кислые породы вулканоплутонического пояса.

Петрографические и геохимические данные по песчаникам Чарской зоны указывают на то, что эти породы были образованы в результате разрушения магматических пород основного-среднего состава (Глава 4, раздел 4.4; рис. 5.4). По результатам U-Pb датирования определены главные пики магматизма на рубеже 345-340 и 330-325 млн лет, а также менее проявленные возрастные интервалы на уровне 440-430 и 380-370 млн лет (рис. 5.7). Кроме того, U-Pb возрастные датировки были получены из островодужных магматических пород Чарской зоны, предполагающие две стадии магматизма – девонскую и раннекаменноугольную (рис. 5.8) (Safonova et al., 2018). Цирконы ордовикского возраста из песчаников Чарской зоны имеют неизвестный источник, поскольку в пределах Чарской зоны не было диагностировано ордовикских надсубдукционных магматических пород.

Унимодальное распределение U-Pb возрастов обломочных цирконов из песчаников Чарской зоны с главным пиком на 340 млн лет совпадает с пиком на 345 млн лет, полученным из песчаников Тарбагатайской зоны западной Джунгарии (Chen et al., 2016; Borgubolov et al., 2018) (рис. 5.11А, Б). В пределах Тарбагатайской зоны так же, как и в Чарской, содержатся надсубдукционные магматические комплексы и породы аккреционного комплекса, разные типы меланжа и породы океанического генезиса (Safonova et al., 2012, 2018; Chen et al., 2016).

Обе зоны характеризуются южной вергентностью проявления деформаций (Buslov et al., 2004), предполагающей направление субдукции под Жарминскую островодужную систему, а также присутствием океанических фрагментов, предположительно ордовикского возраста (Полянский и др., 1979; Ермолов и др., 1981; Беляев, 1985; Safonova et al., 2017). Однако раннекаменноугольный возрастной интервал, полученный для песчаников Чарской зоны, также согласуется с возрастом магматизма Жарма-Саурской островной дуги. Эти данные позволяют предположить образование песчаников за счет размыва пород Жарма-Саурской дуги и их последующее накопление в бассейне седиментации.

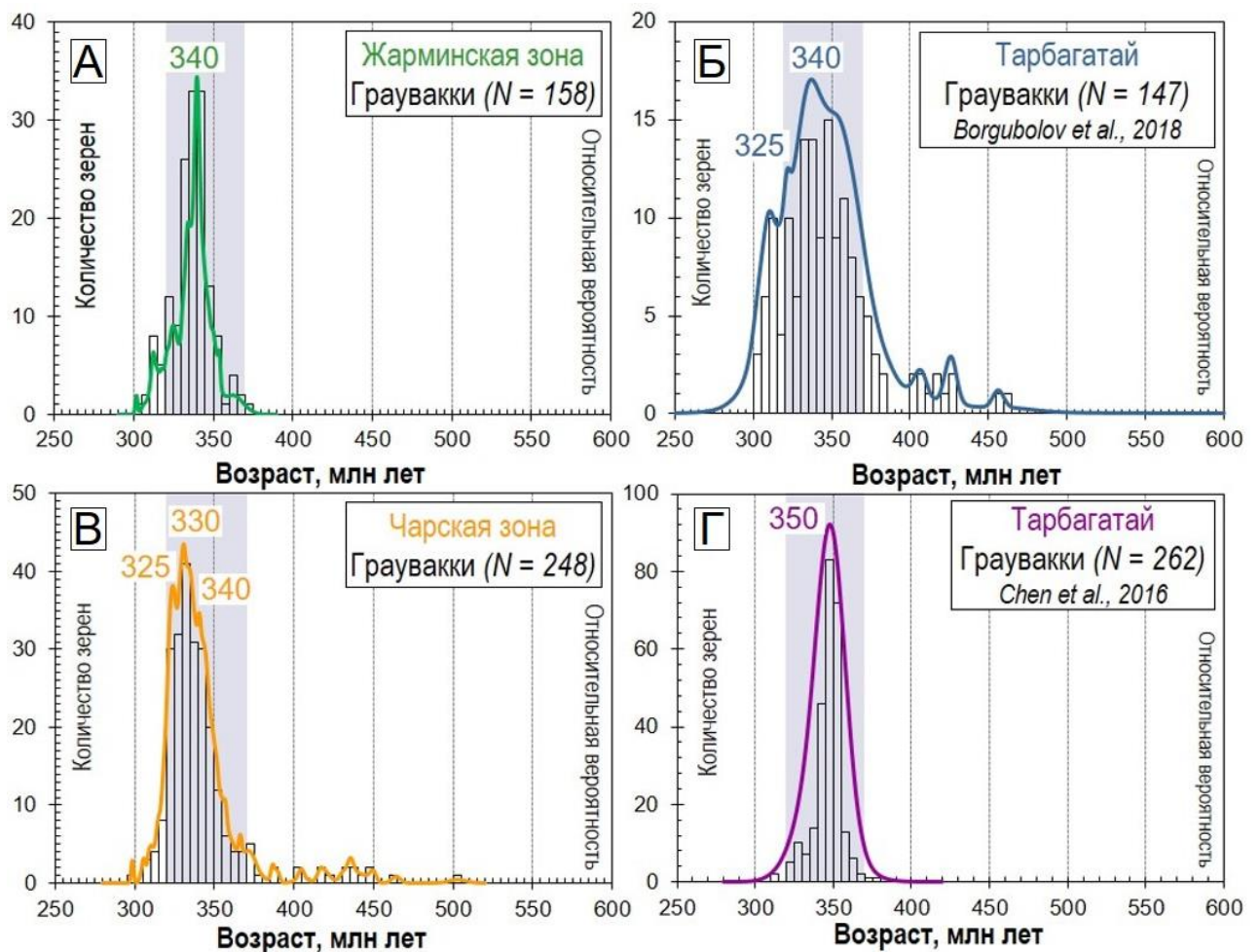


Рис. 5.11. Гистограммы и кривые распределения обломочных цирконов из палеозойских граувакковых песчаников Чарской (А) и Жарминской (Б) зон Восточного Казахстана, Западной Джунгарии (В, Г) северо-западного Китая (Chen et al., 2016; Borgubolov et al., 2018). Значения конкордантности приведены на уровне $\pm 10\%$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное комплексное исследование геологического положения, вещественного состава, изотопно-геохронологических характеристик песчаников Итмурундинской зоны и Тектурмасского пояса Центрального Казахстана, Жарминской и Чарской зон Восточного Казахстана позволило установить их граувакковую природу, состав магматических протолитов и геодинамические обстановки их образования, нижнюю границу осадконакопления песчаников.

В ходе полевых исследований было установлено, что большинство изученных песчаников находятся в ассоциации с осадочными породами океанического происхождения (ленточные кремни, кремнистые аргиллиты, алевролиты и сланцы), а также магматическими породами преимущественно основного и среднего состава (базальты, андезибазальты, андезиты). В разрезах песчаники переслаиваются с глубоководными кремнистыми осадками (аргиллитами и алевролитами). На большинстве участков отмечается субвертикальное залегание пачек осадочных пород, а также наличие тектонических контактов между осадочными породами и между осадочными и магматическими породами.

По результатам изучения петрографического состава определено, что исследуемые песчаники плохо сортированы, состоят из угловатых обломков магматических и осадочных пород, плагиоклаза, кварца, что свидетельствует об их накоплении вблизи источников сноса. Среди аксессуарных минералов преобладают циркон, апатит, титанит, оксиды железа. Широко развиты вторичные изменения, особенно хлоритизация и серицитизация. По петрографическим классификациям изученные песчаники относятся к грауваккам, полевошпат-кварцевым и кварц-полевошпатовым грауваккам, полевошпатовым грауваккам (Шутов, 1967) или к литаренитам и полевошпатовым литаренитам (Folk, 1980).

Проведенное U-Pb датирование обломочных цирконов в песчаниках Центрального Казахстана показало, что для большинства изученных образцов характерно унимодальное распределение возрастов с главными пиками в интервале ~469-445 млн лет (Группа I Итмурундинской зоны, Нуринская зона Тектурмасского пояса), что предполагает в качестве источника сноса комплексы ордовикской Байдаулет-Акбастаусской дуги. Для образца Успенской зоны Тектурмасского пояса установлен бимодальный характер распределения U-Pb возрастов с пиками на 510 и 454 млн лет, что указывает на наличие в питающей провинции материала не только Байдаулет-Акбастаусской, но и, возможно, раннепалеозойской Бошекуль-Чингизской дуги. Докембрийские зерна в песчаниках Группы II Итмурундинской зоны и Тектурмасского пояса свидетельствуют о наличии более древнего материала в области

сноса. Значительное количество цирконов с возрастными интервалами ~990-890 млн лет ($n = 17$) в песчаниках Группы II Итмурундинской зоны предполагает в качестве возможного источника сноса породы Актау-Джунгарского микроконтинента.

Для песчаников Жарминской и Чарской зон Восточного Казахстана характерны унимодальные распределения U-Pb возрастов обломочных цирконов с главными пиками в интервале ~340-325 млн лет, что предполагает в качестве возможного источника сноса магматические комплексы позднедевонско-раннекаменноугольной Жарма-Саурской дуги. Наличие в девонских песчаниках Жарминской зоны главных пиков на 453, 434 и 402 млн лет подразумевает, что в бассейн седиментации вероятно поступал материал как с раннепалеозойской Бошекуль-Чингизской дуги, так и с раннедевонской активной окраины.

По самым молодым кластерам возрастов цирконов было определено, что осадконакопление песчаников Итмурундинской зоны и Тектурмасского пояса началось не ранее, чем в позднем ордовике (Группа I, II Итмурундинской зоны) и раннем-позднем силуре (Группа I Итмурундинской зоны, Тектурмасский пояс), что подтверждает ранее полученные определения возрастов стратиграфических подразделений, полученные по палеонтологическим данным. Накопление песчаников Жарминской зоны началось в позднем девоне и карбоне, Чарской зоны – в раннем и среднем карбоне, что уточняет возраст седиментации в сторону их омоложения. Возрасты наиболее молодых популяций обломочных цирконов в изученных песчаниках в большинстве случаев близки к возрастам пород, устанавливаемым по палеонтологическим данным, что свидетельствует о накоплении песчаников вблизи активных магматических поясов.

Исследование геохимического состава песчаников всех четырех регионов исследования показало, что они соответствуют грауваккам, т.е. незрелым породам, образование которых связано с размывом магматических пород основного-среднего (Группа I Итмурундинской зоны, Тектурмасский пояс, Жарминская и Чарская зоны) и средне-кислого состава (Группа II Итмурундинской зоны). По составу редких элементов граувакковые песчаники близки к магматическим породам надсубдукционного происхождения, которые вероятно доминировали в области сноса. Положительные значения $\epsilon Nd(t)$ по породе и $\epsilon Hf(t)$ в цирконе для подавляющего большинства всех изученных песчаников предполагают наличие в области сноса магматических пород с ювенильными характеристиками. Отрицательные значения $\epsilon Nd(t)$ в песчанике Нуринской зоны Тектурмасского пояса, а также большой разброс значений изотопов Hf для Группы II Итмурундинской зоны указывают на поступление в бассейн седиментации магматических пород, образованных с участием рециклированного (древнего) материала.

Проведенные геологические, петрографические и изотопно-геохимические исследования граувакковых песчаников Центрального и Восточного Казахстана показали, что их образование связано с разрушением магматических пород активных окраин в раннем и среднем палеозое. Такое комплексное изучение граувакк, входящих в состав складчатых зон, показало, что эти породы являются надежным источником информации о древних океанических или континентальных дугах, образованных в обстановках конвергентных окраин и позднее частично разрушенных в результате эрозионных процессов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдулин, А.А., Паталаха, Е.И. Офиолиты. (Итмурунды-Казыкская и Чарская зоны) / Е. И. Паталаха. – Алма-Ата: Наука КазССР, 1981. – 180 с.
2. Авдеев, А.В. Палеогеодинамическая карта Южного Казахстана // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35. – № 7-8. – С. 111-116.
3. Ажгирей, Д.Г., Воробьев, Ю.Ю., Дьячков, Б.А., Клейман, Г.П., Козлов, М.С., Конников, Э.Г., Кузубный, В.С., Любецкий, В.Н., Стучевский, Н.И., Шугрин, Э.К., Щеголева, Е.Н., Чугунов, В.Ф. Характеристика герцинского магматизма Зайсанской геосинклинальной области // Геология СССР. Т. 41. Ч. 1. М.: Недра. 1967. – С. 312-321.
4. Антонюк, Р.М., Маслова, И.Г., Мухтаров, Ж.М. Тектурмасский офиолитовый пояс: строение, возраст, геодинамика // Материалы Международной научно-практической конференции «Геология, минералогия и перспективы развития минерально-сырьевых ресурсов Республики Казахстан», посвящённой 75-летию Института геологических наук им. К. И. Сатпаева. – Алма-Ата, 2015. – С. 7–28.
5. Антонюк, Р.М., Евсеенко, Р.Д., Степанец, В.Г., Гранки, М.С., Мальченко, Е.Г. Геодинамическая карта Казахстана. Масштаб 1:1500000. Серия Казахстанская. Лист 1-251. – Караганда: Центрказразведка, 1995.
6. Беляев, С.Ю. Тектоника Чарской зоны (восточный Казахстан). – Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1985. – 117 с.
7. Берзин, Н.А., Колман, Н.Г., Добрецов, Н.Л., Зоненшайн, Л.П., Сючань, С., Чанг, Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35. – № 7-8. – С. 8-28.
8. Беспяев Х.А., Полянский Н.В., Ганженко Т.Д., Дьячков Б.А., Увтушенко О.П., Ли Тянь Дэ. Геология и металлогения Юго-Западного Алтая (в пределах территории Казахстана и Китая). – Алматы: Гылым, 1997. – 288 с.
9. Богданов, А.А. Новые данные о геологическом строении южной и западной окраин Карагандинского бассейна // Издательство АН СССР. Серия геологическая. – 1939. – № 4.
10. Бровков, Г.Н., Могилев, А.Е. К вопросу о классификации терригенных осадочных пород по вещественному составу // Литология и полезные ископаемые. – 1965. – № 6.
11. Буслов, М.М. Террейновая тектоника и геодинамика складчатых областей мозаично-блокового типа (на примере Алтае-Саянского и Восточно-Казахстанского регионов): Автореф. дис. д.г.-м.н. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН. – 1998. – 44 с.

12. Буслов, М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. – 2011 – Т. 52. – № 1. – С. 66-90.
13. Буслов, М.М. Террейновая тектоника Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамика и тектонофизика. – 2014. – Т. 5. – № 3. – С. 641-665.
14. Буслов, М.М., Ватанабе, Т., Смирнова, Л.В. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской областей // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – С. 49-75.
15. Быкова, М.С., Кушев, Г.Л. Нерешённый вопрос стратиграфии карбона в Восточном Казахстане // Стратиграфия девона, карбона и перми Казахстана. – Алма-Ата: Наука, КазССР, 1974. – С. 73-79.
16. Владимиров, А.Г., Крук, Н.Н., Руднев, С.Н., Хромых, С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 12. – С. 1321-1338.
17. Владимиров, А.Г., Крук, Н.Н., Полянский, О.П., Владимиров, В.Г., Бабин, Г.А., Руднев, С.Н., Анникова, И.Ю., Травин, А.В., Савиных, Я.В., Палесский, С.В. Корреляция герцинских деформаций, осадконакопления и магматизма Алтайской коллизионной системы как отражение плейт- и плюмтектоники // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС. – 2005. – С. 277-308
18. Владимиров, А.Г., Крук, Н.Н., Хромых, С.В., Полянский, О.П., Червов, В.В., Владимиров, В.Г., Травин, А.В., Бабин, Г.А., Куйбыда, М.Л., Хомяков, В.Д. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в коре и мантии // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49. – № 7. – С. 621-636.
19. Волкова, Н.И., Тарасова, Е.Н., Полянский, Н.В., Владимиров, А.Г., Хомяков, В.Д. Высокобарические породы в серпентинитовом меланже Чарской зоны (Восточный Казахстан): геохимия, петрология, возраст // Геохимия. – 2008. – № 4. – С. 422-437.
20. Геология СССР. Том ХLI, Восточный Казахстан. Часть 1 - Геологическое описание / В.П. Нехорошев. – М.: Недра, 1968. – 467 с.
21. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Прибалхашская. Лист L-43-XI / Сост. В. Я. Кошкин, В. В. Галицкий. Южно-Казахстанское геологическое управление Министерства геологии и охраны недр СССР, 1960.
22. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Чингиз-Саурская. Лист M-44-XXXIV / Южно-Казахстанское геологическое управление Министерства геологии и охраны недр СССР, 1962.

23. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500 000. Восточно-Казахстанская серия. Объяснительная записка. – Алма-Ата: Мингео СССР, 1979. – 184 с.
24. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500 000. Серия Центрально-Казахстанская. Объяснительная записка. – Алма-Ата: Мингео СССР, 1981. – 326 с.
25. Геологическая карта восточного Казахстана. Масштаб 1:200 000. Зайсанская серия. Лист М-44-XXXIV. Объяснительная записка. – Усть-Каменогорск: ТОО ГРК «Топаз», 2014. – 262 с.
26. Герасимова, Н.А., Новикова, М.З., Курковская, Л.А., Якубчук, А.С. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Тектурмасского офиолитового пояса (Центральный Казахстан) // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. – 1992. – Т. 67. – № 3. – С. 60-76.
27. Герман, Л.Л., Рязанцев, А.В. Микрогаббровая зона в офиолитовых массивах и проблема родоначальной магмы // Вестник МГУ. Серия геологическая. – 1988. – № 5. – С. 71-75.
28. Голозубов, В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. – Владивосток: Изд-во Дальнаука, 2006. – 239 с.
29. Гордиенко, И.В., Филимонов, А.В., Минина, О.Р., Горнова, М.А., Медведев, А. Я., Климук, В.С., Елбаев, А.Л., Томуртоого, О. Джидинская островодужная система палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде-палеозое // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 1. – С. 120-140.
30. Гордиенко, И.В., Булгатов, А.Н., Руженцев, С.В., Минина, О.Р., Климук, В.С., Ветлужских, Л.И., Некрасов, Г.Е., Ласточкин, Н.И., Ситникова, В.С., Метелкин, Д.В., Гонегер, Т.А., Лепехина, Е.Н. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее - палеозое // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – № 5. – С. 589-614.
31. Гредюшко, Е.И., Ротараш, И.А., Самыгин, С.Г. Олигостромовые комплексы Юго-Западного Алтая // Доклады АН СССР. – 1978. – Т. 243. – № 1. – С. 171-174.
32. Гридина, Н.М. Конодонты в кремнистых отложениях северо-востока Центрального Казахстана // Геонауки в Казахстане. МГК-32. Доклады Казахстанских геологов. – 2003. – С. 135-140.
33. Гурова, А.В., Сафонова, И.Ю., Савинский, И.А., Антонюк, Р.М. Магматические породы Тектурмасского аккреционного комплекса, Центральный Казахстан: геологическая позиция и геодинамические обстановки формирования // Геодинамика и тектонофизика. – 2022. – Т. 13. – № 5. – 0673.

34. Дегтярев, К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойской активной окраины в Казахстане. – М.: Наука, 1999. – 123 с.
35. Дегтярев, К.Е. Положение Актау-Джунгарского микроконтинента в структуре палеозойского Центрального Казахстана // Геотектоника. – 2003. – № 4. – С. 14-34.
36. Дегтярев, К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. – М.: ГЕОС, 2012. – 289 с.
37. Дегтярев, К.Е., Рязанцев, А.В. Кембрийская коллизия дуга-континент и геодинамика палеозойского Казахстана // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС, 2005. – С. 61-126.
38. Дегтярев, К.Е., Рязанцев, А.В. Кембрийская коллизия дуга-континент в палеозойских Казахстане // Геотектоника. – 2007. – № 1. – С. 71-96.
39. Дегтярев, К.Е., Шатагин, К.Н., Котов, А.Б., Сальникова, Е.Б., Лучицкая, М.В., Третьяков, А.А., Яковлева, С.З. Позднекембрийская вулканоплутоническая ассоциация Актау-Джунгарского массива (Центральный Казахстан): структурное положение и возраст // Доклады РАН. – 2008. – Т. 421. – № 4. – С. 1-5.
40. Дегтярев, К.Е., Рязанцев, А.В., Котов, А.Б., Сальникова, Е.Б., Анисимова, И.В., Яковлева, С.З. Раннекембрийские офиолиты Бошекульской зоны (Центральный Казахстан): строение разрезов и обоснование возраста // Доклады РАН. – 2010. – Т. 431. – № 4. – С. 503-508.
41. Дегтярев, К.Е., Толмачёва, Т.Ю., Третьяков, А.А., Котов, А.Б., Якубчук, А.С., Сальникова, Е.Б., Ван, К.Л. Полихронность формирования офиолитовой ассоциации Тектурмасской зоны Центрального Казахстана: результаты геохронологических и биостратиграфических исследований // Доклады РАН. – 2017. – Т. 472. – № 3. – С. 301-30.
42. Дегтярев, К.Е., Якубчук, А.С., Лучицкая, М.В., Третьяков, А.А. Фрагмент раннекембрийского офиолитового разреза в структуре Северо-Балхашской зоны (Центральный Казахстан): строение и обоснование возраста // Доклады РАН. Науки о Земле. – 2020. – Т. 491. – № 1. – С. 5-11.
43. Диденко, А.Н., Морозов, О.Л. Геология и палеомагнетизм средне-вернепалеозойских пород Саурского хребта (Восточный Казахстан) // Геотектоника. – 1999. – Т. 4. – С. 64-80.

44. Диденко, А.Н., Моссаковский, А.А., Печерский, Д.М., Руженцев, С.В., Самыгин, С.Г., Хераскова, Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35. – № 7-8. – С. 59-75.
45. Добрецов, Н.Л. Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых комплексов // Доклады АН СССР. – 1974. – Т. 216. – № 6. – С. 1383-1386.
46. Добрецов, Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 1-2. – С. 5-27.
47. Добрецов, Н.Л. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – № 6. – С. 761-784.
48. Добрецов, Н.Л., Пономарева, Л.Г. Новые данные о составе и возрасте Зайсанской геосинклинали // Геология и геофизика. – 1969. – С. 121-125.
49. Добрецов, Н.Л., Буслов, М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – С. 93-108.
50. Добрецов, Н.Л., Ермолов, П.В., Хомяков, В.Д. Офиолиты и состав фундамента осевой части Зайсанской геосинклинали // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука. – 1979. – С. 196-219.
51. Дьячков, Б.А. Интрузивный магматизм и металлогения Восточной Калбы. М.: Недра, 1972. – 212 с.
52. Дьячков, Б.А., Майорова, Н.П., Щерба, Г.Н., Абдрахманов, К.А. Гранитоидные и рудные формации Калба-Нарымского пояса (Рудный Алтай). Алматы: Фылым, 1994. – 208 с.
53. Ермолов, П.В. Геодинамика Казахстана // Материалы Международной научно-практической конференции «Геологическая наука и промышленное развитие Республики Казахстан», посвященной 70-летию Института геологических наук им. К.И. Сатпаева. Алма-Ата, 2010. – С. 20-24.
54. Ермолов, П.В. Актуальные проблемы изотопной геологии и металлогении Казахстана: Монография. – Караганда: Издательско-полиграфический центр Казахстанско-Российского университета, 2013. – 206 с.
55. Ермолов, П.В., Полянский, Н.В., Добрецов, Н.Л. Офиолиты Чарской зоны. – В кн.: Офиолиты. – Алма-Ата: Наука, 1981. – С. 103-178.
56. Ермолов, П.В., Степанец, В.Г., Сеитов, Н. Офиолиты Казахстана. Путеводитель экскурсии международного рабочего совещания по проекту 2 «Офиолиты». Караганда, 1990. – 65 с.

57. Ермолов, П.В., Изох, Э.П., Пономарёва, А.П., Тянь, В.Д. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. – Новосибирск: Наука, 1977. – 246 с.
58. Ермолов, П.В., Владимиров, А.Г., Изох, А.Э., Полянский, Н.В., Кузубный, В.С., Ревякин, П.С., Борцов, В.Д. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск: Наука, 1983. – 191 с.
59. Жилкайдаров, А.М. О возрасте вулканогенно-кремнистых отложений Джунгаро-Балхашской области по конодонтам // Вестник АН Казахской ССР. – 1988. – № 5. – С. 84-46.
60. Зоненшайн, Л.П., Кузьмин, М.И., Натапов, Л.М. Тектоника литосферных плит СССР. Т. I. М.: Недра, 1990. – 328 с.
61. Ивата, К., Ватанабе, Т., Акияма, М., Добрецов, Н.Л., Беляев, С.Ю. Палеозойские микрофоссилии из Чарского пояса (Восточный Казахстан) // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35. – № 7-8. – С. 145-151.
62. Изох, Н.Г., Обут, О.Т. Новые находки верхнедевонских и каменноугольных конодонт в Чарской складчатой зоне восточного Казахстана // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. – 2020. – Т. 95. – № 2. – С. 42-50.
63. Кассин, Н.Г. Краткий геологический очерк Северо-Восточного Казахстана // Труды ВГРО. – 1931. – Вып. 165. – 77 с.
64. Кассин, Н.Г. Очерк тектоники Казахстана // Проблемы советской геологии. – 1934. – № 6. – С. 161-180.
65. Кемкин, И.В. Строение террейнов аккреционной призмы Сихотэ-Алинь-Приамурского региона и юрская геодинамическая эволюция восточной окраины Азии // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 49. – № 10. – С. 1003-1017.
66. Кемкин, И.В. Аккреционная тектоника – новое направление регионально-геологических исследований переходной зоны континент-океан (на примере Сихотэ-Алиня) // Вестник ДВО РАН. – 2010. – № 6. – С. 80-86.
67. Кемкин, И.В., Ханчук, А.И. Юрский аккреционный комплекс южного Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская геология. – 1993. – № 5. – С. 32-42.
68. Клепиков, Н.А., Башкирцев, А.М., Стасенко, Н.В. и др. Отчет о результатах геологического доизучения масштаба 1:200 000 листов М-44-XXII, XXIII (междуречье рек Шар и Иртыш) по работам 2006–2008 гг. Усть-Каменногоorsk, 2008.
69. Ковалев, А.А., Карякин, Ю.В. Зайсанская складчатая система (новый взгляд на историю развития) // Современные проблемы тектоники Казахстана. Труды ИГН ИИН КазССР. – 1975. – Т. 35. – С. 35-75.

70. Ковач, В.П., Котов, А.Б., Смелов, А.П., Старосельцев, К.В., Сальникова, Е.Б., Загорная, Н.Ю., Сафронов, А.Ф., Павлушин, А.Д. Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. – 2000. – Т. 8. – С. 394-408.
71. Коробкин, В.В., Буслов, М.М. Геодинамика и тектоника западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (палеозойды Казахстана) // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 12. – С. 2032-2055.
72. Котлер, П.Д., Хромых, С.В., Владимиров, А.Г., Навозов, О.В., Травин, А.В., Караваева, Г.С., Крук, Н.Н., Мурзинцев, Н.Г. Новые данные о возрасте и геодинамическая интерпретация гранитоидов Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан) // Доклады Академии наук. – 2015. – Т. 462. – № 5. – С. 572-577.
73. Кошкин, В.Я., Абдрахманов, Б.М., Волков, В.В., Мертенов, В.М. Стратиграфия терригенно-кремнисто-базальтовой формации ордовика и силура Северного Прибалхашья // Региональная геология и геофизика Казахстана. Сборник научных трудов. – Алма-Ата: КазИМС, 1987. – С. 6-15.
74. Кузубный, В.С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата: Наука, 1975. – 342 с.
75. Куликовский, К.Т. Объяснительная записка к листу М-44-XXXV. Карта полезных ископаемых. Масштаб 1:200000. 1960.
76. Курковская, Л.А. Комплексы конодонтов из ордовикских кремней и вулканогенно-кремнистых осадков центрального Казахстана // Геология ранних синклиналиных комплексов Центрального Казахстана. – М.: Изд-во МГУ, 1985. – С. 164-177.
77. Лопатников, В.В., Изох, Э.П., Ермолов, П.В., Пономарева, А.П., Степанов, А. С. Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. М.: Наука, 1982. – 250 с.
78. Магматические горные породы. Т. 1. Классификация, номенклатура, петрография. Под ред. О.А. Богатикова. М.: Наука, 1983. – 370 с.
79. Махлина, М.Х., Алексеев, А.С., Горева, Н.В. Друцкой, С.Н., Исакова, Т.Н. Средний карбон Московской синеклизы (южная часть). Т. 2. Палеонтологическая характеристика. М.: Научный мир, 2001. – 328 с.
80. Моссаковский, А.А., Руженцев, С.В., Самыгин, С.Г., Хераскова, Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. – 1993. – № 6. – С. 3-32.

81. Никитин, И.Ф. Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43. – С. 512-527.
82. Никишин, А.М., Альмендингер, О.А., Митюков, А.В., Посаментиер, Х.В., Рубцова, Е.В. Глубоководные осадочные системы: объёмные модели, основанные на 3D сейсморазведке и полевых наблюдениях. М.: МАКС Пресс, 2012. – 109 с
83. Новикова, М.З., Герасимова, Н.А., Дубинина, С.В. Конодонты из вулканогенно-кремнистого комплекса Северного Прибалхашья // Доклады АН СССР. – 1983. – Т. 271. – С. 1449-1451.
84. Новикова, М.З., Кузнецов, И.Е., Ряховский, В.М., Сигачев, С.П. Нижнепалеозойский раннегеосинклинальный вулканизм Центрального Казахстана // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1988. – С. 44-71.
85. Новикова, М.З., Герман, Л.Л., Кузнецов, И.Е., Якубчук, А.С. Офиолиты Тектурмасской зоны // Магматизм и рудоносность Казахстана. – Алма-Ата: Гылым, 1991. – С. 92-102.
86. Паталаха, Е.И., Белый, В.А. Офиолиты Итмуруды-Казыкской зоны // Офиолиты. Алма-Ата: «Наука» КазССР, 1981. – С. 7-102.
87. Перфилова А.А., Сафонова И.Ю., Котлер П.Д. Цирконометрия, химический и изотопный состав песчаников Чарской и Жарминской зон восточного Казахстана: корреляция, источники и тектонические обстановки // Материалы XXXII молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова, г. Петрозаводск, 12–15 октября 2021. Петрозаводск: КарНЦ РАН. – С. 121-124.
88. Перфилова, А.А., Сафонова, И.Ю., Гурова, А.В., Котлер, П.Д., Савинский, И.А. Тектонические обстановки образования вулканических и осадочных пород Итмурудинской зоны центрального Казахстана // Геодинамика и тектонофизика. – 2022а. – Т. 13. – № 1. – 0572.
89. Перфилова, А.А., Сафонова, И.Ю., Дегтярев, К.Е., Савинский, И.А., Котлер, П.Д., Хасен, Б.П. Состав и источники сноса силурийских терригенных пород обрамления Тектурмасской офиолитовой зоны (Центральный Казахстан) // Доклады Российской Академии наук. Науки о Земле. – 2022б. – Т. 505. – № 1. – С. 11-17.
90. Полянский, Н.В. Нижнекаменноугольные олистостромы центральной части Зайсанской складчатой системы // Доклады АН СССР. – 1978. – Т. 241. – № 3. – С. 674-677.
91. Полянский, Н.В., Добрецов, Н.Л., Ермолов, П.В., Кузубный, В.С. Структура и история развития Чарского офиолитового пояса // Геология и геофизика. – 1979. – Т. 20. – № 5. – С. 66-78.

92. Розенбуш, Г. Описательная петрография. ОНТИ, 1934. – 720 с. Перевод с дополнениями В. Н. Лодочникова.
93. Ротараш, И.А., Самыгин, С.Г., Гредюшко, Е.А., Кейльман, Г.А., Милеев, В.С., Перфильев, А.С. Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника. – 1982. – № 1. – С. 44-59.
94. Рязанцев, А.В., Дегтярев, К.Е., Третьяков, А.А., Котов, А.Б., Сальникова, Е.Б., Яковлева, С.З., Плоткина, Ю.В., Федосеенко, А.М., Анисимова, И.В. Возраст древнейших офиолитов Казахстана // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Т. II. СПб: ИГГД РАН, 2009. – С. 145-147.
95. Самыгин, С.Г., Хераскова, Т.Н. Геологическое строение и этапы тектонической эволюции палеозойд Казахстана // Литосфера. – 2019. – Т. 19. – № 3. – С. 347-371.
96. Сафонова, И.Ю., Ханчук, А.И. Субдукционная эрозия на конвергентных окраинах тихоокеанского типа // Тихоокеанская геология. – 2021. – Т. 40. – № 6. – С. 3-19.
97. Сафонова, И.Ю., Перфилова, А.А., Обут, О.Т., Савинский, И.А., Чёрный, Р.И., Петренко, Н.А., Гурова, А.В., Котлер, П.Д., Хромых, С. В., Кривоногов, С.К., Маруяма, Ш. Итмурундинский аккреционный комплекс (северное Прибалхашье): геологическое строение, стратиграфия и тектоническое происхождение // Тихоокеанская геология. – 2019. – Т. 38. – № 3. – С. 102-117.
98. Симанович, И.М. Кварц песчаных пород. Труды ГИН АН СССР, вып. 314. М.: Наука. – 1978. – 156 с.
99. Складов, Е.В., Гладкочуб, Д.П., Донская, Т.В., Мазукабзов, А.М., Станевич, А.М. Геологические комплексы южной краевой части Сибирского кратона - индикаторы эволюции неопротерозойского суперконтинента // Российский журнал наук о Земле. – 2002. – Т. 3. – № 4. – С. 171-186.
100. Соколов, С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. – 182 с.
101. Степанец, В.Г. Геология и геодинамика офиолитов Центрального Казахстана. Караганда: КГТУ, 2015а. – 362 с.
102. Степанец, В.Г. «Офиолиты» нижнего палеозоя Северного Прибалхашья не отражают состав океанической коры геологического прошлого // Известия НАН РК. Серия геологии и технических наук. – 2015б. – № 5. – С. 5-29.
103. Степанец, В.Г. Офиолиты Казахстана // Геология и геодинамика. – Академическое издательство Ламберт, 2016. – 251 с.

104. Стратиграфические схемы фанерозоя Казахстана (Объяснительная записка) / Под ред.: Жолтаева, Г.Ж., Никитиной, О.И., Жайминой, В.Я., Сейтмуратовой, Э.Ю., Пироговой, Т.Е., Ивановой, Н.И., Фазылова, Е.М., Мусиной, Э.С., Нигматовой, С.А., Байшашова, Б.У. – Алматы: ТОО «378», 2021. – 236 с.
105. Тарасенко, В.И., Киселев, Н.П. Геологическое строение и полезные ископаемые Северо-Восточный отрогов хребта Тарбагатай в пределах площади листа М-44-140-Б, Г. 1970.
106. Тектоническая карта Алтая. Ред. Нехорошев, В. П. Составители: Д. П. Авров, И. Е. Егоров, В. П. Нехорошев. ВСЕГЕИ. 1963.
107. Федоровский, В.С., Владимиров, А.Г., Хаин, Е.В., Каргополов, С.А., Гибшер, А.С., Изох, А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. – 1995. – № 3. – С. 3-22.
108. Хаин, В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. – 604 с.
109. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана. Автореф. доктор. дисс. Москва. – 1993. – 31 с.
110. Ханчук, А.И., Никитина, А.П., Панченко, И.В., Бурый, Г.И., Кемкин, И.В. Палеозойские и мезозойские гайоты Сихотэ-Алиня и Сахалина // Доклады АН СССР. – 1989. – Т. 307. – № 1. – С. 186-190.
111. Хисамутдинов, М.Г., Авров, Д.П., Бузкова, Н.Г., Василевская, Е.Д., Демидова, Т.Я., Кагарманов, А.Х., Калабашкин, С.Н., Клейман, Г.П. Геологические формации Зайсанской складчатой системы. М.: Недра, 1972. – 235 с.
112. Хромых, С.В. Позднепалеозойский базитовый магматизм Алтайской аккреционно-коллизионной системы (Восточный Казахстан). Диссертация на соискание ученой степени доктора г.-м. наук. – Новосибирск: НИГУ, 2020. – 439 с.
113. Хромых, С.В., Владимиров, А.Г., Изох, А.Э., Травин, А.В., Прокопьев, И.Р., Азимбаев, Е., Лобанов, С.С. Петрология и геохимия габброидов и пикритоидов Алтайской коллизионной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 10. – С. 1648-1667.
114. Хромых, С.В., Семенова, Д.В., Котлер, П.Д., Гурова, А.В., Михеев, Е.И., Перфилова, А.А. Орогенный вулканизм восточного Казахстана: состав пород, возраст и геодинамическая эволюция региона // Геотектоника. – 2020. – № 4. – С. 63-83.
115. Четверикова, Н.П. Ордовикские и силурийские отложения западной части Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1960. – 99 с.

116. Четверикова, Н. П., Сытова, В. А., Ушатинская, Г. Т. и др. Стратиграфия и фауна силурийских и нижнедевонских отложений Нурунского синклинория. М.: Изд-во МГУ, 1966. 256 с.
117. Шатский, Н.С. О тектонике Центрального Казахстана // Известия АН СССР. Отделение математических и естественных наук. – 1938. – № 5-6. – С. 737-769.
118. Шатский, Н.С. Некоторые соображения о тектонике Центрального Казахстана // Материалы по геологии Центрального Казахстана. Известия АН СССР. – 1940. – С. 7-12.
119. Швеллер, У.Дж. Островные дуги // Структурная геология и тектоника плит. Том 2. М.: Мир, 1991. – С. 165-176.
120. Школьник, С.И., Макрыгина, В.А. Геохимия и изотопный состав метатерригенных отложений хамардабанской серии (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Геология и геофизика. – 2017. – №10. – С. 1500-1513.
121. Шутов, В.Д. Обзор и анализ минералогических классификаций песчаных пород // Литология и полезные ископаемые. – 1965. – № 1. – С. 95-112.
122. Шутов, В.Д. Классификация песчаников // Литология и полезные ископаемые. – 1967. – № 5. – С. 86-102.
123. Шутов, В.Д. Граувакки. Труды ГИН АН СССР. Вып. 238. М.: Наука, 1972. – 374 с.
124. Шутов, В.Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. – 114 с.
125. Щерба, Г.Н., Дьячков, Б.А., Нахтигаль, Г.П. Жарма-Саурский геотектоноген. Алма-Ата: Наука, 1976. – 198 с.
126. Щерба, Г.Н., Алексеева, Л.К., Губайдулин, Ф.Г., Кудряшов, А.В., Лаумулин, Т.М., Малькова, Р.Н., Масгутов, Р.В., Митрофанская, С.Н., Мухля, К.А., Сенчило, Н.П. Геотектоногены Казахстана и редкометалльное оруденение. Т. 1. Алма-Ата: Наука, 1972. – 216 с.
127. Щерба, Г.Н., Дьячков, Б.А., Стучевский, Н.И., Нахтигаль, Г.П., Антоненко, А.Н., Любецкий, В.Н. Большой Алтай (геология и металлогения) // Геологическое строение. – Алматы: Гылым, 1998. – 304 с.
128. Юдович, Я.Э., Кетрис, М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. – 479 с.
129. Якубчук, А.С. Тектоническая обстановка офиолитовых зон в палеозойской структуре центрального Казахстана // Геотектоника. – 1990. – № 5. – С. 55-68.
130. Якубчук, А.С. Тектоническая позиция и полезные ископаемые офиолитов (на примере Центрального Казахстана). М.: Наука, 1991. – 58 с.

131. Якубчук, А.А., Степанец, В.Г., Герман, Л.Л. Рои субпараллельных пластинчатых даек в офиолитовых массивах - свидетели спрединга // Доклады АН СССР. – 1988. – Т. 298. – № 5. – С. 1193-1197.
132. Якубчук, А.С., Читалин, А.Ф., Барабошкин, Е.Ю. Вариссийская тектоника Тектурмасской офиолитовой зоны (Центральный Казахстан) // Геотектоника. – 1989. – № 5. – С. 61-70.
133. Ярмолюк, В.В., Коваленко, В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. – 2003. – Т. 11. – № 6. – С. 556-586.
134. Ярмолюк, В.В., Коваленко, В.И., Сальникова, Е.Б., Никифоров, А.В., Котов, А.Б., Владыкин, Н.В. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Доклады РАН. – 2005. – Т. 404. – № 3. – С. 400-406.
135. Ярмолюк, В.В., Кудряшова, Е.А., Козловский, А.М. Позднемеловой-раннекайнозойский вулканизм Южной Монголии — след Южно-Хангайской горячей точки мантии // Вулканонология и сейсмология. – 2007. – № 1. – С. 3-31.
136. Ярмолюк, В.В., Ковач, В.П., Козаков, И.К. Механизмы формирования континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. – 2012. – № 4. – С. 3-27.
137. Alexeiev, D.V., Ryazantsev, A.V., Kröner, A., Tretyakov, A.A., Xia, X., Liu, D.Y. Geochemical data and zircon ages for rocks in a high-pressure belt of Chu-Yili Mountains, southern Kazakhstan: Implications for the earliest stages of accretion in Kazakhstan and the Tianshan // Journal of Asian Earth Sciences. – 2011. – V. 42. – P. 805-820.
138. Alexeiev, D.V., Kröner, A., Hegner, E., Rojas-Agramonte, Y., Biske, Yu.S., Wong, J., Geng, H.Y., Ivleva, E.A., Muhlberg, M., Mikolaichuk, A.V., Liu, D. Middle to Late Ordovician arc system in the Kyrgyz Middle Tianshan: From arc-continent collision to subsequent evolution of a Palaeozoic continental margin // Gondwana Research. – 2016. – V. 39. – P. 261-291.
139. Allen, M., Morton, A., Fanning, C., Ismail-Zaden, A.J., Kroonenberg, B. Zircon age constraints in sediment provenance in the Caspian region // Journal of the Geological Society. – 2008. – V. 163. – P. 647-655.
140. Arndt, N., Davaille, A. Episodic Earth evolution // Tectonophysics. – 2013. – V. 609. – P. 661-674.

141. Badarch, G., Cunningham, W.D., Windley, B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2002. – V. 21. – P. 87-110.
142. Barth, A.P., Tani, K., Meffre, S., Wooden, J.L., Coble, M.A., Arculus, R.J., Ishizuka, O., Shukle, J.T. Generation of silicic melts in the early Izu-Bonin arc recorded by detrital zircons in proximal arc volcanoclastic rocks from the Philippine Sea // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2017. – V. 18. – P. 3576–3591.
143. Berzin, N.A., Dobretsov, N.L. Geodynamic evolution of Southern Siberia in Late Precambrian-Early Paleozoic time / In: Coleman R.G. (Eds.), *Reconstruction of the Paleo-Asian Ocean*, VSP International Sciences Publishers, Utrecht, The Netherlands. – 1994. – P. 53-70.
144. Bhatia, M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // *Journal of Geology*. – 1983. – V. 91. – P. 611-627.
145. Bhatia, M.R. Rare-Earth Element Geochemistry of Australian Paleozoic Graywackes and Mudrocks: Provenance and Tectonic Control // *Sedimentary Geology*. – 1985. – V. 45. – P. 97-113.
146. Bhatia, M.R., Crook, K.A.W. Trace elements characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1986. – V. 92. – P. 181-193.
147. Biske, Y.S., Alexeiev, D.V., Ershova, V.B., Priyatkina, N.S., DuFrane, S.A., Khudoley, A.K. Detrital zircon U Pb geochronology of middle Paleozoic sandstones from the South Tianshan (Kyrgyzstan): Implications for provenance and tectonic evolution of the Turkestan Ocean // *Gondwana Research*. – 2019. – V. 75. – P. 97-117.
148. Blichert-Toft, J., Albarède, F. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1997. – V. 148. – P. 243-258.
149. Bokman, J. Sandstone Classification: Relation to Composition and Texture // *Journal of Sedimentary Research*. – 1955. – V. 25. – № 3. – P. 201-206.
150. Bold, U., Crowley, J.L., Smith, E.F., Sambuu, O., Macdonald, F.A. Neoproterozoic to early Paleozoic tectonic evolution of the Zavkhan terrane of Mongolia: Implications for continental growth in the Central Asian orogenic belt // *Lithosphere*. – 2016. – V. 8. – P. 729-750.
151. Borgubolov, E., Chen, Y., Xiao, W., Windley, B., Schulmann, K., Zhang, J., Zhang, Z., Song, S., Li, R. Late Carboniferous southward migration of Tarbagatay subduction–accretion

- complex by slab retreat and break-off in West Junggar (NW China) // *Geological Journal*. – 2018. – P. 1-20.
152. Brandes, C., Astorga, A., Littke, R., Winsemann, J. Basin modelling of the Limón Back-arc Basin (Costa Rica): Burial history and temperature evolution of an island arc-related basin-system // *Basin Research*. – 2008. – V. 20. – № 1. – P. 119-142.
153. Briquieu, L., Bougault, H., Joron, J.L. Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1984. – V. 68. – № 2. – P. 297-308.
154. Brown, E.H., Gehrels, G.E. Detrital zircon constraints on terrane ages and affinities and timing of orogenic events in the San Juan Islands and North Cascades, Washington // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 2007. – V. 44. – P. 1375–1396.
155. Buslov, M.M., Safonova, I.Yu., Watanabe, T., Obut, O.T., Fujiwara, Y., Iwata, K., Semakov, N. N., Sugai, Y., Smirnova, L.V., Kazansky, A.Yu., Itaya, T. Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // *Geoscience Journal*. – 2001. – V. 5. – P. 203-224.
156. Buslov, M.M., Watanabe, T., Fujiwara, Y., Iwata, K., Smirnova, L.V., Safonova, I.Yu., Semakov, N.N., Kiryanova, A.P. Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2004. – V. 23. – P. 655-671.
157. Bussien, D., Gombojav, N., Winkler, W., von Quadt, A. The Mongol-Okhotsk Belt in Mongolia – An appraisal of the geodynamic development by the study of sandstone provenance and detrital zircon grains // *Tectonophysics*. – 2011. – V. 510. – P. 132-150.
158. Cai, K., Sun, M., Buslov, M.M., Jahn, B.-M., Xiao, W., Long, X., Chen, H., Wan, B., Chen, M., Rubanova, E., Kulikova, A., Voytishkek, E. Crustal nature and origin of the Russian Altai: Implications for the continental evolution and growth of the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) // *Tectonophysics*. – 2016. – V. 674. – P. 182-194.
159. Chauvel, C., Blichert-Toft, J. A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2001. – V. 190. – P. 137-151.
160. Chen, B., Jahn, B.-M. Geochemical and isotopic studies of the sedimentary and granitic rocks of the Altai orogen of northwest China and their tectonic implications // *Geological Magazine*. – 2002. – V. 139. – № 1. – P. 1-13.
161. Chen, M., Sun, M., Cai, K., Buslov, M.M., Zhao, G., Jiang, Y., Rubanova, E.S., Kulikova, A.V., Voytishkek, E.E. The early Paleozoic tectonic evolution of the Russian Altai:

- Implications from geochemical and detrital zircon U–Pb and Hf isotopic studies of meta-sedimentary complexes in the Charysh–Terekta–Ulagan–Sayan suture zone // *Gondwana Research*. – 2016. – V. 34. – P. 1-15.
162. Chen, Y., Zhang, Z., Yu, H., Wu, T. Detrital zircon U–Pb ages and Hf isotopes of Permian–Carboniferous sandstones in central Inner Mongolia, China: Implications for provenance and tectonic evolution of the southeastern Central Asian Orogenic Belt // *Tectonophysics*. – 2012. – V. 671. – P. 183-201.
163. Chen, Y., Xiao, W., Windley, B.F., Zhang, J., Zhou, K., Sang, M. Structures and detrital zircon ages of the Devonian–Permian Tarbagatay accretionary complex in west Junggar, China: imbricated ocean plate stratigraphy and implications for amalgamation of the CAOB // *International Geology Review*. – 2017. – V. 59. – P. 1097-1115.
164. Cherniak, D.J., Watson, E.B. Pb diffusion in zircon // *Chemical Geology*. – 2000. – V. 172. – P. 5-24.
165. Choulet, F., Faure, M., Cluzel, D., Chen, Y., Lin, W., Wang, B., Jahn, B.-M. Architecture and evolution of accretionary orogens in the Altaids collage: the early Paleozoic West Junggar (NW China) // *American Journal of Science*. – 2012. – V. 312. – P. 1098-1145.
166. Clift, P.D., Vannucchi, P. Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: implications for the origin and recycling of the continental crust // *Reviews of Geophysics*. – 2004. – V. 42. – RG2001.
167. Clift, P.D., Pecher, I., Kukowski, N., Hampel, A. Tectonic erosion of the Peruvian forearc, Lima Basin, by subduction and Nazca Ridge collision // *Tectonics*. – 2003. – V. 22. – 1023.
168. Coleman, R.G. Ophiolites. Ancient oceanic lithosphere? – Berlin: Springer-Verlag, 1977. – 229 p.
169. Condie, K.C., Shearer, C.K. Tracking the evolution of mantle sources with incompatible element ratios in stagnant-lid and plate-tectonic planets // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2017. – V. 213. – P. 47-62.
170. Corfu, F., Hancher, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P. Atlas of zircon textures // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2003. – V. 53. – № 1. – P. 469-500.
171. Cox, R., Lowe, D.R.A. Conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover // *Journal of Sedimentary Research*. – 1995. – V. 1. – P. 1-12.
172. Cullers, R.L., Chaudhuri, S., Arnold, B., Lee, M., Wolf, C.W. Rare-earth distributions in clay minerals and clay-sized fractions of Lower Permian Havensville and Eskridge shales of Kansas and Oklahoma // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1975. – V. 39. – P. 1691-1703.

173. Cullers, R.L. The controls on the major and trace element variation of shales, siltstones, and sandstones of Pennsylvanian-Permian age from uplifted continental blocks in Colorado to platform sediment in Kansas, USA // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1994. – V. 58. – P. 4955-4972.
174. Degtyarev, K.E. The position of the Aktau-Junggar microcontinent in the Paleozooids of Central Kazakhstan // *Geotectonics*. – 2003. – V. 37. – № 4. – P. 14-34.
175. Degtyarev, K.E. Tectonic Evolution of Early Paleozoic Island-Arc Systems and Continental Crust Formation in the Caledonides of Kazakhstan and the North Tien Shan // *Geotectonics*. – 2011. – V. 45. – № 1. – P. 23-50.
176. Degtyarev, K., Yakubchuk, A., Tretyakov, A., Kotov, A., Kovach, V. Precambrian geology of the Kazakg Uplands and Tien Shan: An overview // *Gondwana Research*. – 2017. – V. 47. – P. 44-75.
177. Degtyarev, K.E., Tolmacheva, T.Y., Tretyakov, A.A. Siliceous–volcanic associations of the Northern Balkhash ophiolite Zone (Central Kazakhstan): Biostratigraphy, sedimentation and tectonic evolution in the Middle-Late Ordovician // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2020a. – V. 551. – 109748.
178. Degtyarev, K.E., Yakubchuk, A.S., Luchitskaya, M.V., Tretyakov, A.A. Age and structure of a fragment of the Early Cambrian ophiolite sequence (North Balkhash Zone, Central Kazakhstan) // *Doklady Earth Sciences*. – 2020b. – V. 491. – № 1. – P. 111-116.
179. Degtyarev, K.E., Luchitskaya, M.V., Tretyakov, A.A., Pilitsyna, A.V., Yakubchuk, A.S. Early Paleozoic suprasubduction complexes of the North Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan): Geochronology, geochemistry and implications for tectonic evolution of the Junggar-Balkhash Ocean // *Lithos*. – 2021a. – V. 380-381. – 105818.
180. Degtyarev, K.E., Yakubchuk, A.S., Luchitskaya, M.V., Tolmacheva, T.Yu., Skoblenko (Pilitsyna), A.V., Tretyakov, A.A. Ordovician supra-subduction, oceanic and within-plate ocean island complexes in the Tekturmas ophiolite zone (Central Kazakhstan): age, geochemistry and tectonic implications // *International Geology Review*. – 2021b. – V. 64. – № 15. – P. 2108-2150.
181. Dehler, C.M. Fanning, C.M. Link, P.K. Kingsbury, E.M. Rybczynski, D. Maximum depositional age and provenance of the Uinta Mountain Group and Big Cottonwood Formation, northern Utah: Paleogeography of rifting western Laurentia // *Geological Society of America Bulletin*. – 2010. – V. 122. – P. 1686-1699.
182. DePaolo, D.J. Neodymium Isotope Geochemistry: An Introduction. Springer-Verlag, Heidelberg. – 1988. – 187p.

183. Dickinson, W.R., Suczek, C.A. Plate Tectonics Sandstone Compositions // American Association of Petroleum Geologists Bulletin. – 1979. – V. 63. – P. 2164-2182.
184. Dickinson, W.R., Gehrels, G.E. Use of U-Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: a test against a Colorado Plateau Mesozoic database // Earth and Planetary Science Letters. – 2009. – V. 288. – № 1-2. – P. 115-125.
185. Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavek, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K. F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., Ryberg, P.T. Provenance of North American Phanerozoic Sandstones in Relation to Tectonic Setting // Geological Society of America Bulletin. – 1983. – V. 94. – № 2. – P. 222-235.
186. Dobretsov, N.L., Buslov, M.M. Late Cambrian-Ordovician tectonics and geodynamics of Central Asia // Russian Geology and Geophysics. – 2007. – V. 48. – № 1. – P. 71-82.
187. Dobretsov, N.L., Berzin, N.A., Buslov, M.M. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean // International Geology Review. – 1995. – V. 37. – P. 335-360.
188. Dobretsov, N.L., Buslov, M.M., Safonova, I.Y., Kokh, D.A. Fragments of oceanic islands in the Kurai and Katun' accretionary wedges of Gorny Altai // Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics). – 2004. – V. 45. – № 12. – P. 1381-1403.
189. Donskaya, T.V., Gladkochub, D.P., Mazukabzov, A.M., Ivanov, A.V. Late Paleozoic – Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // Journal of Asian Earth Sciences. – 2013. – V. 62. – P. 79-97.
190. Dott, R.H. Wacke, greywacke and matrix – what approach to immature sandstone classification? // Journal of Sedimentary Petrology. – 1964. – V. 32. – № 3. – P. 625-632.
191. Eglinton, B.M., Harmer, R.E. A review of the statistical principles of geochronometry II. Additional concepts pertinent to radiogenic U-Pb studies // South African Journal of Geology. – 1993. – V.96. – P. 9-21.
192. Feng, R., Kerrich, R. Geochemistry of Fine Grained Clastic Sediments in the Archaean Abitibi Greenstone Belt, Canada: Implications for Provenance and Tectonic Setting // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1990. – V. 54. – P. 1061-1081.
193. Filippova, I., Bush, V., Didenko, A. Middle Paleozoic subduction belts: The leading factor in the formation of the Central Asian fold-and-thrust belt // Russian Journal of Earth Sciences. – 2001. – V. 3. – P. 405-426.
194. Floyd, P.A., Leveridge, B.E. Tectonic environments of the Devonian mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // Journal of the Geological Society of London. – 1987. – V. 144. – P. 531-542.

195. Folk, R.L. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature // *Journal of Geology*. – 1954. – V. 62. – P. 344-359.
196. Folk, R.L. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill, Austin. – 1980. – 184 p.
197. Fujisaki, W., Isozaki, Y., Maki, K., Sakata, S., Hirata, T., Maruyama, S. Age spectra of detrital zircon of the Jurassic clastic rocks of the Mino-Tanba AC belt in SW Japan: Constraints to the provenance of the mid-Mesozoic trench in East Asia // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2014. – V. 88. – P. 62-73.
198. Gehrels, G. Detrital zircon U-Pb geochronology applied to tectonics // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. – 2014. – V. 42. – P. 127-149.
199. Ghatak, A., Basu, A.R., Wakabayashi, J. Implications of Franciscan complex graywacke geochemistry for sediment transport, provenance determination, burial-exposure duration, and fluid exchange with cosubducted metabasites // *Tectonics*. – 2013. – V. 32. – P. 1480–1492.
200. Gilbert, C.M. Sedimentary rocks / In: H. Williams, F.J. Turner, C.M. Gilbert (Eds.), *Petrography*. Freeman, San Francisco, California. – 1954. – P. 251-384.
201. Gilligan A. The Petrography of the Millstone Grit of Yorkshire // *Quarterly Journal of the Geological Society of London*. – 1920. – V. 75. – P. 251-294.
202. Gladkochub, D.P., Mazukabzov, A.M., Donskaya, T.V., Waele, B.D., Stanevich, A.M., Pisarevsky, S.A. The age and origin of volcanics in the Riphean section of the Siberian craton // *Russian Geology and Geophysics*. – 2008. – V. 49. – P. 749-758.
203. Golonka J. *Cambrian-Neogene Plate Tectonic Maps*. – Kraków: Wydawnictwa Uniwersytetu Jagiellońskiego. – 2000. – P. 1-125.
204. Griffin, W.L., Pearson, N.J., Belousova, E., Jackson, S.E., van Achterbergh E., O'Reilly, S.Y., Shee, S.R. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2000. – V. 64. – P. 133-147.
205. Gulick, S.P.S., Bangs, N.L.B., Shipley, T.H., Nakamura, Y., Moore, G., Kuramoto, S. Three-dimensional architecture of the Nankai accretionary prism's imbricate thrust zone off Cape Muroto, Japan: Prism reconstruction via en echelon thrust propagation // *Journal of Geophysical Research*. – 2004. – V. 109. – B02105.
206. Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. Zircon. Review in *Mineralogy and Geochemistry*. – 2003. – V. 53. – 500 p.
207. Hara, H., Kurihara, T., Tsukada, K., Kon, Y., Uchino, T., Suzuki, T., Takeuchi, M., Nakane, Y., Nuramkhaan, M., Chuluun, M. Provenance and origins of a Late Paleozoic accretionary

- complex within the Khangai-Khentei belt in the Central Asian Orogenic Belt, central Mongolia // *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*. – 2013. – V. 75. – P. 141-157.
208. Hawkesworth, C., Cawood, P., Dhuime, B. Continental growth and the crustal record // *Tectonophysics*. – 2013. – V. 609. – P. 651-660.
209. Helo, C., Hegner, E., Kröner, A., Badarch, G., Tomurtogoo, O., Windley, B.F., Dulski, P. Geochemical signature of Paleozoic accretionary complexes of the Central Asian Orogenic Belt in South Mongolia: Constraints on arc environments and crustal growth // *Chemical Geology*. – 2006. – V. 227. – P. 236-257.
210. Herron, M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // *Journal of Sedimentary Petrology*. – 1988. – V. 58. – № 5. – P. 820-829.
211. Hong, T., Klemm, R., Gao, J., Xiang, P., Xu, X.-W., You, J., Wang, X.-S., Wu, C., Li, H., Ke, Q. The tectonic evolution of the Irtysh tectonic belt: new zircon U-Pb ages of arc-related and collisional granitoids in the Kalaxiangar tectonic belt, NW China // *Lithos*. – 2017. – V. 272–273. – P. 46-68.
212. Hori, R. Radiolarian biostratigraphy at the Triassic/Jurassic period boundary in bedded cherts from the Inuyama Area, Central Japan // *Journal of Geosciences*. – 1992. – V. 35. – P. 53-65.
213. Hu, W., Li, P., Sun, M., Safonova, I., Jiang, Y., Yuan, C., Kotler, P. Provenance of late Paleozoic sedimentary rocks in eastern Kazakhstan: Implications for the collision of the Siberian margin with the Kazakhstan collage // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2022. – V. 232. – 104878.
214. Hubert, J.F. Petrology of the Fountain and Lyons formations, Front Range, Colorado. The School Of Mines Quarterly. – 1960. – V. 55. – 242 p.
215. Ishizuka, O., Tani, K., Reagan, M.K., Kanayama, K., Umino, S., Harigane, Y., Sakamoto, I., Miyajima, Y., Yuasa, M., Dunkley, D.J. The timescales of subduction initiation and subsequent evolution of an oceanic island arc // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2011. – V. 306. – P. 229-240.
216. Isozaki, Y., Maruyama, S., Fukuoka, F. Accreted oceanic materials in Japan // *Tectonophysics*. – 1990. – V. 181. – P. 179-205.
217. Isozaki, Y., Aoki, K., Nakama, T., Yanai, S. New insight into a subduction-related orogen: A reappraisal of the geotectonic framework and evolution of the Japanese Islands // *Gondwana Research*. – 2010. – V. 18. – P. 82-105.
218. Isozaki, Y., Aoki, K., Sakata, S., Hirata, T. The eastern extension of Paleozoic South China in NE Japan evidenced by detrital zircon // *GFF*. – 2014. – V. 136. – № 1. – P. 116-119.

219. Iwata, K., Obut, O.T., Buslov, M.M. Devonian and Lower Carboniferous radiolaria from the Chara ophiolite belt, East Kazakhstan // *News of Osaka Micropaleontologist*. – 1997. – V. 10. – P. 27-32.
220. Jacobsen, S.B., Wasserburg, G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1984. – V. 67. – P. 137-150.
221. Jahn, B.-M. The Central Asian Orogenic Belt and growth of the continental crust in the Phanerozoic / In: Malpas, J., Fletcher, C.J.N., Ali, J.R., Aitchison, J.C. (Eds.), *Aspects of the Tectonic Evolution of China*. Geological Society, London, Special Publication. – 2004. – V. 226. – P. 73-100.
222. Jahn, B., Wu, F., Chen, B. Granitoids of the Central Asian Orogenic Belt and continental growth in the Phanerozoic // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*. – 2000. – V. 91. – P. 181-193.
223. Jiang, Y. D., Schulmann, K., Kröner, A., Sun, M., Lexa, O., Janoušek, V., Hanžl, P. Neoproterozoic-early Paleozoic peri-Pacific accretionary evolution of the Mongolian collage system: Insights from geochemical and U-Pb zircon data from the Ordovician sedimentary wedge in the Mongolian Altai // *Tectonics*. – 2017. – V. 36. – № 11. – P. 2305-2331.
224. Jiang, Y., Sun, M., Zhao, G., Yuan, C., Xiao, W., Xia, X., Long, X., Wu, F. Precambrian detrital zircons in the Early Paleozoic Chinese Altai: their provenance and implications for the crustal growth of central Asia // *Precambrian Research*. – 2011. – V. 189. – P. 140-154.
225. Jicha, B.R., Kay, S. M. Quantifying arc migration and the role of forearc subduction erosion in the central Aleutians // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2018. – V. 360. – P. 84-99.
226. Kanygina, N.A., Tretyakov, A.A., Degtyarev, K.E., Kovach, V.P., Skuzovatov, S.Yu., Pang, K.-N., Wang, K.-L., Lee, H.-Y. Late Mesoproterozoic–early Neoproterozoic quartzite–schist sequences of the Aktau–Mointy terrane (Central Kazakhstan): Provenance, crustal evolution, and implications for paleotectonic reconstruction // *Precambrian Research*. – 2021. – V. 354. – 106040.
227. Karig, D.E. Evolution of Arc Systems in the Western Pacific // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. – 1974. – V. 2. – P. 51-75.
228. 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. – V. 102. – P. 202-230.

229. Khain, E.V., Bibikova, E.V., Kröner, A., Zhuravlev, D.Z., Sklyarov, E.V., Fedotova, A.A., Kravchenko-Berezhnaya, I.R. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2002. – V. 199. – № 3-4. – P. 311-325.
230. Khain, E.V., Bibikova, E.V., Salnikova, E.B., Kröner, A., Gibsher, A.S., Didenko, A.N., Degtyarev, K.E., Fedotova, A.A. The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Palaeozoic: New geochronologic data and palaeotectonic reconstructions // *Precambrian Research*. – 2003. – V. 122. – P. 329-358.
231. Khasanov, B.P., Safonova, I.Yu., Yermolov, P.V., Antonyuk, R.M., Gurova, A.V., Obut, O.T., Perfilova, A.A., Savinskiy, I.A., Tsujimori, T. The Tekturmas ophiolite belt of central Kazakhstan: geology, magmatism, and tectonics // *Geological Journal*. – 2020. – V. 55. – P. 2363-2382.
232. Kheraskova, T.N., Didenko, A.N., Bush, V.A., Volozh, Y.A. The Vendian–Early Paleozoic history of the continental margin of eastern Paleogondwana, Paleasian ocean, and Central Asian fold belt // *Russian Journal of Earth Sciences*. – 2003. – V. 5. – P. 165-184.
233. Knittel, U., Walia, M., Suzuki, S., Dimalanta, C.B., Tamayo, R., Yang, T.F., Yumul, G.P. Diverse protolith ages for the Mindoro and Romblon Metamorphics (Philippines): Evidence from single zircon U-Pb dating // *Island Arc*. – 2017. – V. 26. – P. 12160.
234. Kojima, S., Kemkin, I.V., Kametaka, M., Ando, A. A correlation of accretionary complexes of southern Sikhote-Alin of Russia and the Inner zone of southern Japan // *Geosciences Journal*. – 2000. – V. 4. – P. 175-185.
235. Konopelko, D., Safonova, I., Perfilova, A., Biske, Y., Mirkamalov, R., Divaev, F., Kotler, P., Obut, O., Wang, B., Sun, M., Soloshenko, N. Detrital zircon U-Pb-Hf isotopes and whole-rock geochemistry of Ediacaran - Silurian clastic sediments of the Uzbek Tianshan: sources and tectonic implications // *International Geology Review*. – 2021. – P. 3005-3027.
236. Koren, T.N., Popov, L.E., Degtyarev, K.E., Kovalevsky, O.P., Modzalevskaya, T.L. Kazakhstan in the Silurian // *Silurian Lands and Seas. Paleogeography Outside of Laurentia* (Ed.), Ed Landing, Markes E. Johnson. The University of the State of New York. – 2003. – P. 323-343
237. Kotler, P.D., Khromykh, S.V., Kruk, N.N., Sun, M., Li, P., Khubanov, V.B., Semenova, D.V., Vladimirov, A.G. Granitoids of the Kalba batholith, Eastern Kazakhstan: U–Pb zircon age, petrogenesis and tectonic implications // *Lithos*. – 2021. – V. 388-389. – P. 106056.
238. Kovalenko, V.I., Yarmolyuk, V.V., Kovach, V.P., Kotov, A.B., Kozakov, I.K., Salnikova, E.B., Larin, A.M. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental

- crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence // *Journal of Asian Earth Science*. – 2004. – V. 23. – P. 605-627.
239. Kröner, A., Windley, B., Badarch, G., Tomurtogoo, O., Hegner, E., Jahn, B.M., Gruschka, S., Khain, E.V., Demoux, A., Wingate, M.T.D. Accretionary growth and crust formation in the Central Asian orogenic belt and comparison with the Arabian-Nubian shield / In: Hatcher R.D., Carlson M.P., McBride J.H., Martinez Catalan J.R. (Eds.), *Framework of continental crust*. Geological Society of America Memoir. – 2007. – V. 200. – P. 181-209.
240. Kröner, A., Kovach, V., Belousova, E., Hegner, E., Armstrong, R., Dolgoplova, A., Seltmann, R., Alexeiev, D.V., Hoffmann, J.E., Wong, J., Sun, M., Cai, K., Wang, T., Tong, Y., Wilde, S. A., Degtyarev, K.E., Rytsk, E. Reassessment of continental growth during the accretionary history of the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research*. – 2014. – V. 25. – P. 103-125.
241. Kröner, A., Kovach, V., Alexeiev, D., Wang, K.-L., Wong, J., Degtyarev, K., Kozakov, I. No excessive crustal growth in the Central Asian Orogenic Belt: Further evidence from field relationships and isotopic data // *Gondwana Research*. – 2017. – V. 50. – P. 135-166.
242. Kruk, N.N., Kuibida, Ya.V., Shokalsky, S.P, Kiselev, V.I., Gusev, N.I. Late Cambrian – Early Ordovician turbidites of the Gorny Altai (Russia): compositions, sources, deposition settings, and tectonic implications // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2018. – V. 159. – P. 209-232.
243. Krynine, P.D. Petrology and Genesis of the Third Bradford Sand (Pennsylvania State College Bulletin Mineral Industries Experiment Station, 29) // *Pennsylvania State College Bulletin*. – 1940. – V. 34. – № 43. – 134 p.
244. Krynine, P.D. The megascopic study and field classification of sedimentary rocks // *Journal of Geology*. – 1948. – V. 56. – P. 130-165.
245. Kuramoto, S., Taira, A., Bangs, N.L., Shipley, T.H., Moore, G.F. Seismogenic zone in the Nankai accretionary wedge general summary of Japan-U.S. collaborative 3-D seismic investigation // *Journal of Geography*. – 2000. – V. 109. – P. 531-539.
246. Kuramoto, S., Ashi, J., Greinert, J., Gulick, S., Ishimura, T., Morita, S., Nakamura, K., Okada, M., Okamoto, T., Rickert, D., Saito, S., Suess, E., Tsunogai, U., Tomosugi, T. Surface Observations of Subduction Related Mud Volcanoes and Large Thrust Sheets in the Nankai Subduction Margin; Report on YK00-10 and YK01-04 Cruises // *JAMSTEC Journal of Deep Sea Research*. – 2001. – V. 19. – P. 131-139.
247. Kusky, T., Windley, B., Safonova, I., Wakita, K., Wakabayashi, J., Polat, A., Santosh, M. Recognition of Ocean Plate Stratigraphy in accretionary orogens through Earth history: A

- record of 3.8 billion years of sea floor spreading, subduction, and accretion // *Gondwana Research*. – 2013. – V. 24. – P. 501-547.
248. Lasius, G. *Beobachtungen im Harzgebirge: Hannover*. – 1789. – P. 132-152.
249. Laurent-Charvet, S., Charvet, J., Monié, P., Shu, L. Late Paleozoic strike-slip shear zones in eastern central Asia (NW China): New structural and geochronological data // *Tectonics*. – 2003. – V. 22. – № 2. – 1009.
250. Ledent, D., Patterson, C., Triton, G.R. Ages of zircon and feldspar concentrates from Northern American beach sand // *Journal of Geology*. – 1964. – V. 72. – P. 112-122.
251. Levashova, N.M., Meert, J.G., Gibsher, A.S., Grice, W.C., Bazhenov, M.L. The origin of microcontinents in the Central Asian Orogenic Belt: Constraints from paleomagnetism and geochronology // *Precambrian Research*. – 2010. – V. 185. – № 1-2. – P. 37-54.
252. Li, J., Xiao, W., Wang, K., Sun, G., Gao, L. Tectonic and metallogenic evolution of the Altay Shan, Northern Xinjiang Uygur Autonomous Region, northwestern China / In: *Tectonic Evolution and Metallogeny of the Chinese Altay and Tianshan*. CERCAMS, Beijing. – 2003. – P. 31-74.
253. Li, Z., Qiu, N.S., Chang, J., Yang, X.M. Precambrian evolution of the Tarim Block and its tectonic affinity to other major continental blocks in China: New clues from U–Pb geochronology and Lu–Hf isotopes of detrital zircons // *Precambrian Research*. – 2015. – V. 270. – P. 1-21.
254. Li, P., Sun, M., Rosenbaum, G., Jourdan, F., Li, S., Cai, K. Late Paleozoic closure of the Ob-Zaisan Ocean along the Irtysh shear zone (NW China): Implications for arc amalgamation and oroclinal bending in the Central Asian orogenic belt // *GSA Bulletin*. – 2017. – V. 129. – P. 547-569.
255. Long, X., Sun, M., Yuan, C., Xiao, W., Lin, S., Wu, F., Xia, X., Cai, K. Detrital zircon age and Hf isotopic studies for metasedimentary rocks from the Chinese Altai: Implications for the Early Paleozoic tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt // *Tectonics*. – 2007. – V. 26. – TC5015.
256. Long, X.P., Yuan, C., Sun, M., Xiao, W.J., Zhao, G.C., Wang, Y.J., Cai, K.D, Xia, X.P, Xie, L.W. Detrital zircon ages and Hf isotopes of the early Paleozoic flysch sequence in the Chinese Altai, NW China: new constraints on depositional age, provenance and tectonic evolution // *Tectonophysics*. – 2010. – V. 180. – P. 213-231.
257. Long, X., Yuan, C., Sun, M., Safonova, I., Xiao, W., Wang, Y. Geochemistry and U–Pb detrital zircon dating of Paleozoic graywackes in East Junggar, NW China: Insights into

- subduction–accretion processes in the southern Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research*. – 2012. – V. 21. – P. 637-653.
258. Long, X.P., Luo, J., Sun, M., Wang, X., Wang, Y., Yuan, C., Jiang, Y. Detrital zircon U-Pb ages and whole-rock geochemistry of early Paleozoic metasedimentary rocks in the Mongolian Altai: insights into the tectonic affinity of the whole Altai-Mongolian terrane // *GSA Bulletin*. – 2020. – V. 132. – P. 477-494.
259. Lu, L., Qin, Y., Zhang, K.-J., Han, C.-Y., Wei, T., Li, Z.-F., Qu, Z.-H. Provenance and tectonic settings of the Late Paleozoic sandstones in central Inner Mongolia, NE China: Constraints on the evolution of the southeastern Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research*. – 2020. – V. 77. – P. 111-135.
260. Ludwig, K.R. ISOPLOT 3.75. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. User's Manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication. – 2012. – V. 5. – 75 p.
261. Ma, X.X., Shu, L.S., Jahn, B.-M. et al. Precambrian tectonic evolution of Central Tianshan, NW China: constraints from U-Pb dating and in situ Hf isotopic analysis of detrital zircons // *Precambrian Research*. – 2012. – V. 222-223. – P. 450-473.
262. Maruyama, S. Pacific-type orogeny revisited: Miyashiro-type orogeny proposed // *Island Arc*. – 1997. – V. 6. – P. 91–120.
263. Maruyama, S., Sakai, H. Tectonics of Asia as a composite continent // *Monograph of Association for Geological Collaboration of Japan*. – 1986. – V. 31. – P. 487-518.
264. Maruyama, S., Liou, J.G., Seno, T. Mesozoic and Cenozoic evolution of Asia // *Oxford Monograph on Geology and Geophysics*. – 1989. – P. 75-99.
265. Maruyama, S., Kawai, T., Windley, B.F. Ocean plate stratigraphy and its imbrication in an accretionary orogen: the Mona complex, Anglesey-Lleyn, Wales, UK. Geological Society, London, Special Publications. – 2010. – V. 338. – P. 55-75.
266. Maruyama, S., Omori, S., Sensu, H., Kawai, K., Windley, B.F. Pacific-type orogens: new concepts and variations in space and time from present to past // *Journal of Geography*. – 2011. – V. 120. – P. 115-223 (in Japanese with English abstract and captions).
267. McLennan, S.M. Timing and relationships among Precambrian crustal and atmospheric evolution and banded iron-formations / In: Trudinger, P.A., Walter, M.R., Ralph, B.J. (Eds.), *Biogeochemistry of Ancient and Modern Environments: Canberra City, Australian Academy of Science*. – 1980. – P. 73-82.
268. McLennan, S.M. Rare Earth Elements in Sedimentary Rocks: Influence of Provenance and Sedimentary Process // *Review of Mineralogy*. – 1989. – V. 21. – P. 169-200.

269. McLennan, S.M., Taylor, S.R. Sedimentary-Rocks and Crustal Evolution: Tectonic Setting and Secular Trends // *Journal of Geology*. – 1991. – V. 99. – P. 1-21.
270. McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., Hanson, G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics / In: M.J. Johnsson, A. Basu (Eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. Special Papers, Geological Society of America. – 1993. – V. 284. – P. 21-40.
271. Mezger, K., Krogstad, E.J. Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: An evaluation // *Journal of Metamorphic Geology*. – 1997. – V. 15. – P. 127-140.
272. Nance, W.B., Taylor, S.R. Rare Earth Element Patterns and Crustal Evolution—I. Australian Post-Archean Sedimentary Rocks // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1976. – V. 40. – P. 1539-1551.
273. Nelson, D.R. An assessment of the determination of depositional ages for Precambrian clastic sedimentary rocks by U-Pb dating of detrital zircon // *Sedimentary Geology*. – 2001. – V. 141-142. – P. 37-60.
274. Nesbitt, H.W., Young, G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. – 1982. – V. 299. – P. 715-717.
275. Pan, H., Shen, P., Zhang, L., Seitmuratova, E., Jakupova, S. Geochemistry, U-Pb dating, Lu-Hf isotopic analysis and geological significance of volcanic rocks in Maikain deposit, Kazakhstan // *Acta Petrologica Sinica*. – 2015. – V. 31. – № 2. – P. 401-414.
276. Parfenov, L.M., Khanchuk, A.I., Badarch, G., Miller, R.J., Naumova, V.V., Nokleberg, W.J., Ogasawara, M., Prokopiev, A.V., Yan, H. North-East Asia geodynamic map. – 2006.
277. Patchett, P.J., Kouvo, O., Hedge, C.E., Tatsumoto, M. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: evidence from Hf isotopes // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1981. – V. 78. – P. 279-297.
278. Pearce, J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries / In: Thorpe, R.S. (Ed.), *Andesites*. – 1982. – P. 525-548.
279. Pell, S.D., Williams, I.S., Chivas, A.R. The use of protolith zircon-age fingerprints in determining the protosource areas for some Australian dune sands // *Sedimentary Geology*. – 1997. – V. 109. – P. 233-260.
280. Pettijohn, F.J. *Sedimentary rocks* (First edition). New York, Harper and Brothers. – 1949. – 526 p.
281. Pettijohn, F.J. Classification of sandstones // *Journal of Geology*. – 1954. – V. 62. – P. 360-365.
282. Pettijohn, F.J. *Sedimentary Rocks*. Harper and Row, New York. – 1975. – 614 p.

283. Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R. Sand and sandstone. Springer, Berlin Heidelberg New York. – 1972. – 553 p.
284. Pirajno, F. Intracontinental strike-slip faults, associated magmatism, mineral systems and mantle dynamics: examples from NW China and Altay-Sayan (Siberia) // *Journal of Geodynamics*. – 2010. – V. 50. – P. 325-346.
285. Pirajno, F., Ernst, R., Borisenko A.S., Fedoseeb, G., Naumov, E. Intraplate magmatism in Central Asia and China and associated metallogeny // *Ore Geology Reviews*. – 2009. – V. 35. – P. 114-136.
286. Plank, T., Hangmuir, C.H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // *Chemical Geology*. – 1998. – V. 145. – P. 325-394.
287. Posamentier, H.W., Walker, R.G. Deep-Water Turbidites and Submarine Fans Facies Models Revisited. SEPM Special Publication No. 84, 2006. – P. 1-122.
288. Rainbird, R.H., Hamilton, M.A., Young, G.M. Detrital zircon geochronology and provenance of the Torridonian, NW Scotland // *Journal of the Geological Society of London*. – 2001. – V. 158. – P. 15-27.
289. Ribeiro, J.M., Ishizuka, O., Lee, C.-T., Girard, G. Evolution and maturation of the nascent Mariana arc // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2020. – V. 530. – 115912.
290. Rino, S., Komiya, T., Windley, B.F., Katayama, I., Motoki, A., Hirata, T. Major episodic increases of continental crustal growth determined from zircon ages of river sands; implications for mantle overturns in the Early Precambrian // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. – 2004. – V. 146. – P. 369-394.
291. Rojas-Agramonte, Y., Kröner, A., Alexeiev, D.V., Jeffreys, T., Khudoley, A.K., Wong, J., Geng, H., Shu, L., Semiletkin, S.A., Mikolaichuk, A.V., Kiselev, V.V., Yang, J., Seltmann, R. Detrital and igneous zircon ages for supracrustal rocks of the Kyrgyz Tianshan and palaeogeographic implications // *Gondwana Research* 26. – 2014. – P. 957-974.
292. Roser, B.P., Korsch, R.J. Provenance Signature of Sandstone-Mudstone Suites Determined Using Discriminant Function Analysis of Major Element Data // *Chemical Geology*. – 1988. – V. 67. – P. 119-139.
293. Roser, B.P., Korsch, R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // *Journal of Geology*. – 1986. – V. 94. – P. 635-650.
294. Rubatto, D. Zircon: The Metamorphic Mineral // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2017. – V. 83. – P. 261-296.

295. Safonova, I.Y. Intraplate magmatism and oceanic plate stratigraphy of the Paleo-Asian and Paleo-Pacific Oceans from 600 to 140 Ma // *Ore Geology Review*. – 2009. – V. 35. – P. 137-154.
296. Safonova, I. Juvenile versus recycled crust in the Central Asian Orogenic Belt: Implications from ocean plate stratigraphy, blueschist belts and intra-oceanic arcs // *Gondwana Research*. – 2017. – V. 47. – P. 6-27.
297. Safonova, I., Maruyama, S. Asia: a frontier for a future supercontinent Amasia // *International Geology Review*. – 2014. – V. 59. – P. 1051-1071.
298. Safonova, I., Santosh, M. Accretionary complexes in the Asia-Pacific region: Tracing archives of ocean plate stratigraphy and tracking mantle plumes // *Gondwana Research*. – 2014. – V. 25. – P. 126-158.
299. Safonova, I., Perfilova, A. Survived and disappeared intra-oceanic arcs of the Paleo-Asian Ocean: evidence from Kazakhstan // *National Science Review*. – 2023. – V. 10.
300. Safonova, I.Yu., Buslov, M.M., Iwata, K., Kokh, D.A. Fragments of Vendian-Early Carboniferous oceanic crust of the Paleo-Asian Ocean in foldbelts of the Altai-Sayan region of Central Asia: geochemistry, biostratigraphy and structural setting // *Gondwana Research*. – 2004. – V. 7. – P. 771-790.
301. Safonova, I., Seltmann, R., Kröner, A., Gladkochub, D., Schulmann, K., Xiao, W., Kim, T., Komiya, T., Sun, M. A new concept of continental construction in the Central Asian Orogenic Belt (compared to actualistic examples from the Western Pacific) // *Episodes*. – 2011. – V. 34. – P. 186-194.
302. Safonova, I.Yu., Simonov, V.A., Kurganskaya, E.V., Obut, O.T., Romer, R.L., Seltmann, R. Late Paleozoic oceanic basalts hosted by the Char suture-shear zone, East Kazakhstan: geological position, geochemistry, petrogenesis and tectonic setting // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2012. – V. 49. – P. 20-39.
303. Safonova, I., Kojima, S., Nakae, S., Romer, R., Seltmann, R., Sano, H., Onoue, T. Oceanic island basalts in accretionary complexes of SW Japan: Tectonic and petrogenetic implications // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2015. – V. 113. – P. 508-523.
304. Safonova, I., Biske, G., Romer, R.L., Seltmann, R., Simonov, V., Maruyama, S. Middle Paleozoic magmatism and ocean plate stratigraphy of the South Tianshan, Kyrgyzstan // *Gondwana Research*. – 2016. – V. 30. – P. 236-256.
305. Safonova, I., Kotlyarov, A., Krivonogov, S., Xiao, W. Intra-oceanic arcs of the Paleo-Asian Ocean // *Gondwana Research*. – 2017. – V. 50. – P. 167-194.

306. Safonova, I., Komiya, T., Romer, R., Simonov, V., Seltmann, R., Rudnev, S., Yamamoto, Sh., Sun, M. Supra-subduction igneous formations of the Char ophiolite belt, East Kazakhstan // *Gondwana Research*. – 2018. – V. 59. – P. 159-179.
307. Safonova, I.Yu., Savinsky, I.A., Perfilova, A.A., Gurova, A.V., Maruyama, S., Tsujimori, T. Itmurundy accretionary complex (Northern Balkhash): geological structure, stratigraphy and tectonic origin // *Gondwana Research*. – 2020. – V. 79. – P. 49-69.
308. Safonova, I., Perfilova, A., Obut, O., Kotler, P., Aoki, S., Komiya, T., Wang, B., Sun, M., 2021. Traces of intra-oceanic arcs recorded in sandstones of eastern Kazakhstan: implications from U-Pb detrital zircon ages, geochemistry, and Nd-Hf isotopes // *International Journal of Earth Sciences*. – 2021. – V. 111. – № 8. – P. 2449-2468.
309. Safonova, I., Perfilova, A., Savinskiy, I., Kotler, P., Sun, M., Wang, B. Sandstones of the Itmurundy accretionary complex, central Kazakhstan, as archives of arc magmatism and subduction erosion: Evidence from U-Pb zircon ages, geochemistry and Hf-Nd isotopes // *Gondwana Research*. – 2022. – V. 111. – P. 35-52.
310. Savinskiy, I., Safonova, I., Perfilova, A., Kotler, P., Sato, T., Maruyama, S. A story of Devonian ocean plate stratigraphy hosted by the Ulaanbaatar accretionary complex, northern Mongolia: implications from geological, structural and U-Pb detrital zircon data // *International Journal of Earth Sciences*. – 2021. – V. 111. – P. 2469-2492.
311. Scholl, D.W., von Huene, R. Crustal recycling at modern subduction zones applied to the past - Issues of growth and preservation of continental basement crust, mantle geochemistry, and supercontinent reconstruction // *Geological Society of America Memoirs*. – 2007. – V. 200. – P. 9-32.
312. Sengör, A.M.C., Natal'in, B.A. Palaeotectonics of Asia: fragments of a synthesis / In: Yin A., Harrison M. (Eds.), *Tectonic evolution of Asia*, Cambridge University Press, Cambridge. – 1996. – P. 486-640.
313. Sengör, A.M.C., Natal'in, B.A., Burtman, V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*. – 1993. – V. 364. – P. 299-307.
314. Sennikov, N.V., Iwata, K., Ermikov, V.D., Obut, O.T., Khlebnikova, T.V. Oceanic sedimentation settings and fauna associations in the Paleozoic on the southern framing of the West Siberian Plate // *Russian Geology and Geophysics*. – 2003. – V. 44. – P. 156-171.
315. Shen, P., Shen, Y., Li, X.H., Pan, H., Zhu, H., Meng, L., Dai, H. Northwestern Junggar basin, Xiemisitai mountains, China: a geochemical and geochronological approach // *Lithos*. – 2012. – V. 140. – P. 103-118.

316. Shen, P., Pan, H., Seitmuratova, E., Yuan, F., Jakupova, S. A Cambrian intra-oceanic subduction system in the Bozshakol area, Kazakhstan // *Lithos*. – 2015. – V. 224-225. – P. 61-77.
317. Shen, P., Pan, H., Hattori, K., Cooke, D.R., Seitmuratova, E. Large Paleozoic and Mesozoic porphyry deposits in the Central Asian Orogenic Belt: Geodynamic settings, magmatic sources, and genetic models // *Gondwana Research*. – 2018. – V. 58. – P. 161-194.
318. Sklyarov, E.V., Gladkochub, D.P., Mazukabzov, A.M., Donskaya, T.V., Stanevich, A.M. Geologic complexes of the southern marginal part of the Siberian craton as indicators of the Neoproterozoic supercontinent evolution // *Russian Journal of Earth Sciences*. – 2003. – V. 5. – № 5. – P. 347-359.
319. Song, S., Xiao, W., Windley, B.F., Collins, A.S., Chen, Y., Zhang, J., Schulmann, K., Han, C., Wan, B., Ao, S., Zhang, Z., Song, D., Li, R. Late Paleozoic Chingiz and Saur arc amalgamation in West Junggar (NW China): implications for accretionary tectonics in the southern Altaids // *Tectonics*. – 2020. – V. 39. – P. 1-24.
320. Spencer, C.J., Hoiland, C.W., Harris, R.A., Link, P.K., Balgord, E.A. Constraining the timing and provenance of the Neoproterozoic Little Willow and Big Cottonwood Formations, Utah: expanding the sedimentary record for early rifting of Rodinia // *Precambrian Research*. – 2012. – V. 204-205. – P. 57-65.
321. Stern, C.R. Subduction erosion: Rates, mechanisms, and its role in arc magmatism and the evolution of the continental crust and mantle // *Gondwana Research*. – 2011. – V. 20. – P. 284-308.
322. Stern, R.J., Scholl, D.W. Yin and Yang of continental crust creation and destruction by plate tectonics // *International Geology Review*. – 2010. – V. 52. – P. 1-31.
323. Stewart, J., Gehrels, G., Barth, A., Link, P., Christie-Blick, N., Wrucke, C. Detrital zircon provenance of Mesoproterozoic to Cambrian arenites in the western United States and northwestern Mexico // *Bulletin of the Geological Society of America*. – 2001. – V. 113. – P. 1343-1356.
324. Sun, S., McDonough, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes / In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications. – 1989. – V. 42. – P. 313-345.
325. Surpless, K.D., Graham, S.A., Covault, J.A., Wooden, J.L. Does the Great Valley Group contain Jurassic strata? Reevaluation of the age and early evolution of a classic forearc basin // *Geology*. – 2006. – V.34. – P. 21-24.

326. Suzuki, K., Kurihara, T. U–Pb ages and sandstone provenance of the Permian volcano-sedimentary sequence of the Hida Gaien belt, Southwest Japan: Implications for Permian sedimentation and tectonics in Northeast Asia // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2021. – V. 219. – 104888.
327. Suzuki, K., Maruyama, S., Yamamoto, S., Omori, S. Have the Japanese Islands grown?: Five “Japan”s were born, and four “Japans” subducted into the mantle // *Journal of Geography*. – 2010. – V. 119. – P. 1173–1196. (in Japanese)
328. Tallmann, S.L. Sandstone types. Their abundance and cementing agents // *Journal of Geology*. – 1949. – V. 57. – P. 582-591.
329. Tatsumoto, M., Patterson, C. Age studies of zircon and feldspar concentrates from the Franconia sandstone // *The Journal of Geology*. – 1964. – V. 72. – № 2. – P. 232-242.
330. Taylor, S.R., McLennan, S.M. *The Continental Crust: Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford. – 1985. – 312 p.
331. Taylor, S.R., McLennan, S.M. The significance of the rare earths in geochemistry and cosmochemistry / In: K.A. Gschneider, L. Eyring (Eds.), *Handbook on the Physics and Chemistry of Rare Earths*. Elsevier Science Publishers, North-Holland Physics Publishing Division, Amsterdam. – 1988. – V. 11. – P. 485-580.
332. Tretyakov, A.A., Degtyarev, K.E., Shatagin, K.N., Kotov, A.B., Salnikova, E.B., Anisimova, I.V. Neoproterozoic anorogenic rhyolite-granite volcano-plutonic association of the Aktau-Mointy massif (central Kazakhstan): age, source and paleotectonic position // *Petrology*. – 2015. – V. 23. – № 1. – P. 22-44.
333. Twenhofel, W.H. *Treatise on sedimentation: Second edition*. Baltimore, Williams and Wilkins Co. – 1932. – 926 p.
334. Vernikovskiy, V.A., Vernikovskiy, A.E., Sal'nikova, E.B., Kotov, A.B., Kovach, V.P. Neoproterozoic accretion-collisional events on the western margin of the Siberian Craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // *Tectonophysics*. – 2003. – V. 375. – P. 147-168.
335. von Huene, R., Ranero, C.R., Watts, P. Tsunamigenic slope failure along the Middle America Trench in two tectonic settings // *Marine Geology*. – 2004. – V. 203. – P. 303-317.
336. Wakita, K. Cretaceous accretionary-collision complexes in Central Indonesia // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2000. – V. 18. – № 6. – P. 739-749.
337. Wakita, K. Mappable features of mélanges derived from ocean plate stratigraphy in the Jurassic accretionary complexes of Mino and Chichibu terranes, Southwest Japan // *Tectonophysics*. – 2012. – V. 568-569. – P. 74-85.

338. Wakita, K., Metcalfe, I. Ocean Plate Stratigraphy in East and Southeast Asia // *Journal of Asia Earth Sciences*. – 2005. – V. 24. – P. 679-702.
339. Wan, Y.-S., Liu, D.-Y., Wang, W., Song, T.-R., Kröner, A., Dong, C.-Y., Zhou, H.-Y., Yin, X.-Y. Provenance of Meso- to Neoproterozoic cover sediments at the Ming Tombs, Beijing, North China Craton: An integrated study of U-Pb dating and Hf isotopic measurement of detrital zircons and whole-rock geochemistry // *Gondwana Research*. – 2011. – V. 20. – P. 219-242.
340. Windley, B.F., Kröner, A., Guo, J., Qu, G., Li, Y., Zhang, C. Neoproterozoic to Palaeozoic geology of the Altai orogen, NW China: new zircon age data and tectonic evolution // *Journal of Geology*. – 2002. – V. 110. – P. 719-739.
341. Windley, B.F., Alexeiev, D., Xiao, W., Kröner, A., Badarch, G. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // *Journal of the Geological Society of London*. – 2007. – V. 164. – P. 31-47.
342. Woodhead, J., Stern, R.J., Pearce, J., Hergt, J., Vervoot, J. Hf-Nd isotope variation in Mariana Trough basalts: The importance of “ambient mantle” in the interpretation of subduction zone magmas // *Geology*. – 2012. – V. 40. – № 6. – P. 539-542.
343. Xiao, W.J., Windley, B.F., Hao, J., Zhai, M.G. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: termination of the Central Asian Orogenic Belt // *Tectonics*. – 2003. – V. 22. – № 6. – 1069.
344. Xiao, W., Windley, B.F., Badarch, G., Sun, S., Li, J., Qin, K., Wang, Z. Palaeozoic accretionary and convergent tectonics of the southern Altaids: implications for the growth of Central Asia // *Journal of the Geological Society, London*. – 2004. – V. 161. – P. 339-342.
345. Xiao, W.J., Windley, B.F., Yuan, C., Sun, M., Han, C.M., Lin, S.F., Chen, H.L., Yan, Q.R., Liu, D.Y., Qin, K.Z., Li, J.L., Sun, S. Paleozoic multiple subduction–accretion processes of the southern Altaids // *American Journal of Science*. – 2009. – V. 309. – P. 221-270.
346. Xiao, W.J., Huang, B., Han, C., Sun, S., Li, J. A review of the western part of the Altaids: A key to understanding the architecture of accretionary orogens // *Gondwana Research*. – 2010. – V. 18. – P. 253-273.
347. Xu, Z., Han, B.-F., Ren, R., Zhou, Y.-Z., Su, L. Palaeozoic multiphase magmatism at Barleik Mountain, southern West Junggar, Northwest China: implications for tectonic evolution of the West Junggar // *International Geology Review*. – 2013. – V. 55. – P. 633-656.
348. Xiao, W., Liu, Y., Somerville, I., Schulmann, K., Kusky, T., Seltmann, R. Accretionary tectonics, deep structures and metallogeny of southern Altaids // *Geological Journal*. – 2020. – V. 55. – № 3. – P. 1613-1619.

349. Xu, K., Ding, F., Li, Q., Xie, X., Yang, L., Li, Y., Dong, B. Petrology and geochemistry of Upper Jurassic Weimei Formation sandstones in southern Tibet: implications for provenance and tectonic setting // *Geosciences Journal*. – 2019. – V. 23. – P. 767-790.
350. Yakubchuk, A.S. Architecture and mineral deposit settings of the Altaid orogenic collage: a revised model // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2004. – V. 23. – № 5. – P. 761-779.
351. Yakubchuk, A.S., Seltmann, R., Shatov, V.V., Cole, A. The Altaids: tectonic evolution and metallogeny // *Society of Economic Geologists Newsletter*. – 2001. – V. 46. – № 1. – P. 7-14.
352. Yakubchuk, A.S., Cole, A., Seltmann, R., Shatov, V. Tectonic setting, characteristics and regional exploration criteria for gold mineralization in Central Eurasia: the southern Tien-Shan province as a key example / In: Goldfarb, R., Nielsen, R.L. (Eds.), *Integrated methods for discovery: global exploration in the twenty first century*, SEG Special Publication. – 2002. – P. 177-202.
353. Yakubchuk, A.S., Shatov, V.V., Kirwin, D., Edwards, A., Tomurtogoo, O., Badarch, G., Buryak, V.A., 2005. Gold and base metal metallogeny of the Central Asian Orogenic Supercollage // *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. – 2005. – P. 1069-1096.
354. Zhang, K.-J. Secular geochemical variations of the Lower Cretaceous siliciclastic rocks from central Tibet (China) indicate a tectonic transition from continental collision to back-arc rifting // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2004. – V. 229. – P. 73-89.
355. Zheng, R.G., Zhao, L., Yang, Y.Q. Geochronology, geochemistry and tectonic implications of a new ophiolitic melange in the northern West Junggar, NW China // *Gondwana Research*. – 2019. – V. 74. – P. 237-250.
356. Zhylkaidarov, A. Conodonts from Ordovician ophiolites of central Kazakhstan // *Acta Palaeontologica Polonica*. – 1998. – V. 43. – №1. – P. 53-68.
357. Zimmermann, S., Hall, R. Provenance of Cretaceous sandstones in the Banda arc and their significance // *Gondwana Research*. – 2019. – V. 67. – P. 1-20.

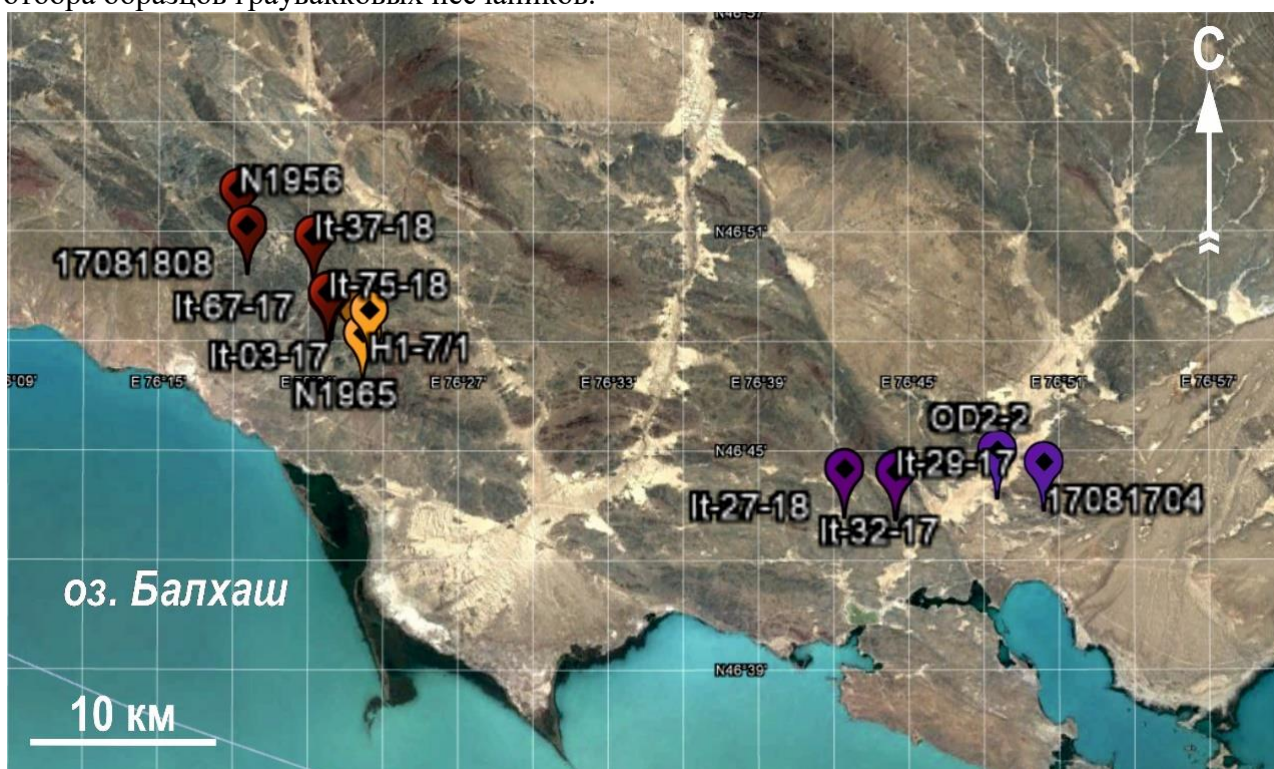
ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1. Общая характеристика граувакковых песчаников Итмурундинской зоны.

№ обр.	Тип породы	Свита/толща	Географическая привязка	Координаты
<i>Группа I (участок Центральный-1)</i>				
It-03-17	м/с-зернистый песчаник	Обалинская	4.5 км к югу от г. Узунтобек.	46°47'17.9" 76°23'12.2"
Н1-7/1	крупнозернистый песчаник		4 км к Ю-В от г. Узунтобек	46°47'31.1" 76°23'25.7"
It-09-18	мелкозернистый песчаник		4 км к Ю-В от г. Узунтобек	46°47'39.9" 76°22'52.6"
It-25-18	м/с-зернистый песчаник		4 км к Ю-В от г. Узунтобек	46°47'35.2" 76°22'59.6"
Н1956	м/с-зернистый песчаник		5.3 км к Ю-В от г. Узунтобек	46°46'53.1" 76°23'10.2"
<i>Группа I (участок Центральный-2)</i>				
Н1965	мелкозернистый песчаник	Обалинская	4 км к Ю-В от г. Уштоган	46°50'50.2" 76°18'12.5"
17081808	м/с-зернистый песчаник		4.5 км к востоку от г. Уштоган	46°49'49.4" 76°18'32.9"
It-37-18	мелкозернистый песчаник		1.2 км к востоку от г. Узунтобек	46°49'33.2" 76°21'12.6"
It-67-17	м/с-зернистый песчаник		3.2 км к югу от г. Узунтобек	46°48'00.4" 76°21'47.1"
It-69-18	м/с-зернистый песчаник		3.2 км к югу от г. Узунтобек	46°47'58.7" 76°21'47.6"
It-75-18	м/с-зернистый песчаник		3.2 км к югу от г. Узунтобек	46°47'57.7" 76°21'47.5"
It-83-18	м/с-зернистый песчаник		3.2 км к югу от г. Узунтобек	46°47'56.6" 76°21'46.6"
It-87-18	мелкозернистый песчаник		3.2 км к югу от г. Узунтобек	46°47'56.3" 76°21'47.2"
It-91-18	мелкозернистый песчаник		3.2 км к югу от г. Узунтобек	46°47'56.3" 76°21'47.2"
It-93-18	м/с-зернистый песчаник		3.2 км к югу от г. Узунтобек	46°47'55.1" 76°21'47.4"
It-101-18	мелкозернистый песчаник		3 км к югу от г. Узунтобек	46°48'02.6" 76°21'55.1"
<i>Группа II (участок Восточный-1)</i>				
It-29-17	м/с-зернистый песчаник	Ащюзекская	4.1 км к Ю-В от г. Коскызыл	46°43'06.1" 76°44'27.2"
It-32-17	м/с-зернистый песчаник		4.1 км к Ю-В от г. Коскызыл	46°43'08.7" 76°44'29.7"

It-27-18	м/с-зернистый песчаник		3.8 км к югу от г. Коскызыл	46°43'10.7" 76°42'25.0"
It-29-18	м/с-зернистый песчаник		4.1 км к Ю-В от г. Коскызыл	46°43'10.7" 76°42'25.0"
<i>Группа II (участок Восточный-2)</i>				
OD2-2	с/к-зернистый песчаник	Ащюзекская	7.4 км к Ю-В от г. Коскызыл	46°43'41.2" 76°48'31.3"
17081704	с/к-зернистый песчаник		9.8 км к Ю-В от г. Коскызыл	46°43'21.2" 76°50'22.9"

Приложение 2. Спутниковое изображение участков работ в Итмурундинской зоне и точки отбора образцов граувакковых песчаников.

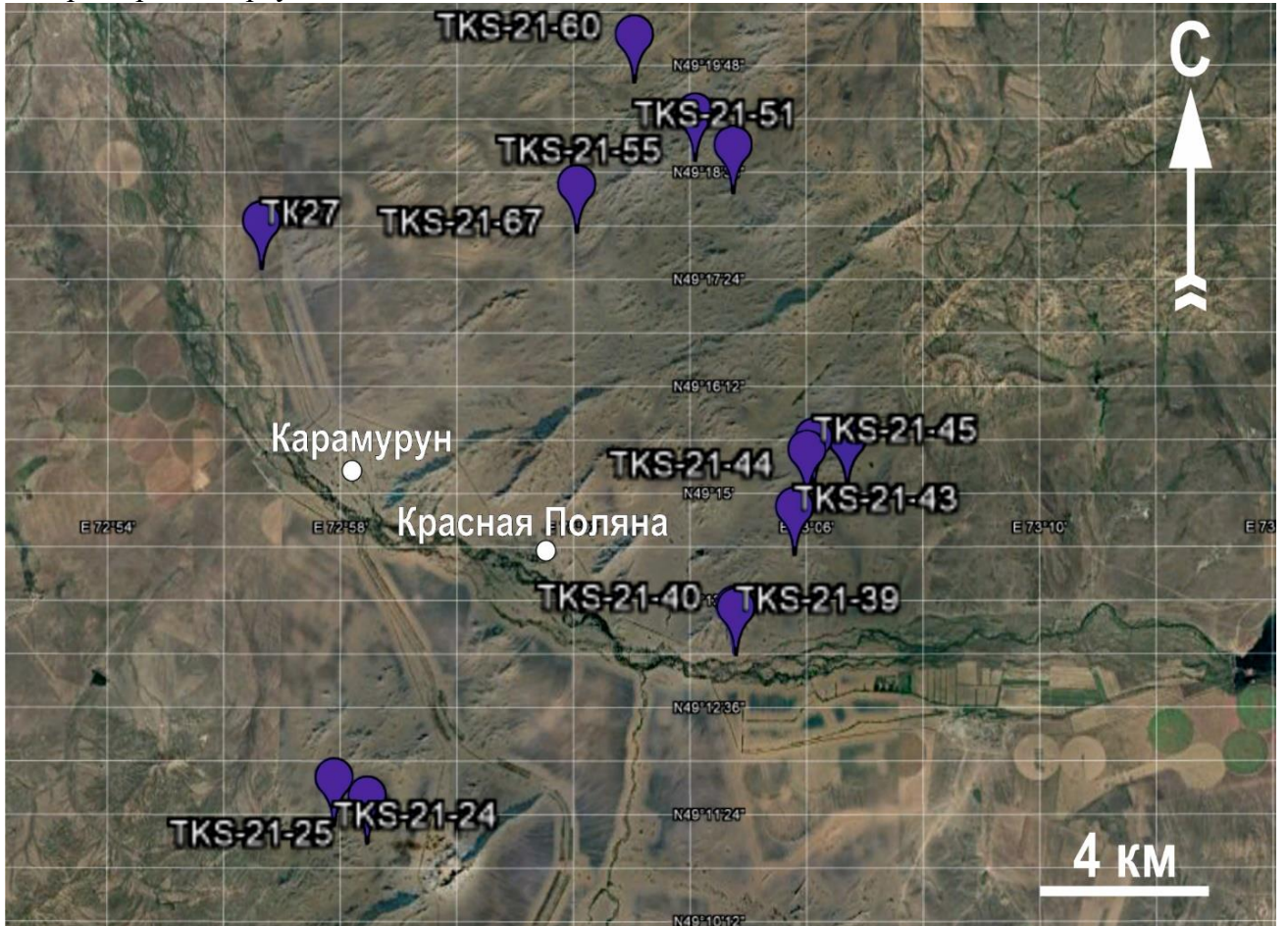


Приложение 3. Общая характеристика граувакковых песчаников Тектурмасского пояса.

№ обр.	Тип породы	Зона	Географическая привязка	Координаты
TKS-21-24	м/с-зернистый песчаник	Успенская зона	7 км к Ю-З от Красной Поляны	49°11'16.6" 72°57'53.6"
TKS-21-25	м/с-зернистый песчаник		7 км к Ю-З от Красной Поляны	49°11'04.4" 72°58'27.6"
TKS-21-39	среднезернистый песчаник		4.5 км к С-В от Красной Поляны	49°13'11.3" 73°04'47.2"
TKS-21-40	м/с-зернистый песчаник		4.5 км к С-В от Красной Поляны	49°13'12.5" 73°04'45.9"
TKS-21-43	мелкозернистый песчаник		6 км к С-В от Красной Поляны	49°14'18.8" 73°05'47.6"

TK-17	м/с-зернистый песчаник		6 км к С-В от Красной Поляны	49°15'04.2" 73°06'41.9"
TK-18	м/с-зернистый песчаник		6 км к С-В от Красной Поляны	49°15'04.2" 73°06'41.9"
TKS-21-44	мелкозернистый песчаник	Тектурмасская зона	6 км к С-В от Красной Поляны	49°14'57.3" 73°06'00.4"
TKS-21-45	мелкозернистый песчаник		6 км к С-В от Красной Поляны	49°15'05.2" 73°06'07.5"
TKS-21-51	м/с-зернистый песчаник	Базарбайская зона	ур. Кузек	49°18'22.1" 73°04'44.6"
TKS-21-55	мелкозернистый песчаник		ур. Кузек	49°18'43.8" 73°04'05.4"
TKS-21-67	с/к-зернистый песчаник		6 км к С-В от пос. Карамурун	49°17'55.7" 73°02'03.3"
TKS-21-60	с/к-зернистый песчаник	Нуринская зона	4.5 км к С-З от пос. Карамурун	49°19'36.5" 73°03'02.7"
TK-27	среднезернистый песчаник		4.5 км к С-З от пос. Карамурун	49°17'31.2" 72°56'38.3"

Приложение 4. Спутниковое изображение участков работ в Тектурмасского пояса и точки отбора образцов граувакковых песчаников.



Приложение 5. Общая характеристика граувакковых песчаников Жарминской зоны.

№ обр.	Тип породы	Свита/толща	Географическая привязка	Координаты
Zh1-13	м/с-зернистый песчаник	Коконьская свита	15 км к Ю-В от пос. Аркат (Жанаур)	48°56'57.2" 80°16'39.6"
Zh19-1	м/с-зернистый песчаник		левый борт р. Егин- Булак (г. Алтауит)	47°59'45.9" 81°51'11.6"
Zh19-2	среднезернистый песчаник		левый борт р. Егин- Булак (г. Алтауит)	47°59'45.9" 81°51'11.6"
Zh19-3	среднезернистый песчаник		левый борт р. Егин- Булак (г. Алтауит)	47°59'46.7" 81°51'20.8"
Zh19-5	м/с-зернистый песчаник		левый борт р. Егин- Булак (г. Алтауит)	47°59'55.9" 81°51'31.9"
Zh19-7	мелкозернистый песчаник		левый борт р. Егин- Булак (г. Алтауит)	48°00'12.2" 81°51'35.8"
Zh19-8	м/с-зернистый песчаник		левый борт р. Егин- Булак (г. Алтауит)	48°00'50.6" 81°51'54.2"
Zh19-13	среднезернистый песчаник		левый борт р. Егин- Булак (г. Алтауит)	48°01'24.6" 81°52'07.3"
Zh19-15	м/с-зернистый песчаник		левый борт р. Егин- Булак (г. Алтауит)	48°01'43.5" 81°52'13.5"
Zh19-26	мелкозернистый песчаник		левый борт р. Егин- Булак (г. Алтауит)	48°03'39.7" 81°52'12.7"
Zh19-35	мелкозернистый песчаник		Живет-франская толща	левый борт р. Сары- Булак
Zh19-37	мелкозернистый песчаник	левый борт р. Сары- Булак		48°08'05.4" 81°54'22.7"
Zh19-38	мелкозернистый песчаник	левый борт р. Сары- Булак		48°08'05.0" 81°54'24.5"
Zh19-41	м/с-зернистый песчаник	левый борт р. Сары- Булак		48°07'18.0" 81°56'06.8"
Zh19-59	м/с-зернистый песчаник	левый борт р. Сары- Булак		48°06'05.0" 81°57'09.8"
Zh19-64	м/с-зернистый песчаник	Фаменская толща	правый борт р. Сары- Булак	48°10'18.6" 81°48'57.1"
Zh19-66	среднезернистый песчаник		правый борт р. Сары- Булак	48°11'52.1" 81°48'46.2"
Zh19-67	м/с-зернистый песчаник		правый борт р. Сары- Булак	48°11'50.2" 81°48'43.6"
Zh19-68	м/с-зернистый песчаник		правый борт р. Сары- Булак	48°11'52.6" 81°48'38.8"

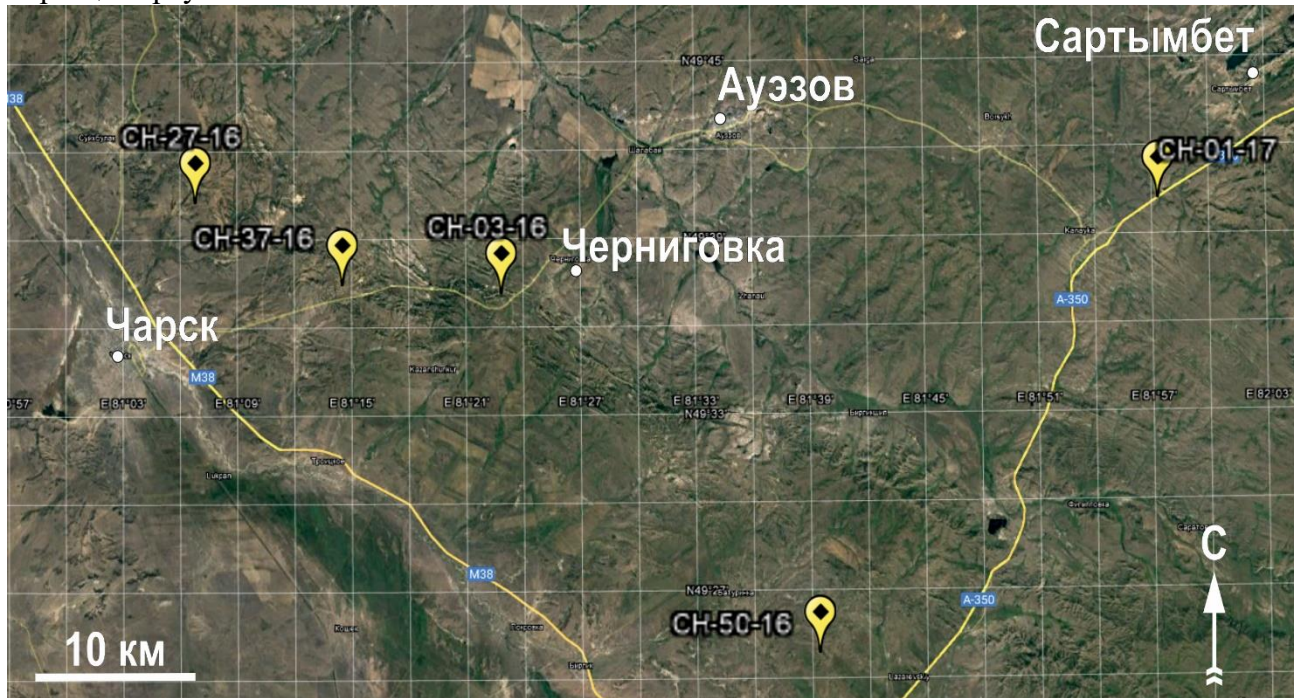
Приложение 6. Спутниковое изображение участков работ в Жарминской зоне и точки отбора образцов граувакковых песчаников.



Приложение 7. Общая характеристика граувакковых песчаников Чарской зоны.

№ обр.	Тип породы	Свита/толща	Географическая привязка	Координаты
СН-01-17	среднезернистый песчаник	Даланкаринская свита	8 км к Ю-З от с. Сартымбет	49°40'12.7" 81°57'18.7"
СН-02-17	среднезернистый песчаник	Даланкаринская свита	8 км к Ю-З от с. Сартымбет	49°40'12.7" 81°57'18.7"
СН-03-16	м/с-зернистый песчаник	Таубинская свита	5 км к Ю-З от пос. Черниговка	49°37'09.1" 81°22'50.2"
СН-27-16	мелкозернистый песчаник	Даланкаринская свита	10 км к востоку от г. Чарск	49°40'16.1" 81°06'47.5"
СН-37-16	мелкозернистый песчаник	Даланкаринская свита	15 км к востоку от г. Чарск	49°37'27.2" 81°14'30.1"
СН-50-16	м/с-зернистый песчаник	Таубинская свита	6 км к Ю-В от пос. Батуринка	49°24'52.9" 81°39'22.1"

Приложение 8. Спутниковое изображение участков работ в Чарской зоне и точки отбора образцов граувакковых песчаников



Приложение 9. Результаты U-Pb датирования обломочных цирконов из граувакковых песчаников Итмурундинской зоны.

№ обр.	Изотопные отношения					Возраст, млн лет				конк.*	Th/U
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	rho	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ		
<i>Участок Центральный-1 (Группа I)</i>											
It-03-17	0.64659	0.00845	0.08167	0.00103	0.96622	506	5	506	6	100%	0.32
	0.55929	0.01107	0.07252	0.00074	0.51481	451	7	451	4	100%	0.13
	0.59957	0.00495	0.07681	0.00054	0.84644	477	3	477	3	100%	0.61
	0.68001	0.00604	0.08570	0.00033	0.43144	527	4	530	2	99%	0.63
	0.65152	0.01258	0.07771	0.00070	0.46501	509	8	482	4	106%	0.40
	0.56852	0.00428	0.07346	0.00048	0.86256	457	3	457	3	100%	0.31
	0.56594	0.00536	0.07364	0.00065	0.92650	455	3	458	4	99%	0.40
	0.63199	0.00385	0.07999	0.00048	0.97831	497	2	496	3	100%	0.67
	0.60317	0.00544	0.07530	0.00044	0.64352	479	3	468	3	102%	0.54
	0.61101	0.00385	0.07803	0.00041	0.83406	484	2	484	2	100%	0.42
	0.59271	0.00712	0.07620	0.00042	0.45585	473	5	473	2	100%	0.34
	0.56923	0.00479	0.07353	0.00055	0.88657	458	3	457	3	100%	0.44
	0.58166	0.00619	0.07468	0.00048	0.60698	466	4	464	3	100%	0.31
	0.60481	0.00439	0.07675	0.00044	0.78213	480	3	477	3	101%	0.43
	0.60551	0.00564	0.07676	0.00074	0.96146	481	4	477	4	101%	0.30
	0.58438	0.00453	0.07532	0.00056	0.95243	467	3	468	3	100%	0.93
	0.58075	0.00639	0.07474	0.00082	0.99980	465	4	465	5	100%	0.41
	0.59170	0.00526	0.07571	0.00050	0.74631	472	3	470	3	100%	0.34
	0.59241	0.00517	0.07603	0.00048	0.72191	472	3	472	3	100%	0.37
	0.56543	0.00454	0.07342	0.00057	0.97296	455	3	457	3	100%	0.32
0.58027	0.00550	0.07476	0.00056	0.78692	465	4	465	3	100%	0.36	
0.62604	0.00622	0.07838	0.00053	0.67540	494	4	486	3	101%	0.33	
0.60294	0.00490	0.07614	0.00049	0.79390	479	3	473	3	101%	0.26	
0.58169	0.00554	0.07527	0.00061	0.85496	466	4	468	4	100%	0.28	

	0.62799	0.00859	0.07735	0.00097	0.91841	495	5	480	6	103%	0.53
	0.56624	0.00467	0.07362	0.00041	0.66978	456	3	458	2	99%	0.43
	0.58880	0.00533	0.07552	0.00042	0.61992	470	3	469	3	100%	0.28
	0.56679	0.00691	0.07045	0.00061	0.71098	456	4	439	4	104%	0.22
	0.65951	0.00821	0.08190	0.00049	0.48045	514	5	507	3	101%	0.25
	0.60582	0.00615	0.07691	0.00046	0.58813	481	4	478	3	101%	0.48
	0.65908	0.00580	0.08277	0.00070	0.95419	514	4	513	4	100%	0.34
	0.62494	0.00502	0.07855	0.00052	0.82426	493	3	487	3	101%	0.39
	0.58082	0.00505	0.07434	0.00050	0.76895	465	3	462	3	101%	0.27
	0.58681	0.00559	0.07503	0.00066	0.92977	469	4	466	4	101%	0.29
	0.59849	0.00791	0.07626	0.00061	0.60855	476	5	474	4	101%	0.52
	0.56333	0.00432	0.07290	0.00046	0.82949	454	3	454	3	100%	0.37
	0.72083	0.00807	0.08673	0.00082	0.84503	551	5	536	5	103%	0.69
	0.58059	0.00586	0.07519	0.00053	0.69439	465	4	467	3	99%	0.32
	0.59585	0.00519	0.07723	0.00060	0.89807	475	3	480	4	99%	0.40
	0.57763	0.00566	0.07397	0.00054	0.75068	463	4	460	3	101%	0.30
	0.59299	0.00488	0.07601	0.00044	0.71054	473	3	472	3	100%	0.27
	0.57781	0.00489	0.07465	0.00051	0.80600	463	3	464	3	100%	0.39
	0.59840	0.00698	0.07672	0.00047	0.52405	476	4	477	3	100%	0.44
	0.58447	0.00445	0.07505	0.00038	0.66842	467	3	466	2	100%	0.35
	0.68255	0.00804	0.08008	0.00042	0.44191	528	5	497	2	106%	0.59
	0.57485	0.00415	0.07467	0.00039	0.72664	461	3	464	2	99%	0.40
	0.56439	0.00546	0.07323	0.00051	0.72132	454	4	456	3	100%	0.43
	0.58320	0.00866	0.07492	0.00060	0.53727	467	6	466	4	100%	0.51
	0.59955	0.00460	0.07710	0.00055	0.93038	477	3	479	3	100%	0.29
	0.56909	0.00459	0.07355	0.00054	0.91348	457	3	458	3	100%	0.86

	0.59861	0.00402	0.07695	0.00049	0.93887	476	3	478	3	100%	0.39
	0.55452	0.00769	0.06862	0.00061	0.64176	448	5	428	4	105%	0.24
	0.57401	0.00426	0.07402	0.00046	0.83291	461	3	460	3	100%	0.46
	0.58281	0.00787	0.07319	0.00057	0.57756	466	5	455	3	102%	0.30
	0.57655	0.00679	0.07454	0.00080	0.90612	462	4	463	5	100%	0.32
	0.58654	0.00448	0.07559	0.00037	0.64186	469	3	470	2	100%	0.39
	0.59540	0.00481	0.07558	0.00046	0.75603	474	3	470	3	101%	0.35
	0.59251	0.00505	0.07400	0.00030	0.47905	472	3	460	2	103%	0.41
	0.58915	0.00712	0.07522	0.00063	0.68947	470	5	468	4	101%	0.35
	0.56164	0.00757	0.07250	0.00048	0.48672	453	5	451	3	100%	0.32
	0.60931	0.00530	0.07691	0.00033	0.48870	483	3	478	2	101%	0.52
	0.58158	0.00513	0.07493	0.00051	0.77319	465	3	466	3	100%	0.32
	0.57336	0.00577	0.07396	0.00053	0.70783	460	4	460	3	100%	0.41
	0.60464	0.00879	0.07728	0.00110	0.97828	480	6	480	7	100%	0.55
	0.61933	0.00895	0.07603	0.00092	0.83694	489	6	472	6	104%	0.34
N1965	0.57530	0.02652	0.07689	0.00224	0.63242	461	17	478	13	97%	0.38
	0.53277	0.02527	0.07003	0.00205	0.61701	434	17	436	12	99%	0.34
	0.55221	0.03678	0.07207	0.00223	0.46455	446	24	449	13	100%	0.32
	0.56972	0.03304	0.07172	0.00217	0.52070	458	21	447	13	103%	0.39
	0.57372	0.02157	0.07316	0.00158	0.57531	460	14	455	10	101%	0.37
	0.55948	0.02095	0.07339	0.00159	0.57674	451	14	457	10	99%	0.48
	0.58060	0.02761	0.07471	0.00169	0.47443	465	18	464	10	100%	0.30
	0.58608	0.01827	0.07432	0.00157	0.67651	468	12	462	9	101%	0.29
	0.57378	0.01867	0.07215	0.00153	0.65162	460	12	449	9	103%	0.30
	0.57190	0.02315	0.07405	0.00162	0.54024	459	15	460	10	100%	0.27
	0.60823	0.03313	0.07342	0.00172	0.42906	482	21	457	10	106%	0.33

	0.61633	0.03360	0.07395	0.00173	0.42920	488	21	460	10	106%	0.31
	0.59355	0.02732	0.07232	0.00163	0.48839	473	17	450	10	105%	0.37
	0.57870	0.01923	0.07477	0.00159	0.63940	464	12	465	10	100%	0.28
	0.56509	0.01473	0.07365	0.00059	0.30918	455	10	458	4	99%	0.54
	0.56527	0.01547	0.07528	0.00062	0.30190	455	10	468	4	97%	0.25
	0.56396	0.02129	0.07378	0.00074	0.26693	454	14	459	4	99%	0.29
	0.57518	0.01784	0.07372	0.00066	0.28794	461	12	459	4	101%	0.57
	0.54190	0.02186	0.07451	0.00078	0.25888	440	14	463	5	95%	0.32
	0.58377	0.01487	0.07460	0.00059	0.31306	467	10	464	4	101%	0.23
	0.59579	0.02468	0.07082	0.00078	0.26576	475	16	441	5	108%	0.44
<i>Участок Центральный-2 (Группа I)</i>											
It-67-17	0.56602	0.00505	0.07344	0.00057	0.86853	455	3	457	3	100%	0.31
	0.59186	0.00524	0.07544	0.00047	0.70869	472	3	469	3	101%	0.26
	0.60737	0.00450	0.07722	0.00058	0.98429	482	3	480	3	100%	0.37
	0.56933	0.00491	0.07345	0.00048	0.75966	458	3	457	3	100%	0.29
	0.57675	0.00445	0.07264	0.00051	0.90641	462	3	452	3	102%	0.43
	0.56623	0.00499	0.07359	0.00040	0.61755	456	3	458	2	100%	0.52
	0.58173	0.00515	0.07490	0.00034	0.51257	466	3	466	2	100%	0.45
	0.58415	0.00523	0.07557	0.00047	0.69521	467	3	470	3	99%	0.37
	0.56483	0.00446	0.07325	0.00043	0.75130	455	3	456	3	100%	0.56
	0.56668	0.00547	0.07352	0.00058	0.81538	456	4	457	3	100%	0.31
	0.56594	0.00363	0.07320	0.00031	0.67007	455	2	455	2	100%	0.34
	0.59239	0.00511	0.07619	0.00067	0.97523	472	3	473	4	100%	0.35
	0.58492	0.00508	0.07530	0.00043	0.65130	468	3	468	3	100%	0.39
	0.54759	0.01079	0.07129	0.00048	0.34072	443	7	444	3	100%	0.42
	0.56320	0.00626	0.07289	0.00063	0.77882	454	4	454	4	100%	0.35

	0.56346	0.00631	0.07295	0.00063	0.76782	454	4	454	4	100%	0.35
	0.58195	0.00383	0.07437	0.00031	0.64083	466	2	462	2	101%	0.61
	0.56548	0.00503	0.07334	0.00056	0.86239	455	3	456	3	100%	0.28
	0.55813	0.00617	0.07247	0.00063	0.78226	450	4	451	4	100%	0.35
	0.56554	0.00729	0.07344	0.00081	0.85517	455	5	457	5	100%	0.57
	0.56563	0.00556	0.07346	0.00059	0.81693	455	4	457	4	100%	0.37
	0.56293	0.00545	0.07282	0.00056	0.79899	453	4	453	3	100%	0.41
	0.56262	0.00333	0.07291	0.00027	0.61758	453	2	454	2	100%	0.46
	0.59180	0.00478	0.07605	0.00054	0.87327	472	3	472	3	100%	0.33
	0.56220	0.00483	0.07274	0.00041	0.65850	453	3	453	2	100%	0.29
	0.55691	0.00433	0.07195	0.00039	0.70168	450	3	448	2	100%	0.39
	0.56266	0.00654	0.07299	0.00052	0.61792	453	4	454	3	100%	0.33
	0.56286	0.00366	0.07326	0.00032	0.67019	453	2	456	2	99%	0.35
	0.57238	0.00513	0.07299	0.00036	0.54400	460	3	454	2	101%	0.34
	0.59338	0.00522	0.07604	0.00067	0.99654	473	3	472	4	100%	0.46
	0.57717	0.00331	0.07436	0.00029	0.67755	463	2	462	2	100%	0.51
	0.59234	0.00795	0.07604	0.00096	0.94335	472	5	472	6	100%	0.59
	0.58135	0.00583	0.07474	0.00065	0.86136	465	4	465	4	100%	0.30
	0.56379	0.00448	0.07328	0.00038	0.64917	454	3	456	2	100%	0.44
	0.58297	0.01207	0.07404	0.00043	0.27731	466	8	460	3	101%	0.31
	0.59676	0.00524	0.07605	0.00038	0.56493	475	3	472	2	101%	0.34
	0.57726	0.00522	0.07456	0.00052	0.77655	463	3	464	3	100%	0.27
	0.58201	0.00613	0.07269	0.00070	0.91658	466	4	452	4	103%	0.32
	0.58741	0.00900	0.07558	0.00056	0.48373	469	6	470	3	100%	0.24
	0.55062	0.00432	0.07067	0.00038	0.67802	445	3	440	2	101%	0.35
	0.58528	0.00747	0.07450	0.00062	0.65262	468	5	463	4	101%	0.31

It-93-18	0.57596	0.00647	0.07423	0.00083	0.99997	462	4	462	5	100%	0.54
	0.55885	0.00630	0.07273	0.00070	0.85038	451	4	453	4	100%	0.37
	0.54664	0.00623	0.07099	0.00079	0.97312	443	4	442	5	100%	0.42
	0.54736	0.00541	0.07114	0.00072	1.02688	443	4	443	4	100%	0.52
	0.55825	0.00544	0.07233	0.00053	0.75593	450	4	450	3	100%	0.32
	0.55830	0.00697	0.07237	0.00091	1.00259	450	5	450	5	100%	0.41
	0.56857	0.00713	0.07349	0.00087	0.94471	457	5	457	5	100%	0.33
	0.56506	0.00669	0.07309	0.00078	0.90640	455	4	455	5	100%	0.35
	0.57625	0.00594	0.07415	0.00073	0.95845	462	4	461	4	100%	0.54
	0.58250	0.01019	0.07438	0.00107	0.82182	466	7	462	6	101%	0.30
	0.54924	0.00659	0.07116	0.00081	0.94822	444	4	443	5	100%	0.35
	0.59316	0.00678	0.07573	0.00070	0.80702	473	4	471	4	100%	0.47
	0.58304	0.00651	0.07487	0.00070	0.83711	466	4	465	4	100%	0.62
	0.58018	0.00420	0.07458	0.00047	0.87717	465	3	464	3	100%	0.49
	0.56153	0.00461	0.07229	0.00048	0.80036	453	3	450	3	101%	0.40
	0.56373	0.00639	0.07289	0.00077	0.93356	454	4	454	5	100%	0.46
	0.56614	0.00819	0.07199	0.00061	0.58171	456	5	448	4	102%	0.54
	0.56354	0.00507	0.07289	0.00064	0.97296	454	3	454	4	100%	0.44
	0.56886	0.00473	0.07340	0.00058	0.95188	457	3	457	3	100%	0.54
	0.56897	0.00479	0.07339	0.00051	0.83013	457	3	457	3	100%	0.32
0.57468	0.00532	0.07410	0.00057	0.83294	461	3	461	3	100%	0.27	
0.55742	0.00727	0.07076	0.00062	0.66825	450	5	441	4	102%	0.40	
0.57815	0.00635	0.07459	0.00082	1.00087	463	4	464	5	100%	0.41	
0.56201	0.00550	0.07265	0.00064	0.90595	453	4	452	4	100%	0.44	
N1902	0.57060	0.02660	0.07480	0.00120	0.33390	458	17	465	7	99%	0.27
	0.59930	0.01840	0.07600	0.00100	0.44030	477	12	472	6	101%	0.37

0.57170	0.01740	0.07060	0.00100	0.44290	459	11	440	6	104%	0.38
0.56470	0.02510	0.07120	0.00110	0.34340	455	16	443	7	105%	0.36
0.57320	0.01890	0.07270	0.00100	0.41890	460	12	452	6	106%	0.43
0.55310	0.01980	0.07060	0.00100	0.39520	447	13	440	6	102%	0.36
0.53160	0.02070	0.06960	0.00100	0.37200	433	14	434	6	100%	0.37
0.55630	0.02790	0.07060	0.00330	0.92520	449	18	440	20	102%	0.31
0.55090	0.02810	0.07180	0.00330	0.90940	446	18	447	20	100%	0.40
0.56130	0.02840	0.07190	0.00330	0.91660	452	19	448	20	101%	0.45
0.54670	0.02810	0.07070	0.00330	0.90530	443	18	441	20	101%	0.34
0.59340	0.03120	0.07520	0.00350	0.88500	473	20	467	21	101%	0.45
0.54930	0.02750	0.06990	0.00320	0.92630	445	18	436	20	102%	0.47
0.54930	0.03200	0.07260	0.00340	0.80400	445	21	452	21	98%	0.30
0.56370	0.02870	0.07010	0.00330	0.91260	454	19	437	20	104%	0.41
0.56210	0.03070	0.07160	0.00330	0.85330	453	20	446	20	102%	0.37
0.55940	0.02770	0.07130	0.00330	0.93650	451	18	444	20	102%	0.95
0.56290	0.03130	0.07080	0.00330	0.83970	453	20	441	20	103%	0.35
0.52870	0.02780	0.07260	0.00340	0.88610	431	18	452	20	97%	0.22
0.61090	0.01940	0.07360	0.00140	0.60180	484	12	458	9	106%	0.32
0.57590	0.01630	0.07350	0.00140	0.66660	462	11	457	8	101%	0.33
0.54530	0.01880	0.06890	0.00130	0.56130	442	12	430	8	103%	0.45
0.56890	0.01810	0.06950	0.00130	0.60100	457	12	433	8	106%	0.50
0.56500	0.01610	0.07110	0.00130	0.66280	455	10	443	8	103%	0.37
0.58820	0.01820	0.07430	0.00140	0.61590	470	12	462	9	102%	0.42
0.58430	0.02110	0.06980	0.00140	0.54090	467	14	435	8	107%	0.32
0.59080	0.01660	0.07280	0.00140	0.66790	471	11	453	8	104%	0.44
0.56610	0.01910	0.07370	0.00140	0.57000	456	12	458	9	101%	0.36

0.58980	0.01850	0.07200	0.00140	0.60810	471	12	448	8	105%	0.56
0.54600	0.01930	0.06970	0.00140	0.55010	442	13	434	8	102%	0.42
0.62170	0.02130	0.07730	0.00160	0.58520	491	13	480	9	102%	0.30
0.56990	0.02160	0.07300	0.00150	0.53800	458	14	454	9	101%	0.46
0.56940	0.02020	0.07100	0.00140	0.56880	458	13	442	9	101%	0.33
0.59110	0.01860	0.07130	0.00140	0.63010	472	12	444	9	106%	0.47
0.55970	0.01710	0.07170	0.00140	0.64590	451	11	447	9	101%	0.41
0.55940	0.01680	0.07140	0.00140	0.65530	451	11	445	9	101%	0.52
0.57130	0.01940	0.07190	0.00140	0.58970	459	13	447	9	103%	0.58
0.60160	0.01860	0.07340	0.00150	0.63920	478	12	456	9	105%	0.34
0.63040	0.02160	0.07450	0.00150	0.58630	496	14	463	9	107%	0.40
0.58160	0.01750	0.07490	0.00150	0.65620	466	11	466	9	100%	0.48
0.60640	0.02530	0.07630	0.00160	0.49790	481	16	474	10	104%	0.35
0.56690	0.01710	0.07300	0.00140	0.65300	456	11	454	9	100%	0.51
0.63360	0.02340	0.07330	0.00150	0.55220	498	15	456	9	109%	0.32
0.58690	0.02410	0.06930	0.00140	0.50490	469	15	432	9	109%	0.58
0.55420	0.01520	0.07080	0.00100	0.49700	448	10	441	6	101%	0.33
0.56380	0.01860	0.07640	0.00110	0.43060	454	12	475	7	96%	0.39
0.63290	0.01880	0.07420	0.00100	0.47010	498	12	462	6	108%	0.35
0.59270	0.01690	0.07160	0.00100	0.48470	473	11	446	6	106%	0.50
0.59000	0.01770	0.07550	0.00110	0.46550	471	11	469	6	100%	0.37
0.64050	0.01690	0.07640	0.00100	0.51480	503	11	475	6	106%	0.54
0.64270	0.01770	0.08150	0.00110	0.49580	504	11	505	7	100%	0.35
0.63870	0.02030	0.07450	0.00110	0.44710	502	13	463	6	108%	0.35
0.57870	0.01780	0.07170	0.00100	0.45610	464	12	446	6	104%	0.32
Участок Восточный-1 (Группа II)										

It-29-17	10.27983	0.07351	0.44973	0.00294	0.91490	2460	7	2394	13	95%	0.01
	1.56956	0.01461	0.16123	0.00127	0.84537	958	6	964	7	97%	0.07
	0.57092	0.00573	0.07396	0.00062	0.83080	459	4	460	4	99%	0.09
	9.97294	0.08804	0.46099	0.00403	0.99040	2432	8	2444	18	99%	0.17
	5.31665	0.05035	0.34068	0.00278	0.86087	1872	8	1890	13	99%	0.23
	0.58306	0.00570	0.07394	0.00059	0.81411	466	4	460	4	99%	0.24
	0.57552	0.00389	0.07365	0.00049	0.97679	462	3	458	3	98%	0.26
	1.13246	0.00899	0.12659	0.00094	0.93683	769	4	768	5	99%	0.26
	2.87370	0.02451	0.23842	0.00196	0.96609	1375	6	1379	10	99%	0.27
	0.57871	0.00420	0.07398	0.00054	0.98647	464	3	460	3	99%	0.27
	1.69374	0.01876	0.16859	0.00148	0.79101	1006	7	1004	8	99%	0.28
	1.67764	0.01918	0.16689	0.00162	0.84848	1000	7	995	9	99%	0.28
	1.73022	0.01642	0.17328	0.00166	0.98966	1020	6	1030	9	99%	0.31
	0.57317	0.00528	0.07422	0.00057	0.83398	460	3	462	3	98%	0.32
	0.58271	0.00553	0.07454	0.00067	0.95415	466	4	463	4	99%	0.33
	12.53560	0.08117	0.49749	0.00372	0.86618	2645	6	2603	16	99%	0.36
	0.56392	0.00431	0.07153	0.00039	0.70700	454	3	445	2	98%	0.37
	9.64660	0.07337	0.45270	0.00337	0.97744	2402	7	2407	15	98%	0.39
	6.73149	0.06961	0.38280	0.00388	0.98066	2077	9	2089	18	99%	0.41
	0.59299	0.00769	0.07656	0.00076	0.76272	473	5	476	5	99%	0.41
	0.56439	0.00444	0.07278	0.00041	0.71756	454	3	453	3	99%	0.41
	1.62452	0.01136	0.16452	0.00114	0.98705	980	4	982	6	99%	0.42
	0.57476	0.00403	0.07355	0.00036	0.68953	461	3	458	2	99%	0.44
	0.57558	0.00513	0.07459	0.00060	0.91067	462	3	464	4	99%	0.45
	0.57925	0.00448	0.07452	0.00052	0.90408	464	3	463	3	99%	0.47
0.56835	0.00380	0.07390	0.00038	0.77318	457	2	460	2	99%	0.47	

	0.63076	0.00623	0.07919	0.00042	0.53834	497	4	491	3	99%	0.47
	0.57823	0.00338	0.07388	0.00042	0.97211	463	2	460	3	98%	0.47
	0.53294	0.00689	0.06795	0.00057	0.64821	434	5	424	3	99%	0.48
	0.59570	0.00346	0.07447	0.00047	0.92607	475	2	463	3	97%	0.49
	0.56681	0.00415	0.07363	0.00050	0.92436	456	3	458	3	97%	0.50
	0.57285	0.00503	0.07469	0.00055	0.83507	460	3	464	3	99%	0.50
	0.56708	0.00536	0.07389	0.00072	0.97351	456	3	460	4	99%	0.50
	0.56557	0.00424	0.07249	0.00046	0.83899	455	3	451	3	99%	0.50
	0.57112	0.00329	0.07309	0.00031	0.73835	459	2	455	2	99%	0.50
	0.56704	0.00733	0.07295	0.00070	0.73883	456	5	454	4	99%	0.51
	0.59092	0.00474	0.07524	0.00047	0.78227	471	3	468	3	99%	0.51
	1.48734	0.01196	0.15600	0.00117	0.93153	925	5	935	7	99%	0.52
	0.60555	0.00469	0.07541	0.00056	0.95084	481	3	469	3	99%	0.52
	9.48491	0.12769	0.44424	0.00479	0.80145	2386	12	2370	21	97%	0.54
	0.56537	0.00557	0.07316	0.00069	0.96116	455	4	455	4	99%	0.54
	0.58211	0.00623	0.07395	0.00064	0.81298	466	4	460	4	99%	0.57
	0.67046	0.00432	0.08273	0.00041	0.75991	521	3	512	2	98%	0.57
	0.57268	0.00529	0.07424	0.00054	0.79385	460	3	462	3	98%	0.58
	0.58510	0.00572	0.07514	0.00063	0.86151	468	4	467	4	99%	0.59
	0.80797	0.00698	0.10055	0.00064	0.74190	601	4	618	4	99%	0.60
	0.54855	0.00723	0.06894	0.00051	0.56122	444	5	430	3	97%	0.60
	0.57666	0.00552	0.07445	0.00064	0.89716	462	4	463	4	96%	0.61
	1.75880	0.02012	0.17262	0.00185	0.93822	1030	7	1027	10	99%	0.62
	0.57274	0.00619	0.07375	0.00068	0.84781	460	4	459	4	99%	0.63
	0.58114	0.00552	0.07481	0.00060	0.84494	465	4	465	4	99%	0.63
	1.87996	0.01179	0.17957	0.00094	0.83312	1074	4	1065	5	99%	0.63

0.56859	0.00522	0.07313	0.00053	0.79184	457	3	455	3	99%	0.64
1.78225	0.01521	0.17143	0.00154	0.95101	1039	6	1020	9	99%	0.64
0.58021	0.00709	0.07421	0.00053	0.58124	465	5	462	3	98%	0.65
0.57575	0.00615	0.07417	0.00053	0.67175	462	4	461	3	99%	0.66
10.51941	0.08280	0.46783	0.00368	0.99999	2482	7	2474	16	99%	0.67
4.04034	0.03435	0.28946	0.00285	0.86353	1642	7	1639	14	99%	0.68
0.56079	0.00297	0.07251	0.00031	0.79997	452	2	451	2	99%	0.68
0.56837	0.00633	0.07457	0.00069	0.83711	457	4	464	4	99%	0.70
0.57906	0.00436	0.07389	0.00036	0.65048	464	3	460	2	98%	0.71
0.58478	0.00383	0.07340	0.00036	0.74794	468	2	457	2	99%	0.75
0.57734	0.00503	0.07470	0.00062	0.95383	463	3	464	4	97%	0.77
0.57868	0.00537	0.07342	0.00047	0.69313	464	3	457	3	99%	0.77
0.50100	0.00578	0.06425	0.00054	0.72670	412	4	401	3	98%	0.78
0.64568	0.00562	0.08017	0.00074	0.93883	506	3	497	4	97%	0.79
0.57352	0.00448	0.07475	0.00053	0.90045	460	3	465	3	98%	0.80
11.26539	0.10419	0.48351	0.00427	0.95481	2545	9	2543	19	99%	0.80
0.57417	0.00513	0.07384	0.00042	0.63638	461	3	459	3	99%	0.81
0.58469	0.00405	0.07461	0.00040	0.77478	467	3	464	2	99%	0.86
1.23230	0.01870	0.13365	0.00156	0.76841	815	9	809	9	99%	0.88
0.61461	0.00665	0.07647	0.00073	0.88555	486	4	475	4	99%	1.00
0.56404	0.00473	0.07377	0.00049	0.79318	454	3	459	3	97%	1.08
1.10674	0.00943	0.12531	0.00089	0.83698	757	5	761	5	98%	1.09
1.16866	0.01015	0.12849	0.00105	0.93745	786	5	779	6	99%	1.55
1.19552	0.01175	0.12963	0.00090	0.70652	799	5	786	5	99%	1.71
2.17332	0.01950	0.19884	0.00149	0.83657	1173	6	1169	8	98%	1.77
10.27983	0.07351	0.44973	0.00294	0.91490	2460	7	2394	13	99%	1.78

It-29-18	10.96366	0.34311	0.48196	0.01360	0.90177	2520	29	2536	59	99%	0.14
	0.56743	0.02005	0.07296	0.00208	0.80480	456	13	454	12	101%	0.91
	0.59848	0.01999	0.07191	0.00204	0.84841	476	13	448	12	106%	0.51
	4.82504	0.15373	0.30581	0.00865	0.88775	1789	27	1720	43	104%	0.76
	0.54983	0.01851	0.07192	0.00204	0.84201	445	12	448	12	99%	0.61
	2.02464	0.06434	0.18776	0.00530	0.88892	1124	22	1109	29	101%	0.12
	0.56166	0.01927	0.07012	0.00199	0.82763	453	13	437	12	104%	0.79
	0.55683	0.01898	0.07244	0.00206	0.83219	449	12	451	12	100%	1.00
	0.57485	0.02068	0.07327	0.00209	0.79189	461	13	456	13	101%	0.44
	0.57716	0.02010	0.07235	0.00206	0.81613	463	13	450	12	103%	0.34
	0.56126	0.02056	0.07255	0.00207	0.77862	452	13	452	12	100%	0.45
	0.56366	0.01890	0.07547	0.00214	0.84511	454	12	469	13	97%	0.51
	1.53155	0.04195	0.15500	0.00251	0.59080	943	17	929	14	102%	0.29
	0.38237	0.01107	0.05237	0.00085	0.55919	329	8	329	5	100%	0.66
1.40813	0.04383	0.14891	0.00247	0.53200	892	18	895	14	100%	0.81	
<i>Участок Восточный-2 (Группа II)</i>											
17081704	1.62958	0.01751	0.16620	0.00151	0.84747	982	7	991	8	99%	0.07
	3.88327	0.03349	0.28357	0.00234	0.95533	1610	7	1609	12	99%	0.58
	0.62650	0.00636	0.07689	0.00058	0.74384	494	4	478	3	96%	1.92
	10.35555	0.09123	0.46619	0.00395	0.96065	2467	8	2467	17	99%	0.37
	0.57293	0.00415	0.07473	0.00046	0.84606	460	3	465	3	98%	0.72
	10.49617	0.08040	0.46549	0.00335	0.94034	2480	7	2464	15	99%	0.73
	1.69568	0.01245	0.16598	0.00107	0.87511	1007	5	990	6	98%	0.22
	0.57833	0.00507	0.07459	0.00058	0.88407	463	3	464	3	99%	0.67
	10.48913	0.09133	0.46452	0.00391	0.96717	2479	8	2459	17	99%	0.79
	1.57470	0.01302	0.15836	0.00106	0.80645	960	5	948	6	98%	0.25

1.49958	0.01187	0.15932	0.00110	0.87237	930	5	953	6	97%	0.55
1.63459	0.01591	0.16632	0.00157	0.96931	984	6	992	9	99%	0.08
4.42727	0.03580	0.30866	0.00228	0.91310	1717	7	1734	11	99%	1.18
17.00920	0.10750	0.57527	0.00390	1.07403	2935	6	2929	16	99%	0.31
10.17815	0.09724	0.46584	0.00418	0.93925	2451	9	2465	18	99%	2.26
0.57582	0.00537	0.07413	0.00056	0.80530	462	3	461	3	99%	0.78
1.51346	0.01140	0.16150	0.00114	0.93474	936	5	965	6	96%	0.05
1.24046	0.01097	0.13636	0.00105	0.87453	819	5	824	6	99%	1.03
3.74375	0.03646	0.27948	0.00267	0.98072	1581	8	1589	13	99%	0.40
1.24618	0.00919	0.13161	0.00078	0.80349	822	4	797	4	96%	0.11
1.64442	0.01973	0.16550	0.00073	0.36757	987	8	987	4	99%	0.21
0.56888	0.00534	0.07411	0.00059	0.85475	457	3	461	4	99%	1.02
0.56838	0.00513	0.07399	0.00065	0.97640	457	3	460	4	99%	0.44
1.32933	0.00801	0.14268	0.00060	0.69894	859	3	860	3	99%	1.15
0.57663	0.00470	0.07365	0.00043	0.72165	462	3	458	3	99%	0.81
1.64230	0.01940	0.16850	0.00161	0.81050	987	7	1004	9	98%	0.05
1.64912	0.01259	0.16781	0.00120	0.93961	989	5	1000	7	98%	0.36
1.62983	0.01073	0.16705	0.00107	0.97568	982	4	996	6	98%	0.67
0.56907	0.00796	0.07391	0.00074	0.72089	457	5	460	4	99%	0.61
0.56966	0.00394	0.07428	0.00038	0.73540	458	3	462	2	99%	0.73
1.63738	0.01751	0.16625	0.00167	0.93829	985	7	991	9	99%	0.57
1.60334	0.01360	0.16451	0.00131	0.93503	972	5	982	7	98%	0.18
1.79581	0.01664	0.17450	0.00148	0.91392	1044	6	1037	8	99%	0.61
2.11795	0.01519	0.19382	0.00131	0.94484	1155	5	1142	7	98%	0.70
0.63200	0.00463	0.07863	0.00059	1.02320	497	3	488	4	98%	0.95
1.64457	0.01643	0.16722	0.00146	0.87541	987	6	997	8	99%	0.90

0.90394	0.01284	0.10581	0.00133	0.88736	654	7	648	8	99%	0.04
3.80327	0.04987	0.26667	0.00259	0.74013	1593	11	1524	13	95%	1.04
4.37208	0.04725	0.30332	0.00324	0.98761	1707	9	1708	16	99%	0.18
0.78174	0.00657	0.09475	0.00077	0.96156	586	4	584	5	99%	1.93
1.85668	0.01872	0.17888	0.00161	0.89379	1066	7	1061	9	99%	0.55
15.28872	0.30732	0.55017	0.00818	0.73993	2833	19	2826	34	99%	0.40
0.57617	0.00477	0.07483	0.00049	0.78674	462	3	465	3	99%	1.10
10.58064	0.07883	0.46355	0.00330	0.95633	2487	7	2455	15	98%	0.66
2.03371	0.01988	0.18954	0.00166	0.89792	1127	7	1119	9	99%	0.56
1.66422	0.01645	0.16615	0.00149	0.90884	995	6	991	8	99%	0.84
3.94826	0.04367	0.28433	0.00309	0.98228	1624	9	1613	16	99%	1.28
10.77409	0.10974	0.46971	0.00458	0.95648	2504	9	2482	20	99%	0.63
1.65004	0.01542	0.16751	0.00143	0.91051	990	6	998	8	99%	0.68
10.38197	0.10094	0.45991	0.00425	0.95016	2469	9	2439	19	98%	1.26
1.64924	0.01402	0.16595	0.00132	0.93226	989	5	990	7	99%	0.20
0.57155	0.00587	0.07448	0.00069	0.89679	459	4	463	4	99%	0.62
11.06299	0.08171	0.47409	0.00335	0.95784	2528	7	2501	15	98%	1.63
9.92282	0.04490	0.45584	0.00167	0.80901	2428	4	2421	7	99%	0.65
1.08481	0.02112	0.12121	0.00200	0.84766	746	10	738	12	98%	0.05
13.47376	0.10714	0.51754	0.00413	1.00245	2713	8	2689	18	99%	0.43
0.77483	0.00573	0.09526	0.00067	0.95154	583	3	587	4	99%	0.02
10.01666	0.08855	0.46272	0.00393	0.96137	2436	8	2452	17	99%	0.28
1.64996	0.01497	0.16644	0.00146	0.96861	990	6	992	8	99%	0.55
1.36951	0.01086	0.14554	0.00103	0.88989	876	5	876	6	99%	1.62
0.56997	0.00399	0.07406	0.00045	0.86921	458	3	461	3	99%	0.56
0.88010	0.00798	0.09926	0.00059	0.65298	641	4	610	3	95%	0.98

	1.65945	0.01011	0.16571	0.00102	1.01187	993	4	988	6	99%	0.56
	1.48255	0.01416	0.15593	0.00131	0.87791	923	6	934	7	98%	0.21
	10.74605	0.07524	0.46840	0.00300	0.91498	2501	7	2477	13	99%	0.66
	1.12366	0.01038	0.12215	0.00089	0.78825	765	5	743	5	97%	0.33
	7.09167	0.05297	0.37525	0.00212	0.75758	2123	7	2054	10	96%	0.64
	10.19500	0.06994	0.46254	0.00286	0.90269	2453	6	2451	13	99%	0.10
	10.79635	0.10639	0.47256	0.00450	0.96710	2506	9	2495	20	99%	0.55
	3.93471	0.03908	0.28635	0.00279	0.98211	1621	8	1623	14	99%	0.62
	1.88633	0.01299	0.17991	0.00109	0.88292	1076	5	1067	6	99%	0.83
	1.65550	0.01626	0.16801	0.00161	0.97717	992	6	1001	9	99%	0.60
	1.58832	0.01138	0.16122	0.00107	0.92332	966	4	964	6	99%	0.53
	29.52031	0.24423	0.69620	0.00559	0.97081	3471	8	3406	21	98%	0.29
	0.58049	0.00514	0.07397	0.00051	0.77983	465	3	460	3	98%	0.55
	1.71794	0.02902	0.16797	0.00231	0.81440	1015	11	1001	13	98%	0.31
	0.58049	0.00993	0.07337	0.00069	0.55031	465	6	456	4	98%	0.57
	1.85567	0.01613	0.17800	0.00135	0.86963	1065	6	1056	7	99%	0.68

*Конкордантность (указана в пределах $\pm 10\%$).

Приложение 10. Результаты U-Pb датирования обломочных цирконов из граувакковых песчаников Тектурмасского пояса.

№ обр.	Изотопные отношения					Возраст, млн лет					Th/U
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	rho	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	конк.*	
<i>Успенская зона</i>											
ТК-17	0.6510	0.0520	0.0823	0.0022	0.3347	500	32	510	13	98%	0.23
	0.7300	0.0670	0.0830	0.0022	0.2888	542	39	514	13	105%	0.38
	0.6400	0.0300	0.0787	0.0012	0.3253	498	18	488	7	102%	0.54
	0.6850	0.0390	0.0842	0.0014	0.2920	528	24	521	8	101%	0.39
	0.5790	0.0450	0.0716	0.0017	0.3055	461	28	446	10	103%	0.54
	0.5560	0.0630	0.0719	0.0019	0.2332	433	39	447	11	97%	0.78
	0.6360	0.0320	0.0760	0.0013	0.3400	496	20	474	8	105%	0.70
	0.6660	0.0470	0.0819	0.0017	0.2941	511	29	507	10	101%	0.24
	0.5180	0.0520	0.0706	0.0016	0.2258	412	34	439	10	94%	0.28
	0.6240	0.0400	0.0835	0.0018	0.3363	486	25	517	11	94%	0.38
	0.5280	0.0340	0.0721	0.0011	0.2369	425	23	449	7	95%	0.70
	0.5850	0.0410	0.0730	0.0014	0.2736	460	27	454	9	101%	0.31
	0.6390	0.0570	0.0794	0.0018	0.2541	487	35	492	11	99%	0.35
	0.5650	0.0480	0.0723	0.0017	0.2768	448	32	450	10	100%	0.46
	0.5410	0.0520	0.0731	0.0017	0.2419	435	33	455	10	96%	0.74
	0.5800	0.0490	0.0681	0.0016	0.2781	462	32	425	10	109%	0.77
	0.5460	0.0410	0.0703	0.0015	0.2841	435	27	438	9	99%	0.24
	0.5970	0.0570	0.0727	0.0016	0.2305	463	37	452	10	102%	0.40
	0.5690	0.0460	0.0709	0.0015	0.2617	449	30	441	9	102%	0.55
	0.6710	0.0440	0.0814	0.0014	0.2623	515	27	504	9	102%	0.38
0.6520	0.0410	0.0849	0.0018	0.3372	506	26	525	11	96%	0.43	
0.6280	0.0360	0.0821	0.0013	0.2762	490	23	508	8	96%	0.14	
0.5350	0.0260	0.0704	0.0011	0.3215	433	17	438	7	99%	0.72	

	0.6060	0.0430	0.0725	0.0012	0.2333	474	27	451	7	105%	0.45
	0.6060	0.0270	0.0742	0.0011	0.3327	478	17	461	7	104%	0.39
	0.6230	0.0300	0.0748	0.0012	0.3332	487	18	465	7	105%	0.40
	0.5610	0.0520	0.0720	0.0018	0.2697	439	35	448	11	98%	0.31
	0.6110	0.0410	0.0718	0.0015	0.3113	478	26	447	9	107%	0.41
	0.6590	0.0300	0.0797	0.0011	0.3032	510	18	494	7	103%	0.48
	0.6650	0.0480	0.0827	0.0016	0.2680	509	29	512	9	99%	0.24
	0.6700	0.0470	0.0823	0.0016	0.2771	513	29	510	9	101%	0.33
	0.5430	0.0400	0.0719	0.0016	0.3021	437	27	448	10	98%	0.50
	0.6380	0.0480	0.0807	0.0014	0.2306	491	30	500	8	98%	0.33
	0.6850	0.0340	0.0824	0.0016	0.3912	525	21	510	10	103%	0.19
	0.6670	0.0480	0.0827	0.0017	0.2856	510	30	512	10	100%	0.22
	0.6640	0.0530	0.0814	0.0018	0.2770	506	32	504	11	100%	0.26
	0.5350	0.0550	0.0734	0.0022	0.2916	420	37	456	13	92%	0.43
	0.6470	0.0360	0.0771	0.0013	0.3030	502	23	479	8	105%	0.30
	0.6750	0.0550	0.0820	0.0017	0.2544	513	34	508	10	101%	0.23
	0.6730	0.0550	0.0842	0.0018	0.2616	520	35	521	11	100%	0.29
	0.6220	0.0450	0.0776	0.0015	0.2672	483	28	482	9	100%	0.63
	0.5600	0.0240	0.0707	0.0009	0.3101	451	15	441	6	102%	0.37
	0.6710	0.0480	0.0801	0.0018	0.3141	513	29	497	10	103%	0.35
	0.6460	0.0390	0.0806	0.0013	0.2672	500	24	500	8	100%	0.25
	0.5810	0.0550	0.0755	0.0015	0.2099	451	35	469	9	96%	0.34
	0.6150	0.0490	0.0729	0.0014	0.2410	477	30	454	8	105%	0.52
	0.6930	0.0450	0.0829	0.0015	0.2786	531	28	513	9	104%	0.24
	4.2000	0.1400	0.2877	0.0043	0.4484	1665	27	1629	21	102%	0.41
	14.6300	0.4700	0.5350	0.0100	0.5818	2782	30	2758	42	101%	0.30

	3.3100	0.1500	0.2571	0.0046	0.3948	1481	36	1474	24	100%	0.47
	2.1100	0.1300	0.1948	0.0040	0.3333	1132	45	1146	21	99%	0.34
	2.2880	0.0680	0.2072	0.0022	0.3573	1204	21	1214	12	99%	0.45
<i>Нуринаская зона</i>											
TK-27	0.524	0.041	0.0727	0.0015	0.2637	424	29	453	9	94%	0.42
	0.574	0.035	0.0732	0.0014	0.3137	455	23	455	9	100%	0.40
	0.563	0.027	0.0701	0.0011	0.3272	450	18	437	7	103%	0.63
	0.566	0.062	0.0739	0.0021	0.2594	438	40	459	13	95%	0.42
	0.538	0.029	0.0708	0.0012	0.3144	433	19	441	7	98%	0.70
	0.525	0.054	0.0730	0.0017	0.2264	428	37	454	10	94%	0.62
	0.550	0.031	0.0730	0.0011	0.2673	441	20	454	7	97%	0.50
	0.536	0.053	0.0723	0.0015	0.2098	422	34	450	9	94%	0.75
	0.553	0.041	0.0723	0.0015	0.2798	439	27	450	9	98%	0.60
	0.520	0.040	0.0736	0.0015	0.2649	417	27	457	9	91%	0.46
	0.560	0.035	0.0729	0.0016	0.3512	447	23	454	10	99%	0.47
	0.579	0.030	0.0719	0.0012	0.3221	463	19	448	7	103%	0.55
	0.589	0.030	0.0731	0.0014	0.3760	467	19	455	8	103%	0.80
	0.535	0.042	0.0717	0.0013	0.2310	432	28	447	8	97%	0.41
	0.551	0.036	0.0710	0.0014	0.3018	443	23	442	8	100%	0.60
	0.599	0.033	0.0703	0.0011	0.2840	480	21	438	7	110%	0.80
	0.566	0.058	0.0708	0.0018	0.2481	444	39	441	11	101%	1.01
	0.633	0.031	0.0790	0.0013	0.3360	494	20	490	8	101%	0.57
	0.569	0.032	0.0729	0.0012	0.2927	452	21	454	7	100%	1.02
	0.562	0.058	0.0725	0.0020	0.2673	437	38	451	12	97%	0.81
	0.624	0.045	0.0774	0.0015	0.2687	488	27	481	9	102%	0.51
	0.554	0.027	0.0746	0.0010	0.2750	444	18	464	6	96%	0.77

0.569	0.038	0.0723	0.0013	0.2692	452	24	450	8	100%	0.70
0.550	0.032	0.0705	0.0011	0.2682	440	21	439	7	100%	0.57
0.554	0.042	0.0731	0.0016	0.2887	439	27	455	10	97%	0.75
0.639	0.045	0.0727	0.0012	0.2344	494	28	452	7	109%	0.33
0.553	0.047	0.0720	0.0016	0.2615	437	31	448	10	98%	0.42
0.565	0.049	0.0733	0.0015	0.2360	448	33	456	9	98%	0.57
0.531	0.047	0.0713	0.0018	0.2852	421	31	444	11	95%	0.61
0.522	0.040	0.0725	0.0016	0.2880	428	26	451	10	95%	0.51
0.565	0.038	0.0728	0.0016	0.3268	452	26	453	10	100%	0.53
0.538	0.041	0.0737	0.0016	0.2849	430	27	458	10	94%	0.94
0.552	0.028	0.0732	0.0011	0.2963	443	19	455	7	97%	0.44
0.495	0.049	0.0708	0.0013	0.1855	399	33	441	8	91%	0.63
0.549	0.036	0.0733	0.0014	0.2913	438	23	456	8	96%	0.51
0.498	0.028	0.0708	0.0010	0.2512	407	19	441	6	92%	1.08
0.527	0.032	0.0687	0.0011	0.2637	425	21	428	7	99%	0.84
0.525	0.053	0.0723	0.0019	0.2603	419	37	450	11	93%	0.77
0.552	0.040	0.0715	0.0013	0.2509	439	26	445	8	99%	0.76
0.550	0.032	0.0746	0.0011	0.2534	440	21	464	7	95%	0.57
0.531	0.029	0.0724	0.0014	0.3541	429	19	450	8	95%	0.48
0.536	0.050	0.0727	0.0015	0.2212	424	33	452	9	94%	0.80
0.592	0.036	0.0735	0.0013	0.2909	466	23	457	8	102%	0.77
0.558	0.037	0.0738	0.0016	0.3270	443	25	459	9	97%	0.32
0.561	0.040	0.0712	0.0014	0.2758	447	26	443	9	101%	0.61
0.558	0.024	0.0710	0.0009	0.3076	448	15	442	6	101%	0.66
0.526	0.053	0.0742	0.0017	0.2274	415	35	461	10	90%	0.42
0.606	0.026	0.0721	0.0010	0.3233	479	17	449	6	107%	0.79

0.543	0.057	0.0729	0.0021	0.2744	432	38	453	12	95%	0.62
0.577	0.046	0.0750	0.0015	0.2509	454	29	466	9	97%	0.42
0.522	0.037	0.0715	0.0016	0.3157	419	25	445	9	94%	0.63
0.618	0.031	0.0782	0.0009	0.2395	485	19	486	6	100%	0.30
0.548	0.038	0.0735	0.0014	0.2747	436	25	457	9	95%	0.44
0.590	0.027	0.0717	0.0009	0.2712	470	17	446	5	105%	0.31
0.536	0.046	0.0694	0.0013	0.2183	427	30	433	8	99%	0.50
3.363	0.085	0.2641	0.0030	0.4494	1491	20	1510	15	99%	0.42
5.300	0.110	0.3318	0.0035	0.5082	1865	18	1846	17	101%	0.45
0.628	0.038	0.0811	0.0011	0.2242	489	24	503	7	97%	0.58
8.530	0.140	0.4123	0.0048	0.7093	2287	15	2228	21	103%	0.59
10.710	0.200	0.4778	0.0057	0.6388	2495	17	2516	25	99%	0.76
9.970	0.240	0.4428	0.0057	0.5348	2426	22	2362	25	103%	0.43
1.611	0.065	0.1638	0.0023	0.3480	968	25	977	13	99%	0.59
0.818	0.037	0.1011	0.0014	0.3061	606	22	621	8	98%	0.35
1.143	0.072	0.1294	0.0025	0.3067	760	34	786	14	97%	0.49
9.840	0.210	0.4498	0.0064	0.6667	2416	20	2393	28	101%	0.97
1.812	0.084	0.1813	0.0028	0.3331	1041	30	1074	15	97%	0.69
4.740	0.120	0.3231	0.0050	0.6113	1773	22	1804	24	98%	0.55
10.310	0.170	0.4643	0.0043	0.5617	2460	16	2458	19	100%	1.01

*Конкордантность (указана в пределах $\pm 10\%$).

Приложение 11. U-Pb изотопные данные для обломочных цирконов из граувакковых песчаников Жарминской зоны.

№ обр.	Изотопные отношения					Возраст, млн лет					Th/U
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ	rho	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ	конк.*	
<i>Коконьская свита</i>											
ZH-1-13	0.41998	0.00299	0.05620	0.00042	0.96151	356	2	352	3	99%	1.02
	0.39059	0.00461	0.05353	0.00053	0.83782	335	3	336	3	99%	0.51
	0.40179	0.00346	0.05415	0.00037	0.78614	343	3	340	2	99%	0.65
	0.39862	0.00532	0.05474	0.00042	0.56852	341	4	344	3	99%	0.47
	0.39201	0.00504	0.05310	0.00058	0.85165	336	4	333	4	99%	0.51
	0.39917	0.00578	0.05491	0.00056	0.70813	341	4	345	3	98%	0.51
	0.42647	0.00319	0.05643	0.00021	0.49521	361	2	354	1	98%	0.91
	0.40506	0.00399	0.05476	0.00052	0.95453	345	3	344	3	99%	0.49
	0.42040	0.00449	0.05627	0.00044	0.73673	356	3	353	3	99%	0.61
	0.40367	0.00448	0.05431	0.00042	0.69452	344	3	341	3	99%	0.47
	0.36511	0.00462	0.04789	0.00025	0.40648	316	3	302	2	95%	0.78
	0.40521	0.00326	0.05352	0.00035	0.81112	345	2	336	2	97%	1.01
	0.40030	0.00501	0.05262	0.00029	0.44560	342	4	331	2	96%	0.59
	0.42358	0.00430	0.05589	0.00048	0.84159	359	3	351	3	97%	0.50
	0.40056	0.00429	0.05327	0.00049	0.86262	342	3	335	3	97%	0.59
	0.40722	0.00483	0.05358	0.00043	0.67346	347	3	336	3	96%	0.60
	0.38701	0.00483	0.05242	0.00055	0.83654	332	4	329	3	99%	0.60
	0.40352	0.00477	0.05477	0.00051	0.78536	344	3	344	3	99%	0.56
	0.40001	0.00435	0.05403	0.00048	0.81302	342	3	339	3	99%	0.66
	0.40887	0.00406	0.05492	0.00046	0.84866	348	3	345	3	99%	0.62
	0.39634	0.00300	0.05396	0.00029	0.70923	339	2	339	2	99%	0.71
0.39451	0.00421	0.05414	0.00051	0.87772	338	3	340	3	99%	0.50	
0.39906	0.00484	0.05465	0.00046	0.69883	341	4	343	3	99%	0.65	

	0.39962	0.00400	0.05428	0.00047	0.86918	341	3	341	3	99%	0.61
	0.39011	0.00473	0.05291	0.00043	0.67444	334	3	332	3	99%	0.57
	0.57018	0.00339	0.07321	0.00029	0.66369	458	2	455	2	99%	0.47
	0.40075	0.00388	0.05316	0.00038	0.74296	342	3	334	2	97%	0.78
	0.38657	0.00353	0.05049	0.00036	0.78787	332	3	318	2	95%	0.65
	0.40034	0.00677	0.05295	0.00056	0.62851	342	5	333	3	97%	0.54
	0.39704	0.00359	0.05404	0.00044	0.89724	340	3	339	3	99%	0.52
	0.39829	0.00432	0.05421	0.00048	0.80890	340	3	340	3	99%	0.70
	0.39941	0.00369	0.05431	0.00049	0.97626	341	3	341	3	99%	0.68
	0.39434	0.00426	0.05317	0.00038	0.67016	338	3	334	2	98%	0.63
	0.39999	0.00461	0.05421	0.00047	0.75731	342	3	340	3	99%	0.53
	0.39142	0.00410	0.05397	0.00036	0.63857	335	3	339	2	98%	0.51
	0.38822	0.00550	0.05283	0.00051	0.68109	333	4	332	3	99%	0.57
	0.37335	0.00583	0.04958	0.00030	0.38686	322	4	312	2	96%	0.48
	0.37506	0.00775	0.05096	0.00031	0.29804	323	6	320	2	99%	0.49
	0.40416	0.00456	0.05441	0.00044	0.71135	345	3	342	3	99%	0.51
	0.42137	0.00276	0.05581	0.00031	0.83989	357	2	350	2	98%	0.82
	0.39377	0.00417	0.05364	0.00050	0.88409	337	3	337	3	99%	0.65
	0.39903	0.00419	0.05407	0.00049	0.86273	341	3	339	3	99%	0.49
	0.39862	0.00419	0.05405	0.00049	0.86302	341	3	339	3	99%	0.57
	0.39835	0.00400	0.05455	0.00048	0.88256	340	3	342	3	99%	0.57
	0.40252	0.00428	0.05388	0.00045	0.78998	343	3	338	3	98%	0.62
	0.39920	0.00351	0.05414	0.00042	0.87823	341	3	340	3	99%	0.54
	0.39765	0.00466	0.05416	0.00051	0.79754	340	3	340	3	99%	0.68
	0.39671	0.00289	0.05413	0.00030	0.75035	339	2	340	2	99%	0.80
	0.39713	0.00426	0.05436	0.00050	0.85482	340	3	341	3	99%	0.66

	0.39792	0.00371	0.05426	0.00042	0.83265	340	3	341	3	99%	0.65
	0.39982	0.00438	0.05407	0.00048	0.80692	342	3	339	3	99%	0.60
	0.40724	0.00450	0.05432	0.00049	0.82099	347	3	341	3	98%	0.53
	0.41231	0.00428	0.05317	0.00037	0.66947	351	3	334	2	95%	0.57
	0.42788	0.00432	0.05531	0.00042	0.74568	362	3	347	3	95%	0.63
	0.39171	0.00407	0.05372	0.00044	0.78178	336	3	337	3	99%	0.53
	0.40897	0.00467	0.05440	0.00044	0.70804	348	3	341	3	98%	0.55
	0.39524	0.00361	0.05407	0.00037	0.75447	338	3	339	2	99%	0.63
	0.39994	0.00432	0.05396	0.00043	0.73349	342	3	339	3	99%	0.41
	0.40043	0.00339	0.05426	0.00042	0.90848	342	2	341	3	99%	0.72
	0.39882	0.00474	0.05411	0.00049	0.76805	341	3	340	3	99%	0.47
	0.39674	0.00350	0.05389	0.00033	0.70162	339	3	338	2	99%	0.74
ZH-1-15	0.40939	0.02147	0.05427	0.00120	0.42227	348	15	341	7	97%	0.64
	0.38855	0.01569	0.05370	0.00101	0.46658	333	11	337	6	98%	0.70
	0.38656	0.01551	0.05465	0.00101	0.45996	332	11	343	6	96%	0.74
	0.39197	0.03347	0.05508	0.00124	0.26314	336	24	346	8	97%	0.44
	0.39036	0.02215	0.05489	0.00121	0.38855	335	16	345	7	97%	0.61
	0.41211	0.02087	0.05769	0.00133	0.45568	350	15	362	8	96%	0.54
	0.39135	0.01840	0.05332	0.00119	0.47555	335	13	335	7	99%	0.71
	0.38544	0.03405	0.05488	0.00135	0.27822	331	25	344	8	96%	0.49
	0.44274	0.02205	0.05537	0.00117	0.42312	372	16	347	7	93%	0.77
	0.41097	0.01604	0.05694	0.00108	0.48784	350	12	357	7	97%	0.44
	0.37604	0.01683	0.05373	0.00094	0.39216	324	12	337	6	95%	0.56
	0.45933	0.02237	0.05826	0.00129	0.45337	384	16	365	8	94%	0.58
	0.40196	0.02267	0.05865	0.00133	0.40111	343	16	367	8	93%	0.53
	0.38666	0.01668	0.05446	0.00096	0.41058	332	12	342	6	97%	0.63

0.41064	0.02278	0.05441	0.00111	0.36652	349	16	342	7	97%	0.50
0.37795	0.02395	0.05319	0.00106	0.31492	326	18	334	6	97%	0.33
0.42680	0.02480	0.05772	0.00132	0.39346	361	18	362	8	99%	0.31
0.38348	0.01687	0.05495	0.00102	0.42316	330	12	345	6	95%	0.90
0.41038	0.02187	0.05929	0.00138	0.43721	349	16	371	8	93%	0.67
0.36187	0.02674	0.05355	0.00128	0.32313	314	20	336	8	93%	0.61
0.41262	0.02251	0.05456	0.00131	0.43885	351	16	342	8	97%	0.33
0.42686	0.02182	0.05458	0.00100	0.35706	361	16	343	6	94%	0.68
0.43063	0.02372	0.05748	0.00155	0.48959	364	17	360	9	99%	0.66
0.40449	0.01955	0.05491	0.00119	0.45007	345	14	345	7	99%	0.95
0.42705	0.02286	0.05646	0.00115	0.38107	361	16	354	7	98%	0.32
0.39326	0.02074	0.05312	0.00098	0.35075	337	15	334	6	99%	0.84
0.42111	0.02551	0.05788	0.00135	0.38372	357	18	363	8	98%	0.55
0.37779	0.01558	0.05280	0.00087	0.39964	325	11	332	5	98%	0.86
0.41117	0.01952	0.05320	0.00109	0.43264	350	14	334	7	95%	0.68
0.41258	0.01695	0.05303	0.00090	0.41135	351	12	333	5	94%	0.95
0.39626	0.02081	0.05527	0.00105	0.36234	339	15	347	6	97%	0.72
0.40572	0.01974	0.05299	0.00107	0.41521	346	14	333	7	96%	0.36
0.35888	0.01717	0.05420	0.00107	0.41319	311	13	340	7	91%	0.64
0.38240	0.01729	0.05374	0.00096	0.39507	329	13	337	6	97%	0.65
0.39436	0.02172	0.05302	0.00105	0.36094	338	16	333	6	98%	0.76
0.40112	0.01941	0.05397	0.00100	0.38402	342	14	339	6	98%	0.88
0.38843	0.01822	0.05569	0.00106	0.40514	333	13	349	6	95%	0.61
0.43689	0.02321	0.05358	0.00109	0.38246	368	16	336	7	91%	0.80
0.37820	0.01717	0.05318	0.00092	0.38312	326	13	334	6	97%	0.82
<i>Аркалыкская свита</i>										

ZH2-4/2	0.39249	0.01342	0.05141	0.00064	0.36277	336	10	323	4	96%	0.86
	0.38690	0.01261	0.05278	0.00074	0.42979	332	9	332	5	99%	0.64
	0.36547	0.01266	0.04947	0.00054	0.31495	316	9	311	3	98%	0.41
	0.37556	0.01367	0.05056	0.00069	0.37714	324	10	318	4	98%	0.64
	0.39968	0.01026	0.05562	0.00082	0.57553	341	7	349	5	97%	0.84
	0.36275	0.01504	0.05120	0.00081	0.38365	314	11	322	5	97%	0.51
	0.40340	0.01275	0.04970	0.00061	0.38523	344	9	313	4	90%	0.80
	0.39819	0.01477	0.05167	0.00078	0.40558	340	11	325	5	95%	0.63
	0.38984	0.01347	0.05369	0.00061	0.32775	334	10	337	4	99%	0.66
	0.37440	0.01112	0.04964	0.00051	0.34406	323	8	312	3	96%	0.75
	0.36660	0.01224	0.05203	0.00059	0.33856	317	9	327	4	96%	0.81
	0.41045	0.01167	0.05483	0.00066	0.42019	349	8	344	4	98%	0.41
	0.39047	0.00840	0.05162	0.00055	0.49388	335	6	324	3	96%	0.38
	0.39525	0.01302	0.05254	0.00064	0.36887	338	9	330	4	97%	0.60
	0.39288	0.01823	0.05333	0.00080	0.32278	336	13	335	5	99%	0.43
	0.38338	0.01406	0.05121	0.00065	0.34421	330	10	322	4	97%	0.66
	0.38488	0.01445	0.05070	0.00068	0.35471	331	11	319	4	96%	0.55
	0.36597	0.01214	0.05049	0.00066	0.39428	317	9	318	4	99%	0.92
	0.39657	0.01301	0.05175	0.00071	0.42107	339	9	325	4	95%	0.66
	0.39488	0.01438	0.05175	0.00070	0.37347	338	10	325	4	96%	0.81
	0.37799	0.01965	0.05152	0.00088	0.32909	326	14	324	5	99%	0.60
	0.40405	0.01649	0.05317	0.00079	0.36191	345	12	334	5	96%	0.54
	0.40133	0.01308	0.05561	0.00080	0.44055	343	9	349	5	98%	0.58
	0.38698	0.01397	0.05203	0.00067	0.35487	332	10	327	4	98%	0.52
	0.39073	0.00905	0.05301	0.00055	0.44618	335	7	333	3	99%	0.58
0.43867	0.01880	0.05365	0.00070	0.30606	369	13	337	4	90%	0.59	

0.40072	0.01466	0.05365	0.00081	0.41332	342	11	337	5	98%	0.91
0.41506	0.01586	0.05430	0.00077	0.36938	353	11	341	5	96%	0.68
0.37761	0.01451	0.05173	0.00072	0.36248	325	11	325	4	99%	0.61
0.41658	0.01481	0.05174	0.00068	0.36945	354	11	325	4	91%	0.44
0.38258	0.02025	0.04962	0.00077	0.29283	329	15	312	5	94%	0.51
0.45000	0.02063	0.05590	0.00106	0.41193	377	14	351	6	92%	0.78
0.35852	0.01636	0.05252	0.00085	0.35612	311	12	330	5	94%	0.67
0.42028	0.01737	0.05536	0.00066	0.28817	356	12	347	4	97%	0.57
0.39912	0.01507	0.05157	0.00069	0.35255	341	11	324	4	94%	0.83
0.41325	0.02129	0.05170	0.00095	0.35635	351	15	325	6	92%	0.50
0.38013	0.01236	0.05207	0.00063	0.37492	327	9	327	4	99%	0.82
0.41264	0.01346	0.05362	0.00076	0.43316	351	10	337	5	95%	0.37
0.36265	0.01081	0.04982	0.00060	0.40595	314	8	313	4	99%	0.71
0.42762	0.01816	0.05522	0.00102	0.43361	361	13	346	6	95%	0.80
0.38996	0.01843	0.05419	0.00092	0.36037	334	13	340	6	98%	0.46
0.35536	0.01078	0.04864	0.00056	0.37621	309	8	306	3	99%	0.44
0.41039	0.01154	0.05532	0.00056	0.35982	349	8	347	3	99%	0.37
0.42992	0.01923	0.05641	0.00084	0.33154	363	14	354	5	97%	0.59
0.40754	0.01196	0.05368	0.00064	0.40521	347	9	337	4	97%	0.45
0.42062	0.01355	0.05305	0.00071	0.41481	356	10	333	4	93%	0.91
0.38027	0.01790	0.05520	0.00076	0.29148	327	13	346	5	94%	0.63
0.40441	0.01996	0.05161	0.00094	0.36879	345	14	324	6	93%	0.51
0.39274	0.01332	0.05114	0.00069	0.39818	336	10	322	4	95%	0.63
0.40105	0.00997	0.05313	0.00060	0.45095	342	7	334	4	97%	0.58
0.35896	0.01132	0.04917	0.00061	0.39196	311	8	309	4	99%	0.54
0.41218	0.02406	0.05562	0.00113	0.34827	350	17	349	7	99%	0.51

	0.40329	0.01741	0.05541	0.00083	0.34773	344	13	348	5	98%	0.53
	0.36533	0.01462	0.05114	0.00069	0.33629	316	11	322	4	98%	0.70
	0.41000	0.01696	0.05490	0.00075	0.33023	349	12	345	5	98%	0.52
	0.39012	0.01532	0.05309	0.00072	0.34518	334	11	333	4	99%	0.54
	0.36200	0.01375	0.04975	0.00076	0.40304	314	10	313	5	99%	0.52
	0.39600	0.01090	0.05023	0.00054	0.39293	339	8	316	3	93%	0.82
	0.36767	0.01067	0.05002	0.00045	0.31322	318	8	315	3	98%	0.91
<i>Живет-франская тоща</i>											
ZH-19-37	0.54000	0.04200	0.07160	0.00200	0.35914	430	28	446	12	96%	0.61
	0.52900	0.03500	0.06860	0.00140	0.30845	425	23	427	9	99%	0.61
	0.59800	0.06800	0.07180	0.00270	0.33070	459	45	447	16	103%	1.05
	0.57000	0.06700	0.07510	0.00260	0.29453	435	42	466	16	93%	0.49
	0.56300	0.03800	0.07470	0.00170	0.33717	454	25	464	10	98%	0.78
	0.42900	0.05000	0.06270	0.00210	0.28737	356	37	392	13	91%	0.53
	0.58400	0.06000	0.07190	0.00250	0.33843	448	39	447	15	100%	0.58
	0.56300	0.04100	0.06920	0.00190	0.37703	445	27	431	11	103%	0.52
	0.54600	0.06100	0.07000	0.00230	0.29410	430	40	436	14	99%	0.43
	0.49900	0.05000	0.07070	0.00210	0.29644	403	35	440	13	92%	0.56
	0.49600	0.05800	0.06300	0.00200	0.27148	397	40	394	12	101%	0.39
	0.53600	0.04700	0.07240	0.00220	0.34654	423	32	450	13	94%	0.50
	0.50000	0.03700	0.06390	0.00160	0.33837	408	26	399	10	102%	0.47
	0.57900	0.06400	0.07060	0.00220	0.28191	449	41	439	13	102%	0.59
	0.50200	0.05600	0.06930	0.00220	0.28458	395	38	431	13	92%	0.44
	0.48600	0.05300	0.06110	0.00200	0.30016	392	37	382	12	103%	0.36
	0.52100	0.03600	0.06510	0.00150	0.33346	419	24	406	9	103%	1.13
	0.47700	0.03300	0.06240	0.00140	0.32430	391	22	390	8	100%	0.43

0.55100	0.06200	0.07310	0.00210	0.25531	428	39	454	13	94%	0.66
0.60700	0.09700	0.07190	0.00290	0.25240	441	59	447	18	99%	0.64
0.56800	0.05000	0.06950	0.00220	0.35960	445	32	433	13	103%	0.49
0.51000	0.06100	0.06110	0.00210	0.28735	400	40	382	13	105%	0.66
0.56600	0.05400	0.06950	0.00180	0.27146	441	35	433	11	102%	0.81
0.52400	0.05900	0.06760	0.00190	0.24962	410	39	421	12	97%	0.54
0.52600	0.04300	0.06590	0.00190	0.35268	420	28	411	11	102%	0.50
0.56600	0.05800	0.06580	0.00200	0.29661	437	37	410	12	107%	0.40
0.52100	0.04000	0.06880	0.00180	0.34077	417	27	429	11	97%	0.48
0.61200	0.06800	0.07200	0.00220	0.27500	465	42	448	13	104%	0.47
0.51300	0.09000	0.06930	0.00300	0.24675	389	61	431	18	90%	0.56
0.55700	0.04600	0.07060	0.00190	0.32587	440	30	439	11	100%	0.74
0.47600	0.06300	0.06040	0.00200	0.25018	379	43	378	12	100%	0.87
0.62200	0.06200	0.07310	0.00200	0.27448	479	39	455	12	105%	0.90
0.59800	0.05300	0.07400	0.00200	0.30495	465	36	460	12	101%	0.51
0.55300	0.04900	0.07230	0.00200	0.31219	435	32	450	12	97%	0.60
0.55800	0.07600	0.06500	0.00280	0.31628	421	50	406	17	104%	0.41
0.54400	0.05500	0.06900	0.00200	0.28669	430	36	430	12	100%	0.53
0.58000	0.08700	0.07220	0.00300	0.27701	426	56	449	18	95%	0.36
0.56300	0.03300	0.07340	0.00160	0.37189	448	22	457	9	98%	1.12
0.55500	0.06200	0.07040	0.00250	0.31788	429	40	438	15	98%	0.53
0.55300	0.03100	0.06650	0.00160	0.42920	445	21	415	10	107%	0.47
0.54100	0.07900	0.06310	0.00230	0.24961	408	51	394	14	104%	0.52
0.44500	0.05000	0.06380	0.00260	0.36270	370	38	398	16	93%	0.62
0.50600	0.06300	0.06110	0.00200	0.26290	401	44	382	12	105%	0.72
0.56700	0.06300	0.07270	0.00250	0.30949	444	43	452	15	98%	0.58

0.54000	0.07300	0.06420	0.00220	0.25349	418	50	401	14	104%	0.60
0.55700	0.05300	0.07230	0.00220	0.31979	436	35	450	13	97%	0.66
0.57000	0.05200	0.07350	0.00210	0.31319	451	35	457	13	99%	0.75
0.56100	0.04400	0.06620	0.00190	0.36594	444	28	413	11	108%	0.86
0.49700	0.05300	0.06900	0.00240	0.32617	396	35	430	14	92%	0.81
0.56800	0.06800	0.07310	0.00220	0.25139	434	44	455	13	95%	0.36
0.51700	0.04300	0.07170	0.00210	0.35215	418	30	446	13	94%	0.50
0.51000	0.06500	0.06990	0.00220	0.24695	401	44	435	13	92%	0.47
0.49400	0.06400	0.06390	0.00230	0.27783	392	44	399	14	98%	0.60
0.49400	0.02200	0.06420	0.00096	0.33577	405	15	401	6	101%	0.50
0.51800	0.04100	0.06960	0.00170	0.30859	418	28	433	11	97%	0.35
0.51500	0.07200	0.06390	0.00240	0.26865	399	50	399	15	100%	0.67
0.52700	0.04300	0.06510	0.00130	0.24474	420	29	406	8	103%	0.73
0.51400	0.03800	0.06950	0.00150	0.29193	418	26	433	9	97%	0.65
0.61900	0.04200	0.07210	0.00150	0.30662	481	26	449	9	107%	0.91
0.59900	0.06800	0.07270	0.00210	0.25445	454	43	452	12	100%	0.65
0.53100	0.05600	0.06730	0.00180	0.25361	417	37	420	11	99%	0.79
0.57300	0.04700	0.06860	0.00170	0.30212	454	32	427	10	106%	0.60
0.63400	0.03700	0.08040	0.00150	0.31969	496	24	498	9	100%	0.27
0.50500	0.04800	0.06290	0.00180	0.30107	404	31	393	11	103%	0.87
0.53800	0.06600	0.06530	0.00230	0.28711	418	43	407	14	103%	0.81
0.61900	0.05500	0.08370	0.00200	0.26893	474	34	518	12	92%	0.53
0.50200	0.04300	0.06720	0.00180	0.31271	407	30	419	11	97%	0.94
0.58300	0.07400	0.07670	0.00240	0.24652	438	47	476	14	92%	0.40
0.52700	0.05200	0.06800	0.00220	0.32788	415	34	424	14	98%	0.81
0.54500	0.06400	0.07300	0.00290	0.33829	430	44	454	17	95%	0.38

	0.46500	0.03400	0.06320	0.00130	0.28132	382	23	395	8	97%	0.81
	0.59800	0.06100	0.07930	0.00230	0.28433	464	40	492	14	94%	0.33
	0.55700	0.04100	0.07290	0.00190	0.35408	443	27	453	11	98%	0.61
	0.48200	0.03500	0.06380	0.00150	0.32378	393	24	399	9	99%	0.50
	0.56300	0.04600	0.07290	0.00160	0.26862	443	30	454	10	98%	0.68
	0.60200	0.05400	0.08110	0.00230	0.31616	464	35	502	14	92%	0.44
	0.71500	0.05900	0.08420	0.00250	0.35982	533	36	521	15	102%	0.54

*Конкордантность (указана в пределах $\pm 10\%$).

Приложение 12. Результаты U-Pb датирования обломочных цирконов из граувакковых песчаников Чарской зоны.

№ обр.	Изотопные отношения					Возраст, млн лет				конк.*	Th/U
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	rho	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ		
<i>Сартымбет</i>											
СН-01-17	0.38225	0.00385	0.05150	0.00038	0.73155	329	3	324	2	102%	0.55
	0.36320	0.00333	0.04957	0.00042	0.93244	315	2	312	3	101%	0.49
	0.37774	0.00362	0.05140	0.00044	0.88459	325	3	323	3	101%	0.71
	0.39157	0.00594	0.05265	0.00043	0.54091	336	4	331	3	101%	0.32
	0.36546	0.00369	0.05015	0.00048	0.93898	316	3	315	3	100%	0.67
	0.41581	0.00492	0.05658	0.00045	0.66613	353	4	355	3	100%	0.61
	0.37611	0.00437	0.05177	0.00047	0.78660	324	3	325	3	100%	0.45
	0.37425	0.00526	0.05098	0.00062	0.86993	323	4	321	4	101%	0.65
	0.38002	0.00329	0.05120	0.00038	0.86492	327	2	322	2	102%	0.61
	0.39502	0.00378	0.05350	0.00046	0.89239	338	3	336	3	101%	0.63
	0.40825	0.00414	0.05582	0.00055	0.97856	348	3	350	3	99%	0.31
	0.39781	0.00457	0.05372	0.00048	0.78447	340	3	337	3	101%	0.52
	0.40159	0.00456	0.05497	0.00045	0.72679	343	3	345	3	99%	0.96
	0.42390	0.00537	0.05696	0.00031	0.42553	359	4	357	2	100%	0.77
	0.37499	0.00400	0.05123	0.00051	0.94195	323	3	322	3	100%	0.32
	0.41928	0.00323	0.05610	0.00035	0.79913	356	2	352	2	101%	0.70
	0.38189	0.00404	0.05128	0.00035	0.64794	328	3	322	2	102%	0.59
	0.39154	0.00410	0.05322	0.00051	0.90954	335	3	334	3	100%	0.98
	0.37929	0.00486	0.05181	0.00045	0.67494	327	4	326	3	100%	0.56
	0.37782	0.00488	0.05160	0.00050	0.74551	325	4	324	3	100%	0.42
0.37743	0.00486	0.05154	0.00049	0.74445	325	4	324	3	100%	0.42	
0.38027	0.00340	0.05176	0.00043	0.91957	327	2	325	3	101%	0.69	
0.55986	0.00502	0.07226	0.00060	0.92990	451	3	450	4	100%	0.57	
0.40245	0.00405	0.05427	0.00026	0.47417	343	3	341	2	101%	0.51	
0.36670	0.00366	0.05014	0.00046	0.91662	317	3	315	3	101%	0.41	
0.38031	0.00294	0.05220	0.00042	0.97011	327	2	328	3	100%	0.54	
0.38724	0.00393	0.05258	0.00043	0.80928	332	3	330	3	101%	0.49	

0.34698	0.00293	0.04743	0.00026	0.64107	302	2	299	2	101%	0.46
0.38003	0.00526	0.05159	0.00052	0.73327	327	4	324	3	101%	0.64
0.37548	0.00381	0.05115	0.00047	0.89876	324	3	322	3	101%	0.20
0.49489	0.00514	0.06479	0.00057	0.85407	408	3	405	3	101%	0.27
0.38610	0.00739	0.05237	0.00078	0.77597	332	5	329	5	101%	0.39
0.38730	0.00381	0.05270	0.00045	0.86837	332	3	331	3	100%	0.61
0.38196	0.00322	0.05208	0.00038	0.87494	328	2	327	2	100%	0.37
0.39136	0.00310	0.05239	0.00034	0.82551	335	2	329	2	102%	0.85
0.39139	0.00923	0.05129	0.00083	0.68802	335	7	322	5	104%	0.61
0.35837	0.00269	0.04933	0.00030	0.80415	311	2	310	2	100%	0.46
0.51083	0.00575	0.06674	0.00061	0.81682	419	4	416	4	101%	0.23
0.37952	0.00475	0.05157	0.00040	0.62404	327	3	324	2	101%	0.99
0.36542	0.00452	0.05076	0.00052	0.82527	316	3	319	3	99%	0.60
0.38748	0.00343	0.05269	0.00037	0.78398	333	3	331	2	100%	0.58
0.40900	0.00445	0.05490	0.00060	0.99767	348	3	345	4	101%	0.73
0.43786	0.00318	0.05849	0.00031	0.74185	369	2	366	2	101%	0.36
0.39037	0.00435	0.05297	0.00045	0.76486	335	3	333	3	101%	0.52
0.36198	0.00342	0.04969	0.00048	0.97517	314	3	313	3	100%	0.51
0.39729	0.00517	0.05391	0.00044	0.62340	340	4	338	3	100%	0.46
0.47049	0.00321	0.06181	0.00038	0.89408	392	2	387	2	101%	0.53
0.37743	0.00461	0.05120	0.00045	0.72013	325	3	322	3	101%	0.61
0.39099	0.00457	0.05358	0.00058	0.93334	335	3	336	4	100%	0.57
0.35499	0.00351	0.04868	0.00039	0.81698	308	3	306	2	101%	0.65
0.39224	0.00512	0.05325	0.00050	0.72509	336	4	334	3	100%	0.62
0.37445	0.00353	0.05091	0.00036	0.75137	323	3	320	2	101%	0.74
0.37564	0.00456	0.05071	0.00048	0.78025	324	3	319	3	102%	0.66
0.37740	0.00390	0.05116	0.00045	0.84828	325	3	322	3	101%	0.65
0.36909	0.00487	0.05064	0.00042	0.63406	319	4	318	3	100%	0.44
0.37456	0.00414	0.05130	0.00050	0.88455	323	3	322	3	100%	0.38
0.40008	0.00622	0.05411	0.00058	0.69020	342	5	340	4	101%	0.57
0.38207	0.00372	0.05185	0.00037	0.73355	329	3	326	2	101%	0.46

	0.40301	0.00559	0.05434	0.00052	0.68867	344	4	341	3	101%	0.42
	0.39349	0.00427	0.05306	0.00048	0.83226	337	3	333	3	101%	0.61
	0.38299	0.00297	0.05225	0.00034	0.84839	329	2	328	2	100%	0.89
	0.36745	0.00343	0.05034	0.00046	0.97989	318	3	317	3	100%	0.41
	0.37650	0.00506	0.05142	0.00051	0.73348	324	4	323	3	100%	0.59
	0.39863	0.00373	0.05387	0.00043	0.85864	341	3	338	3	101%	0.53
	0.40724	0.00710	0.05549	0.00083	0.85815	347	5	348	5	100%	0.44
	0.52957	0.00537	0.06911	0.00064	0.91683	432	4	431	4	100%	0.32
	0.53042	0.00636	0.06972	0.00061	0.72482	432	4	434	4	99%	0.43
	0.47363	0.00503	0.06229	0.00049	0.73720	394	3	390	3	101%	0.26
	0.53785	0.00494	0.06997	0.00056	0.87275	437	3	436	3	100%	0.35
	0.35499	0.00427	0.04849	0.00047	0.81351	308	3	305	3	101%	0.83
	0.35441	0.00353	0.04910	0.00027	0.54904	308	3	309	2	100%	1.93
	0.37466	0.00372	0.05102	0.00046	0.91550	323	3	321	3	101%	0.67
	0.36485	0.00300	0.05000	0.00036	0.87318	316	2	315	2	100%	0.58
	0.38839	0.00410	0.05266	0.00035	0.63113	333	3	331	2	101%	0.58
	0.39609	0.02629	0.05419	0.00235	0.65326	339	19	340	14	100%	0.54
	0.40447	0.00764	0.05434	0.00058	0.56428	345	6	341	4	101%	0.48
	0.39238	0.00476	0.05337	0.00042	0.65123	336	3	335	3	100%	0.67
	0.37796	0.00340	0.05162	0.00043	0.92634	326	3	324	3	100%	2.44
	0.39159	0.00413	0.05310	0.00049	0.86700	336	3	334	3	101%	0.38
	0.39661	0.00338	0.05352	0.00037	0.82069	339	2	336	2	101%	0.51
	0.40817	0.00345	0.05571	0.00045	0.95461	348	2	349	3	99%	0.36
	0.36963	0.00349	0.05059	0.00039	0.81088	319	3	318	2	100%	0.74
	0.38048	0.00368	0.05238	0.00045	0.89508	327	3	329	3	99%	0.58
CH-02-17	0.40571	0.01790	0.05490	0.00106	0.05950	346	13	345	7	99%	0.49
	0.39160	0.02255	0.05159	0.00120	0.05331	336	16	324	7	96%	0.88
	0.35665	0.01621	0.05188	0.00094	0.05813	310	12	326	6	94%	0.47
	0.36744	0.01981	0.05024	0.00103	0.05176	318	15	316	6	99%	1.32
	0.36248	0.01504	0.05088	0.00097	0.06439	314	11	320	6	98%	0.81
	0.41729	0.02163	0.05448	0.00095	0.04400	354	16	342	6	96%	0.78

0.43427	0.02141	0.06011	0.00118	0.05523	366	15	376	7	97%	0.49
0.38034	0.02339	0.05061	0.00131	0.05608	327	17	318	8	97%	0.52
0.41567	0.01529	0.05377	0.00102	0.06681	353	11	338	6	95%	0.35
0.36751	0.01200	0.05132	0.00091	0.07545	318	9	323	6	98%	0.56
0.43567	0.02038	0.05552	0.00109	0.05340	367	14	348	7	94%	0.81
0.43026	0.04119	0.05555	0.00182	0.04425	363	29	348	11	95%	0.79
0.39916	0.01468	0.05052	0.00076	0.05181	341	11	318	5	92%	0.50
0.40831	0.05642	0.05573	0.00263	0.04656	348	41	350	16	99%	0.67
0.34011	0.03160	0.05073	0.00153	0.04851	297	24	319	9	92%	0.79
0.39188	0.03532	0.05361	0.00148	0.04193	336	26	337	9	99%	0.79
0.38544	0.01954	0.04964	0.00099	0.05084	331	14	312	6	94%	0.86
0.39520	0.01882	0.05686	0.00111	0.05877	338	14	356	7	94%	0.52
0.37093	0.03078	0.04968	0.00131	0.04258	320	23	313	8	97%	1.00
0.37804	0.01938	0.05726	0.00117	0.06037	326	14	359	7	90%	0.76
0.39628	0.01382	0.05183	0.00107	0.07757	339	10	326	7	96%	0.79
0.49726	0.02235	0.06908	0.00133	0.05966	410	15	431	8	95%	0.21
0.42227	0.01683	0.05414	0.00094	0.05584	358	12	340	6	94%	0.72
0.36629	0.02123	0.05190	0.00103	0.04838	317	16	326	6	97%	0.48
0.35988	0.02339	0.05087	0.00119	0.05079	312	17	320	7	97%	0.92
0.41600	0.01853	0.05587	0.00123	0.06614	353	13	350	7	99%	0.74
0.40576	0.02700	0.05474	0.00145	0.05370	346	20	344	9	99%	0.90
0.43947	0.02357	0.05565	0.00105	0.04470	370	17	349	6	94%	0.69
0.40844	0.02890	0.05190	0.00166	0.05738	348	21	326	10	93%	0.82
0.40919	0.01692	0.05640	0.00117	0.06936	348	12	354	7	98%	0.96
0.36079	0.01701	0.05247	0.00102	0.06022	313	13	330	6	94%	0.80
0.41190	0.03040	0.05344	0.00126	0.04142	350	22	336	8	95%	0.59
0.38040	0.01488	0.05010	0.00079	0.05320	327	11	315	5	96%	1.08
0.40202	0.02323	0.05294	0.00120	0.05155	343	17	333	7	96%	1.03
0.40042	0.01688	0.05449	0.00106	0.06255	342	12	342	6	99%	0.44
0.41502	0.01366	0.05538	0.00083	0.06042	352	10	347	5	98%	0.65
0.39739	0.02247	0.05216	0.00131	0.05829	340	16	328	8	96%	0.90

	0.39869	0.02741	0.05239	0.00135	0.04940	341	20	329	8	96%	0.85
	0.37795	0.01784	0.05344	0.00103	0.05782	326	13	336	6	96%	0.62
	0.45398	0.01707	0.05785	0.00102	0.05994	380	12	363	6	95%	0.68
	0.40214	0.01514	0.05444	0.00095	0.06245	343	11	342	6	99%	0.71
	0.35660	0.01695	0.04988	0.00095	0.05616	310	13	314	6	98%	0.54
	0.38637	0.01930	0.05006	0.00112	0.05793	332	14	315	7	94%	0.91
	0.42170	0.02841	0.05556	0.00124	0.04376	357	20	349	8	97%	0.47
	0.41153	0.01585	0.05247	0.00088	0.05568	350	11	330	5	94%	0.78
	0.42639	0.01624	0.05517	0.00104	0.06419	361	12	346	6	95%	0.83
	0.41660	0.01638	0.05377	0.00077	0.04676	354	12	338	5	95%	0.61
	0.38731	0.01412	0.05441	0.00096	0.06791	332	10	342	6	97%	0.61
<i>Аүзөс</i>											
CH-03-16	0.40271	0.01518	0.05498	0.00163	0.78840	344	11	345	10	100%	0.47
	0.39371	0.01601	0.05303	0.00159	0.73978	337	12	333	10	101%	0.82
	0.42116	0.02124	0.05494	0.00173	0.62570	357	15	345	11	104%	0.60
	0.38110	0.01701	0.05124	0.00157	0.68517	328	13	322	10	102%	0.80
	0.39327	0.01546	0.05372	0.00161	0.76060	337	11	337	10	100%	0.72
	0.42835	0.01625	0.05732	0.00171	0.78503	362	12	359	10	101%	0.60
	0.37980	0.01578	0.05309	0.00160	0.72578	327	12	333	10	98%	0.64
	0.42471	0.02383	0.05477	0.00173	0.56241	359	17	344	11	105%	0.53
	0.43533	0.01659	0.05841	0.00167	0.75186	367	12	366	10	100%	0.45
	0.38495	0.03139	0.05196	0.00188	0.44411	331	23	327	12	101%	0.04
	0.38298	0.01796	0.05245	0.00156	0.63558	329	13	330	10	100%	0.54
	0.37009	0.01861	0.05105	0.00155	0.60202	320	14	321	9	100%	0.65
	0.38550	0.01348	0.05293	0.00149	0.80617	331	10	333	9	100%	0.29
	0.38597	0.01765	0.05188	0.00154	0.64860	331	13	326	9	102%	0.29
	0.41199	0.01514	0.05562	0.00158	0.77398	350	11	349	10	100%	0.54
	0.40776	0.01880	0.05472	0.00127	0.50240	347	14	343	8	101%	0.50
	0.39471	0.01308	0.05313	0.00110	0.62722	338	10	334	7	101%	0.58
	0.37732	0.01582	0.05233	0.00116	0.52981	325	12	329	7	99%	0.61
	0.38792	0.01817	0.05095	0.00119	0.49690	333	13	320	7	104%	0.63

	0.38253	0.01240	0.05382	0.00111	0.63631	329	9	338	7	97%	0.45
	0.38941	0.01703	0.05262	0.00119	0.51780	334	12	331	7	101%	0.66
	0.39907	0.02654	0.05356	0.00148	0.41526	341	19	336	9	101%	0.41
	0.41874	0.02006	0.05436	0.00156	0.60044	355	14	341	10	104%	0.50
	0.41672	0.02006	0.05516	0.00159	0.59919	354	14	346	10	102%	0.47
	0.42242	0.02220	0.05330	0.00175	0.62569	358	16	335	11	107%	0.69
	0.47785	0.01590	0.05903	0.00172	0.87520	397	11	370	10	107%	0.66
	0.40370	0.01827	0.05492	0.00171	0.68989	344	13	345	10	100%	0.69
	0.40924	0.01861	0.05606	0.00175	0.68780	348	13	352	11	99%	0.67
	0.38356	0.01993	0.05212	0.00169	0.62545	330	15	328	10	101%	0.51
	0.41386	0.00972	0.05423	0.00092	0.71976	352	7	340	6	103%	0.54
	0.42278	0.01510	0.05690	0.00113	0.55455	358	11	357	7	100%	0.42
<i>Чарск</i>											
CH-27-16	0.40813	0.01165	0.05628	0.00085	0.52697	348	8	353	5	98%	0.45
	0.37980	0.01076	0.05187	0.00077	0.52730	327	8	326	5	100%	0.70
	0.39681	0.01495	0.05178	0.00088	0.45065	339	11	325	5	104%	0.78
	0.40825	0.02127	0.05753	0.00117	0.39031	348	15	361	7	96%	0.26
	0.40900	0.01703	0.05224	0.00094	0.43165	348	12	328	6	106%	0.56
	0.38711	0.01095	0.05330	0.00080	0.52826	332	8	335	5	99%	0.44
	0.38254	0.01597	0.05208	0.00093	0.42629	329	12	327	6	100%	0.58
	0.37273	0.01175	0.05143	0.00080	0.49274	322	9	323	5	100%	0.69
	0.37708	0.00923	0.05187	0.00074	0.58163	325	7	326	5	100%	0.45
	0.38457	0.01636	0.05098	0.00092	0.42392	330	12	321	6	103%	0.86
	0.38674	0.02163	0.05199	0.00111	0.38143	332	16	327	7	102%	0.38
	0.41950	0.00837	0.05339	0.00072	0.67959	356	6	335	4	106%	0.88
	0.39439	0.01984	0.05359	0.00107	0.39592	338	14	337	7	100%	0.53
	0.38488	0.01708	0.05212	0.00096	0.41543	331	13	328	6	101%	0.89
	0.42826	0.01685	0.05328	0.00106	0.50352	362	12	335	6	108%	0.72
	0.38800	0.00843	0.05275	0.00087	0.75937	333	6	331	5	100%	0.47
	0.39997	0.01756	0.05280	0.00109	0.46912	342	13	332	7	103%	0.62
	0.39975	0.01024	0.05286	0.00090	0.66705	341	7	332	6	103%	0.65

	0.39918	0.00878	0.05411	0.00090	0.75227	341	6	340	5	100%	0.46
	0.36774	0.01037	0.05186	0.00090	0.61805	318	8	326	6	98%	0.99
	0.42304	0.01409	0.05516	0.00102	0.55570	358	10	346	6	103%	0.63
	0.36955	0.01640	0.05258	0.00107	0.46051	319	12	330	7	97%	0.59
	0.40398	0.01135	0.05325	0.00093	0.62311	345	8	334	6	103%	0.59
	0.54212	0.01262	0.07153	0.00121	0.72388	440	8	445	7	99%	0.61
	0.38020	0.01159	0.05299	0.00095	0.58543	327	9	333	6	98%	0.64
	0.38230	0.01391	0.05223	0.00099	0.52079	329	10	328	6	100%	0.66
	0.38729	0.01555	0.05224	0.00103	0.49126	332	11	328	6	101%	0.60
	0.38800	0.01702	0.05255	0.00108	0.46779	333	12	330	7	101%	0.72
	0.38315	0.01199	0.05262	0.00085	0.51446	329	9	331	5	100%	0.63
	0.40495	0.01146	0.05468	0.00085	0.55080	345	8	343	5	101%	0.68
	0.40787	0.01399	0.05183	0.00088	0.49282	347	10	326	5	107%	0.84
	0.38691	0.01345	0.05323	0.00090	0.48425	332	10	334	5	99%	0.61
	0.38123	0.00986	0.05276	0.00080	0.58293	328	7	331	5	99%	0.73
	0.39915	0.01196	0.05275	0.00084	0.53184	341	9	331	5	103%	0.75
	0.41072	0.00844	0.05492	0.00078	0.69307	349	6	345	5	101%	0.90
	0.38789	0.00977	0.05309	0.00080	0.59461	333	7	333	5	100%	0.68
	0.38823	0.00755	0.05144	0.00072	0.72283	333	6	323	4	103%	0.81
	0.39691	0.01456	0.05263	0.00091	0.47344	339	11	331	6	103%	0.67
	0.39960	0.01392	0.05141	0.00087	0.48810	341	10	323	5	106%	0.67
	0.37369	0.00994	0.05128	0.00078	0.57162	322	7	322	5	100%	0.72
	0.39723	0.00825	0.05223	0.00075	0.68718	340	6	328	5	103%	0.71
	0.39326	0.01193	0.05232	0.00084	0.52768	337	9	329	5	102%	0.80
CH-37-16	0.40890	0.00875	0.05460	0.00059	0.50876	348	6	343	4	102%	0.52
	0.37278	0.01047	0.05241	0.00065	0.43978	322	8	329	4	98%	0.97
	0.59499	0.01475	0.07466	0.00090	0.48654	474	9	464	5	102%	0.40
	0.56726	0.01656	0.07036	0.00094	0.45618	456	11	438	6	104%	0.39
	0.50919	0.01247	0.06728	0.00079	0.48188	418	8	420	5	100%	0.31
	0.41031	0.01062	0.05274	0.00063	0.46250	349	8	331	4	105%	0.66
	0.39789	0.01482	0.05252	0.00078	0.40050	340	11	330	5	103%	0.45

	0.43614	0.01567	0.05965	0.00088	0.40935	368	11	374	5	98%	0.62
	0.38832	0.00995	0.05296	0.00063	0.46156	333	7	333	4	100%	0.75
	0.38474	0.00788	0.05330	0.00057	0.52052	331	6	335	3	99%	0.89
	0.84590	0.01666	0.05196	0.00057	0.55386	622	9	327	3	191%	0.65
	0.39717	0.01288	0.05361	0.00127	0.73243	340	9	337	8	101%	0.73
	0.38116	0.01078	0.05231	0.00121	0.81769	328	8	329	7	100%	0.48
	0.39578	0.01505	0.05191	0.00128	0.64882	339	11	326	8	104%	1.01
	0.39837	0.01283	0.05442	0.00129	0.73597	340	9	342	8	100%	0.76
	0.43780	0.01280	0.05770	0.00135	0.79745	369	9	362	8	102%	0.69
	0.53561	0.01910	0.06765	0.00166	0.68890	436	13	422	10	103%	0.32
	0.47303	0.01653	0.05948	0.00145	0.69594	393	11	372	9	106%	1.16
	0.38090	0.01719	0.05048	0.00131	0.57422	328	13	317	8	103%	0.72
	0.38689	0.01313	0.05108	0.00122	0.70638	332	10	321	8	103%	0.62
	0.38714	0.01205	0.05300	0.00125	0.75618	332	9	333	8	100%	0.32
	0.55235	0.01757	0.07077	0.00169	0.75028	447	11	441	10	101%	0.53
	0.42110	0.01576	0.05544	0.00117	0.56541	357	11	348	7	103%	0.74
	0.37131	0.01068	0.05102	0.00099	0.67547	321	8	321	6	100%	0.80
	0.40822	0.01150	0.05512	0.00107	0.68800	348	8	346	7	100%	0.99
	0.44520	0.01205	0.05684	0.00109	0.71128	374	8	356	7	105%	2.09
	0.45577	0.01590	0.05449	0.00113	0.59649	381	11	342	7	111%	0.49
	0.39666	0.01215	0.05098	0.00101	0.64648	339	9	321	6	106%	0.82
	0.42324	0.01886	0.05537	0.00126	0.50968	358	13	347	8	103%	0.71
	0.44355	0.01341	0.05917	0.00117	0.65482	373	9	371	7	101%	0.33
	0.39332	0.01265	0.05300	0.00106	0.62319	337	9	333	7	101%	0.90
<i>Батурино</i>											
СН-50-16	0.39516	0.02328	0.05282	0.00183	0.58942	338	17	332	11	102%	0.60
	0.42644	0.01791	0.05798	0.00182	0.74534	361	13	363	11	99%	0.70
	0.39524	0.01391	0.05408	0.00163	0.85478	338	10	340	10	100%	0.21
	0.41979	0.01620	0.05680	0.00174	0.79481	356	12	356	11	100%	0.83
	0.41497	0.01895	0.05512	0.00176	0.70072	352	14	346	11	102%	0.59
	0.39748	0.01690	0.05284	0.00166	0.73730	340	12	332	10	102%	0.70

0.39690	0.02213	0.05389	0.00183	0.61014	339	16	338	11	100%	0.71
0.39385	0.01751	0.05423	0.00172	0.71269	337	13	340	11	99%	1.01
0.39917	0.01915	0.05317	0.00172	0.67574	341	14	334	11	102%	0.74
0.40162	0.01484	0.05531	0.00128	0.62499	343	11	347	8	99%	0.64
0.38847	0.01147	0.05407	0.00117	0.73045	333	8	339	7	98%	0.84
0.38407	0.02069	0.05413	0.00146	0.50184	330	15	340	9	97%	0.85
0.41551	0.01574	0.05888	0.00137	0.61600	353	11	369	8	96%	0.98
0.40324	0.01573	0.05410	0.00128	0.60450	344	11	340	8	101%	0.46
0.40671	0.01632	0.05410	0.00129	0.59432	347	12	340	8	102%	0.92
0.39936	0.01964	0.05514	0.00143	0.52764	341	14	346	9	99%	0.78
0.43445	0.01701	0.05657	0.00165	0.74654	366	12	355	10	103%	0.83
0.42472	0.01823	0.05709	0.00171	0.69703	359	13	358	10	100%	0.39
0.39920	0.02311	0.05400	0.00178	0.57074	341	17	339	11	101%	0.63
0.39933	0.01835	0.05415	0.00165	0.66237	341	13	340	10	100%	0.59
0.40408	0.01956	0.05527	0.00171	0.63940	345	14	347	10	99%	0.62
0.39295	0.03045	0.05437	0.00206	0.48905	337	22	341	13	99%	0.57
0.40151	0.02471	0.05622	0.00191	0.55076	343	18	353	12	97%	0.73
0.42107	0.02150	0.05961	0.00188	0.61864	357	15	373	11	96%	0.60
0.43036	0.01516	0.05749	0.00164	0.80887	363	11	360	10	101%	0.64
0.39859	0.02019	0.05583	0.00187	0.66090	341	15	350	11	97%	0.35
0.40470	0.01688	0.05447	0.00173	0.76299	345	12	342	11	101%	0.63
0.40662	0.01772	0.05499	0.00177	0.73796	346	13	345	11	100%	0.58
0.40085	0.02033	0.05492	0.00184	0.66117	342	15	345	11	99%	0.42
0.42431	0.02477	0.05408	0.00191	0.60630	359	18	340	12	106%	0.53
0.43282	0.02415	0.05657	0.00197	0.62444	365	17	355	12	103%	0.64
0.37506	0.01757	0.05377	0.00175	0.69646	323	13	338	11	96%	0.54
0.41069	0.01427	0.05584	0.00171	0.88282	349	10	350	10	100%	0.87
0.38817	0.01473	0.05340	0.00166	0.82082	333	11	335	10	99%	1.09
0.37507	0.01990	0.05336	0.00160	0.56603	323	15	335	10	96%	0.62
0.40706	0.01728	0.05522	0.00154	0.65863	347	12	347	9	100%	0.44
0.47403	0.03463	0.05962	0.00217	0.49780	394	24	373	13	106%	0.33

0.38488	0.02314	0.05576	0.00177	0.52789	331	17	350	11	95%	0.57
0.39939	0.01404	0.05371	0.00142	0.75428	341	10	337	9	101%	0.62
0.39689	0.01859	0.05455	0.00157	0.61531	339	14	342	10	99%	0.93
0.38665	0.01398	0.05302	0.00141	0.73758	332	10	333	9	100%	0.58
0.39787	0.02198	0.05463	0.00138	0.45635	340	16	343	8	99%	0.63
0.40621	0.01301	0.05507	0.00105	0.59801	346	9	346	6	100%	0.36
0.40433	0.01609	0.05505	0.00116	0.52829	345	12	345	7	100%	0.58
0.43648	0.01905	0.05464	0.00122	0.51153	368	13	343	7	107%	0.30
0.38180	0.01429	0.05460	0.00111	0.54195	328	11	343	7	96%	0.67
0.40175	0.01692	0.05354	0.00116	0.51387	343	12	336	7	102%	0.77
0.40385	0.01166	0.05523	0.00102	0.63892	344	8	347	6	99%	0.74
0.40557	0.01611	0.05444	0.00114	0.52941	346	12	342	7	101%	0.72
0.38389	0.01882	0.05440	0.00127	0.47535	330	14	341	8	97%	0.49
0.39804	0.01760	0.05644	0.00125	0.49979	340	13	354	8	96%	0.52
0.41772	0.01917	0.05487	0.00125	0.49675	354	14	344	8	103%	0.72
0.41400	0.02009	0.05479	0.00129	0.48439	352	14	344	8	102%	0.55
0.44765	0.02618	0.06020	0.00161	0.45722	376	18	377	10	100%	0.45
0.40185	0.02314	0.05542	0.00144	0.45066	343	17	348	9	99%	0.69
0.42312	0.01831	0.05644	0.00147	0.60128	358	13	354	9	101%	0.57
0.38272	0.01828	0.05381	0.00144	0.56135	329	13	338	9	97%	0.80
0.39229	0.02178	0.05437	0.00157	0.51877	336	16	341	10	98%	0.57
0.40098	0.01338	0.05386	0.00128	0.71496	342	10	338	8	101%	0.69
0.48672	0.01456	0.06482	0.00151	0.77975	403	10	405	9	99%	0.62

*Конкордантность (указана в пределах $\pm 10\%$).

Приложение 13. Состав породообразующих оксидов и редких элементов в песчаниках Группы I Итмурундинской зоны.

	Центральный -1					Центральный-2										
	It-03-17	N1956	H1-7/1	It-09-18	It-25-18	It-67-17	N1965	17081808	It-37-18	It-69-18	It-75-18	It-83-18	It-87-18	It-91-18	It-93-18	It-101-18
SiO₂	64.25	69.75	60.31	64.22	67.58	59.34	62.91	67.64	68.51	72.58	63.66	64.33	62.44	58.06	59.87	55.23
TiO₂	1.03	0.76	1.31	0.47	0.81	0.63	0.59	0.57	0.5	0.49	0.61	0.54	0.65	0.65	0.66	0.64
Al₂O₃	13.5	13.78	12.5	15.2	12.55	16.98	17.84	11.27	13.7	12.38	13.87	13.77	15.58	16.64	15.87	16.49
Fe₂O₃	6.52	5.29	9.47	6.56	5.94	4.06	5.90	7.78	5.98	3.81	5.18	7.22	6.19	10.23	8.48	8.2
MgO	3.89	2.50	3.37	2.82	2.79	3.72	2.01	1.13	2.15	1.47	1.98	2.3	2.58	4.86	3.79	3.68
CaO	1.31	1.75	4.58	1.04	1.05	1.32	2.62	3.11	0.61	2.11	5.04	4.7	4.24	1.44	2.29	4
MnO	0.18	0.08	0.13	0.21	0.21	0.11	0.17	0.21	0.16	0.12	0.19	0.15	0.16	0.11	0.09	0.11
Na₂O	2.18	3.14	2.92	5.64	2.73	4.09	1.70	2.85	3.27	2.43	2.49	3.86	3.53	2.63	3.53	3.31
K₂O	3.62	2.50	2.07	1.48	3.49	2.8	5.16	1.35	2.71	2.12	2.14	0.25	1.18	1.73	1.34	2.71
P₂O₅	0.28	0.14	0.3	0.13	0.22	0.13	0.09	0.16	0.11	0.1	0.11	0.13	0.15	0.11	0.12	0.25
п.п.п.	3.2	3.38	2.07	2.05	1.88	2.99	3.50	2.25	2.04	1.77	4.28	1.75	2.37	3.52	3.4	4.94
Сумма	100.05	99.9	99.27	99.92	99.43	100.05	99.2	98.42	99.82	99.5	99.83	99.12	99.19	100.09	99.61	99.8
ГМ	0.42	0.41	0.53	0.44	0.37	0.43	0.4	0.4	0.37	0.28	0.38	0.44	0.45	0.63	0.55	0.6
ФМ	0.25	0.26	0.35	0.24	0.21	0.19	1.26	0.23	0.19	0.12	0.18	0.25	0.23	0.42	0.33	0.35
ЖМ	0.86	0.69	1.31	0.8	0.86	0.44	0.61	1.26	0.81	0.57	0.69	0.96	0.73	1.12	0.97	0.91
СИА	51.78	55.5	42.5	52.27	49.6	54.4	57.6	46.82	54.55	54.95	44.66	47.25	49.86	62.25	56.08	48.25
ICV	2.09	2.34	2.67	1.72	2	1.61	2.33	1.92	1.57	2.19	1.91	1.94	1.75	1.8	1.8	2.02
Sc	-	-	20	17.7	12.8	-	-	-	17.7	13.2	13.2	18.2	19.4	19.9	22	18.5
V	102.9	-	141	69	70	192.62	-	57.23	77	35	35	97	113	87	150	166
Cr	162.51	-	186	59	148	31.79	-	52.11	33	61	61	75	105	67	40	47
Co	18.74	-	26	11.9	13.2	18.73	-	17.07	11.6	4.4	4.4	10.7	13.1	9.2	23	17.1
Ni	97.27	-	100	23	52	18.72	-	55.52	16.4	7.4	7.4	17	25	13.1	15.6	14.6
Rb	51.81	79	23	20	31	39.2	1.93	10.4	66	29	29	34	3.9	18.6	27	19.5
Sr	198.56	224	635	163	233	182.68	88	204	92	651	651	448	672	1416	185	260
Y	30.95	21	28	26	26	17.98	26	19.5	27	33	33	25	25	29	14.9	13
Zr	157.82	192	134	129	150	50.75	123	103	137	138	138	132	98	99	75	66
Nb	18.04	9.8	16.9	3.5	13.7	1.62	1.95	4.2	4.4	3.5	3.5	3.4	2.9	3.4	2.1	1.89
Cs	1.93	3.1	0.26	0.22	0.79	0.62	<0.1	0.26	0.75	0.45	0.45	0.34	0.15	0.26	0.45	0.41

Ba	445.62	614	523	282	690	594.56	34	737	252	276	276	796	90	244	305	219
La	23.87	27	17	15.1	19.2	8.95	6.1	13.7	11.8	10.5	10.5	11.3	12.9	13.7	8.1	6.9
Ce	50.94	53	37	34	43	18.55	14.3	30	26	25	25	25	29	31	17.2	14.7
Pr	6.35	6.0	5	4.5	5.2	2.6	1.96	3.9	3.7	3.4	3.4	3.4	3.6	4.2	2.3	2
Nd	23.88	24	21	20	22	11.16	9.6	16.1	15.4	15.6	15.6	14.2	16.1	17.6	10.1	9.2
Sm	5.55	5.0	5	4.3	5	3	2.9	3.8	3.6	4.2	4.2	3.4	3.7	4.3	2.2	2.3
Eu	1.71	1.12	1.47	0.99	1.2	0.97	0.89	0.84	0.77	0.93	0.93	0.8	1.13	1.38	0.64	0.38
Gd	5.39	4.3	5	4.2	4.8	2.89	3.3	3.8	3.7	4.2	4.2	3.8	4.2	4.3	2.1	2.4
Tb	0.84	0.66	0.82	0.66	0.8	0.47	0.58	0.58	0.61	0.73	0.73	0.61	0.63	0.66	0.36	0.51
Dy	4.99	3.6	4.9	3.9	4.8	2.89	3.5	3.6	4.1	4.7	4.7	3.8	4.1	4.3	2.3	1.57
Ho	1.08	0.74	1.02	0.9	0.96	0.62	0.81	0.75	0.87	1.05	1.05	0.86	0.93	0.93	0.48	0.22
Er	2.99	2.1	3	2.6	3	1.68	2.4	2.2	2.6	3.2	3.2	2.4	2.7	2.6	1.42	1.6
Tm	0.46	0.31	0.36	0.39	0.42	0.26	0.37	0.34	0.39	0.48	0.48	0.36	0.46	0.36	0.21	0.24
Yb	2.83	2.0	2.7	2.6	2.8	1.87	2.4	2.2	2.5	3.2	3.2	2.3	2.7	2.2	1.34	1.85
Lu	0.43	0.31	0.4	0.37	0.43	0.25	0.35	0.33	0.39	0.48	0.48	0.35	0.46	0.35	0.2	0.24
Hf	4	4.6	3.1	3.2	3.7	1.4	3.0	2.8	3.2	3.3	3.3	3	2.7	2.4	1.73	1.85
Ta	0.32	0.74	1	0.23	0.8	0.03	0.12	0.2	0.29	0.20	0.2	0.2	0.14	0.17	0.11	0.11
Th	3.55	10.6	2.4	2.6	3.5	1.01	0.77	2.9	3.6	1.78	1.78	1.72	2.5	1.72	1.27	1.4
U	1.43	1.81	1.08	1.63	1.37	0.81	0.32	1.39	1.31	0.79	0.79	0.76	1.22	0.87	0.61	1.28
La/Th	6.71	2.5	7.08	5.84	5.48	8.84	7.9	4.74	3.26	5.9	5.9	6.61	5.16	7.98	6.34	8.79
(La/Yb)_N	5.69	9.43	4.24	3.84	4.62	3.22	1.82	4.13	3.19	2.36	2.21	3.37	3.22	4.13	4.06	2.51
(Gd/Yb)_N	1.54	1.75	1.49	1.27	1.38	1.24	1.14	1.38	1.19	1.09	1.06	1.34	1.25	1.53	1.27	1.05
ΣREE	162	155	152	138	152	74	75	101	121	123	123	116	127	137	85	75

Примечание. Прочерк – нет данных. ГМ = $(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$, ЖМ = $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$, ФМ = $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})/\text{SiO}_2$, CIA = $[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$, ICV = $(\text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$. (La/Yb)_N и (La/Sm)_N – отношения, нормированные по хондриту (Sun and McDonough, 1989).

Приложение 14. Состав породообразующих оксидов и редких элементов в песчаниках Группы II Итмурундинской зоны.

	Восточный-1				Восточный-2	
	It-29-17	It-32-17	It-27-18	It-29-18	17081704	OD2-2
SiO ₂	65.88	66.7	52.56	64.13	74.61	71.47
TiO ₂	0.75	0.81	1.02	0.79	0.49	0.55
Al ₂ O ₃	14.83	13.29	18.19	14.68	8.78	12.45
Fe ₂ O ₃	5.29	5.98	9.52	6.04	4.06	4.34
MgO	2.67	2.39	4.24	2.84	2.11	2.39
CaO	2.84	2.71	4.5	2.44	3.21	1.22
MnO	0.08	0.1	0.13	0.11	0.07	0.08
Na ₂ O	3.57	3.22	2.56	2.96	2.17	4.61
K ₂ O	2.34	1.81	2.85	2.99	0.84	0.54
P ₂ O ₅	0.17	0.16	0.19	0.17	0.12	0.13
п.п.п.	1.9	1.92	3.26	2.27	4.03	1.48
Сумма	100.44	99.27	99.18	99.6	100.57	99.4
ГМ	0.39	0.38	0.71	0.42	0.23	0.3
ФМ	0.19	0.21	0.42	0.22	0.13	0.15
СИА	49.21	42.58	50.84	49.88	44.46	53.59
ICV	1.79	1.85	1.98	1.83	2.24	1.64
Sc	-	14.5	25	17.2	-	10.1
V	116	117	166	113	56.87	73
Cr	91.87	164	150	133	86.71	126
Co	13.23	13.4	20	13.1	11.91	11.5
Ni	44.86	41	79	48	44.2	46
Rb	62	52	105	105	35	18.2
Sr	340	302	486	310	132	330
Y	21	23	28	23	15	15
Zr	204	229	160	195	164	119
Nb	10.3	10.7	13.8	11.1	8.9	7.1
Cs	0.79	1.16	2.5	2.8	1.2	0.6
Ba	683	609	547	893	330	312
La	27	27	32	25	16.5	17.4
Ce	53	53	65	49	29	37
Pr	6.3	6.3	7.6	5.8	3.7	4.4
Nd	23	24	29	22	13.8	17.5
Sm	4.9	5	5.5	4.5	2.8	3.6
Eu	1.04	1.08	1.41	1.2	0.6	0.89
Gd	4.5	4.1	5.5	4.3	2.8	3.3
Tb	0.67	0.66	0.87	0.66	0.44	0.5
Dy	3.5	3.8	4.8	3.7	2.6	2.8
Ho	0.69	0.78	0.92	0.75	0.51	0.54
Er	2	2	2.6	2	1.48	1.69
Tm	0.3	0.28	0.4	0.29	0.22	0.25
Yb	1.92	1.83	2.3	1.9	1.47	1.57
Lu	0.28	0.29	0.37	0.29	0.21	0.21
Hf	5	5.3	3.7	4.4	4	3.1
Ta	0.72	0.83	0.95	0.77	0.52	0.52
Th	10.7	13.2	9.8	10	9.2	6.8
U	2.5	2.3	3.4	2.1	1.6	1.87
La/Th	2.52	2.02	3.29	2.48	1.79	2.6
(La/Yb) _N	9.51	9.79	9.29	8.79	7.56	8.05
(Gd/Yb) _N	1.9	1.82	1.91	1.84	1.52	1.56
ΣREE	150	167	211	161	91	117

Примечание. Прочерк – нет данных. ГМ = (TiO₂+Al₂O₃+Fe₂O₃+FeO+MnO)/SiO₂, ЖМ = (Fe₂O₃ + FeO + MnO)/(TiO₂ + Al₂O₃), ФМ = (FeO+Fe₂O₃+MgO)/SiO₂, СИА = [Al₂O₃/(Al₂O₃+CaO+Na₂O+K₂O)]×100, ICV = (TiO₂+Fe₂O₃+MnO+MgO+CaO+K₂O+Na₂O)/Al₂O₃. (La/Yb)_N и (La/Sm)_N – отношения, нормированные по хондриту (Sun and McDonough, 1989).

Приложение 15. Состав породообразующих оксидов и редких элементов в песчаниках Тектурмасского пояса.

	Успенская зона							Тектурмасская зона		Базарбайская зона			Нуринская зона	
	TKS-21-24	TKS-21-25	TKS-21-39	TKS-21-40	TKS-21-43	TK-17	TK-18	TKS-21-44	TKS-21-45	TKS-21-51	TKS-21-55	TKS-21-67	TKS-21-60	TK-27
SiO₂	62.40	69.11	64.95	68.38	66.96	59.97	69.10	61.10	57.63	61.92	68.00	60.07	58.93	50.12
TiO₂	0.67	0.75	0.85	0.81	0.75	0.83	0.70	0.74	0.89	0.69	0.65	0.60	0.88	0.82
Al₂O₃	15.35	12.77	14.75	13.44	13.58	15.34	12.22	15.52	16.17	15.55	13.19	17.16	16.46	15.20
Fe₂O₃	6.70	5.35	6.62	5.34	5.41	7.57	5.23	7.36	8.37	8.56	6.27	7.01	8.21	11.56
MgO	3.88	2.63	3.19	2.93	2.80	3.38	2.15	3.55	3.57	3.35	2.22	2.43	3.89	6.45
CaO	2.35	3.28	2.43	2.62	3.25	4.69	3.47	2.53	5.09	0.77	1.17	1.43	2.03	8.70
MnO	0.24	0.09	0.08	0.09	0.09	0.13	0.09	0.15	0.12	0.13	0.16	0.10	0.13	0.19
Na₂O	2.86	2.64	2.48	2.92	2.88	3.10	2.91	3.22	3.23	4.79	5.83	7.36	5.79	2.95
K₂O	2.64	1.86	2.86	1.29	1.68	1.54	1.51	1.97	1.20	0.62	0.17	0.49	0.35	1.04
P₂O₅	0.12	0.15	0.16	0.15	0.15	0.18	0.14	0.17	0.19	0.12	0.19	0.15	0.16	0.13
п.п.п.	2.77	1.24	1.22	2.01	2.41	2.71	2.56	2.94	3.06	3.46	1.95	2.60	3.18	1.88
Сумма	100.00	99.99	99.74	100.00	100.01	99.56	100.09	99.37	99.60	99.99	99.84	99.46	100.02	99.15
ГМ	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.05	0.03	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.07
ФМ	0.1	0.07	0.08	0.07	0.07	0.08	0.05	0.09	0.09	0.08	0.06	0.06	0.1	0.16
ЖМ	0.04	0.06	0.04	0.05	0.06	0.08	0.06	0.05	0.09	0.01	0.02	0.03	0.04	0.16
СИА	56.47	50.88	55.94	55.05	52.09	50.03	48.91	56.31	50.44	60.94	52.56	52.96	54.75	41.05
ICV	2.49	2.58	2.42	2.46	2.53	2.64	2.58	2.44	2.63	2.26	2.41	2.3	2.51	3.61
Sc	20	15	19	10	11	24		24	31	14	26	22	17	51
V	90	104	118	50	70	181		151	177	90	84	188	100	365
Cr	100	180	153	60	70	173		211	152	32	40	49	70	273
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	38	66	113	50	47	34	44	50	27	12	2.0	5.1	5	15.0
Sr	250	421	217	400	500	494	536	319	860	300	161	443	250	351
Y	10	22	22	20	21	19.3	21	18.4	23	13	28	15.6	10	18.7
Zr	39.9	192	152	84	81	93	190	102	118	51	86	67	53	46
Nb	3.8	10.5	10.7	11	11	6.7	9.8	6.8	8.5	2.6	2.5	2.4	3.7	1.36
Cs	1.7	3.3	5.8	0.9	1.3	1.50	2.0	2.4	1.13	0.24	0.37	0.32	0.37	0.78
Ba	250	563	643	300	350	346	359	379	298	70	56	102	80	161
La	9	27	22	19	23	15.1	30	15.1	17.2	5	7.2	8.8	12	5.1

Ce	20	54	44	32	38	31	60	31	36	11	18.4	18.5	24	12.0
Pr	2.5	6.4	5.2	4	5.1	3.9	6.9	3.8	4.5	1.5	2.7	2.5	2.9	1.66
Nd	10	25	19.9	17	20	16.0	26	15.4	18.3	7	12.7	10.8	12	7.7
Sm	2.3	4.9	4.1	3.3	3.8	3.3	4.9	3.5	4.3	1.6	3.4	2.6	2.5	2.1
Eu	0.7	1.25	1.08	0.9	1	1.20	1.13	1.14	1.28	0.38	0.98	1.03	0.7	0.86
Gd	2.3	4.2	4.0	3.7	4	3.5	4.6	3.0	4.1	1.9	4.1	2.6	2.4	2.8
Tb	0.3	0.61	0.63	0.5	0.5	0.57	0.64	0.51	0.64	0.27	0.69	0.43	0.3	0.49
Dy	2	3.9	3.5	2.8	3	3.3	3.7	3.1	3.6	1.7	4.4	2.5	2.1	3.0
Ho	0.4	0.80	0.75	0.5	0.6	0.61	0.73	0.62	0.75	0.35	0.93	0.51	0.4	0.65
Er	1.2	2.0	2.0	1.6	1.6	1.80	2.1	1.72	2.2	1.1	2.8	1.53	1.3	1.73
Tm	0.16	0.30	0.31	0.22	0.22	0.26	0.32	0.26	0.33	0.16	0.43	0.23	0.18	0.28
Yb	1	1.90	2.0	1.4	1.4	1.71	2.1	1.59	2.1	1.1	2.7	1.50	1.1	1.80
Lu	0.15	0.29	0.30	0.2	0.21	0.27	0.31	0.24	0.31	0.17	0.40	0.23	0.17	0.28
Hf	1.3	4.7	3.8	1.7	1.8	2.3	5.0	2.6	3.0	1.1	2.2	1.66	1.7	1.24
Ta	0.31	0.79	0.81	0.6	0.6	0.40	0.76	0.40	0.43	0.1	0.16	0.16	0.3	0.080
Th	2.3	10.2	9.3	8	9	2.8	11.0	3.3	3.9	0.8	0.85	0.95	4.1	0.63
U	0.7	2.0	1.72	1.3	1.4	0.92	1.70	1.09	1.27	0.5	0.44	0.64	1	0.22
La/Th	6.71	2.5	7.08	5.84	5.48	8.84	7.9	4.74	3.26	5.9	5.9	6.61	5.16	7.98
(La/Yb)_N	5.69	9.43	4.24	3.84	4.62	3.22	1.82	4.13	3.19	2.36	2.21	3.37	3.22	4.13
(Gd/Yb)_N	1.54	1.75	1.49	1.27	1.38	1.24	1.14	1.38	1.19	1.09	1.06	1.34	1.25	1.53
ΣREE	162	155	152	138	152	74	75	101	121	123	123	116	127	137

Примечание. Прочерк – нет данных. ГМ = $(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}) / \text{SiO}_2$, ЖМ = $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}) / (\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$, ФМ = $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) / \text{SiO}_2$, CIA = $[\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$, ICV = $(\text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3$. (La/Yb)_N и (La/Sm)_N – отношения, нормированные по хондриту (Sun and McDonough, 1989).

Приложение 16. Состав породообразующих оксидов и редких элементов в песчаниках коконьской свиты Жарминской зоны.

Компонент	Коконьская свита									
	Zh-1-13	Zh19-1	Zh19-2	Zh19-3	Zh19-5	Zh19-7	Zh19-8	Zh19-13	Zh19-15	Zh19-26
SiO₂	62.04	64.87	59.31	58.87	61.50	57.23	51.56	62.16	59.00	62.32
TiO₂	1.00	0.69	0.90	0.83	0.97	0.87	0.95	0.81	0.86	0.68
Al₂O₃	20.67	16.76	18.33	18.38	17.22	19.24	14.31	17.09	17.59	15.87
Fe₂O₃	3.03	4.31	6.42	7.24	6.30	6.84	6.97	6.23	5.85	6.30
MgO	0.80	1.08	1.94	2.24	1.70	2.28	2.21	1.62	1.20	1.95
CaO	1.54	1.62	2.83	2.51	2.61	2.07	8.85	1.70	4.68	1.75
MnO	0.05	0.08	0.12	0.13	0.11	0.10	0.16	0.10	0.22	0.21
Na₂O	4.42	6.30	3.63	4.36	4.72	5.37	4.55	5.48	7.00	6.12
K₂O	3.98	1.95	3.35	2.51	2.08	2.61	2.12	1.71	0.58	2.15
P₂O₅	0.30	0.21	0.20	0.24	0.23	0.23	0.57	0.22	0.40	0.35
п.п.п.	2.66	1.75	2.73	2.68	2.30	2.67	7.67	2.58	2.22	2.36
Сумма	100.69	99.78	99.94	100.15	99.88	99.66	100.10	99.85	99.73	100.19
ГМ	0.44	0.4	0.53	0.56	0.49	0.58	0.55	0.48	0.5	0.46
ФМ	0.11	0.14	0.24	0.27	0.22	0.27	0.3	0.22	0.21	0.23
ЖМ	0.27	0.47	0.64	0.72	0.66	0.65	0.87	0.66	0.61	0.73
СІА	58.95	52.05	55.41	55.95	53.82	55.5	35.58	55.03	45.97	50.46
ІСV	1.86	2.14	2.15	2.17	2.19	2.17	3.31	2.13	2.43	2.37
Sc		10	11	14	19	23	15	13	10	11
V	119	60	100	130	90	130	180	80	160	80
Cr	17	110	60	40	80	50	80	60	80	130
Co	10	2	3	7	8	5	11	8	6	7
Ni	12	< 0.02	< 0.02	0.05	0.6	0.2	8	< 0.02	< 0.02	< 0.02
Rb	48	27	49	31	30	34	21	22	4	16
Sr	530	400	400	400	400	400	260	300	1500	140
Y	21	16	16	12	16	13	18	15	14	16
Zr	128	100	99	54	100	81	47	93	60	68

Nb	5.1	5.0	5.0	2.8	5.0	5.0	1.9	4.0	2.4	2.7
Cs	1.1	0.3	0.7	0.4	0.5	0.4	0.3	0.3	0.9	0.1
Ba	990	500	700	500	500	600	290	440	180	220
La	14	16	18	10	18	12	15	12	18	13
Ce	29	31	36	20	33	23	28	24	36	33
Pr	4.0	4.1	5.0	2.7	3.9	3.3	4.0	3.1	5.0	3.8
Nd	16.82	15	17	11	15	13	16	12	18	15
Sm	4.33	3.3	3.4	2.5	3.1	2.8	3.6	2.8	3.9	3.6
Eu	1.3	1.1	1.4	1.0	1.2	1.1	1.2	1.1	1.2	1.1
Gd	4.25	3.3	3.5	2.6	3.2	2.8	3.8	2.9	3.8	3.6
Tb	0.68	0.5	0.5	0.4	0.5	0.4	0.5	0.4	0.5	0.5
Dy	4.17	2.9	2.8	2.2	2.7	2.4	2.9	2.6	2.7	3
Ho	0.87	0.6	0.6	0.4	0.5	0.5	0.6	0.5	0.5	0.6
Er	2.43	1.8	1.6	1.3	1.7	1.4	1.7	1.7	1.4	1.7
Tm	0.35	0.26	0.22	0.18	0.25	0.2	0.23	0.24	0.21	0.25
Yb	2.37	1.7	1.4	1.2	1.7	1.3	1.5	1.7	1.3	1.6
Lu	0.31	0.27	0.22	0.17	0.27	0.21	0.24	0.26	0.21	0.25
Hf	3.46	2.9	2.6	1.5	2.8	2.3	1.4	2.5	1.7	2
Ta	0.3	0.4	0.33	0.2	0.33	0.37	0.14	0.32	0.15	0.2
Th	2.78	3	3.5	1.4	3.1	3.2	1.2	2.4	1.9	1.8
U	1.58	0.9	1	0.7	1	1	0.8	0.9	0.8	0.7
La/Th	5.1	5.3	5.1	7.1	5.8	3.8	12.5	5	9.5	7.2
(La/Yb)_N	4.25	6.75	9.22	5.98	7.59	6.62	7.17	5.06	9.93	5.83
(Gd/Yb)_N	1.48	1.61	2.07	1.79	1.56	1.78	2.1	1.41	2.42	1.86
ΣREE	106	108	118	81	120	100	112	93	117	108

Примечание. Прочерк – нет данных. ГМ = $(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$, ЖМ = $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$, ФМ = $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})/\text{SiO}_2$, CIA = $[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$, ICV = $(\text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$. (La/Yb)_N и (La/Sm)_N – отношения, нормированные по хондриту (Sun and McDonough, 1989).

Приложение 17. Состав породообразующих оксидов и редких элементов в песчаниках живет-франской и фаменской толщ Жарминской зоны.

Компонент	Живет-франская толща					Фаменская толща			
	ZH19-37	ZH19-35	ZH19-38	ZH19-41	ZH19-59	ZH19-64	ZH19-66	ZH19-67	ZH19-68
SiO₂	58.53	67.91	60.02	60.57	69.90	55.27	64.44	62.72	59.03
TiO₂	1.34	0.87	0.95	1.12	0.61	0.87	0.68	0.78	0.86
Al₂O₃	14.67	13.86	18.04	14.28	13.37	14.58	14.99	16.26	15.85
Fe₂O₃	13.37	5.41	8.32	12.94	6.46	6.21	5.56	5.34	6.90
MgO	2.66	1.72	2.45	2.25	1.62	1.86	1.77	1.36	1.80
CaO	1	1.29	0.54	0.86	1.04	7.58	2.47	2.84	4.23
MnO	0.11	0.07	0.06	0.17	0.11	0.13	0.19	0.18	0.18
Na₂O	3.75	4.21	3.03	3.28	3.22	4.86	5.31	4.83	4.59
K₂O	0.07	0.87	1.96	0.36	1.06	2.10	1.38	3.15	2.16
P₂O₅	0.23	0.18	0.18	0.17	0.11	0.38	0.30	0.32	0.37
п.п.п.	58.53	67.91	60.02	60.57	69.90	55.27	64.44	62.72	59.03
Сумма	1.34	0.87	0.95	1.12	0.61	0.87	0.68	0.78	0.86
ГМ	0.08	0.03	0.05	0.08	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04
ФМ	0.07	0.04	0.06	0.06	0.04	0.05	0.04	0.03	0.05
ЖМ	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.14	0.04	0.05	0.08
СIA	64.52	57.55	69.03	66	61.63	37.71	50.45	49.59	47.38
ICV	2.14	2.14	1.87	2.03	2	3.07	2.36	2.31	2.49
Sc	-	-	-	-	7	11	-	-	-
V	-	-	-	-	50	90	-	-	-
Cr	-	-	-	-	100	37	-	-	-
Co	-	-	-	-	9	8	-	-	-
Ni	-	-	-	-	15	6	-	-	-
Rb	1.89	22	52	8.9	23	27	15.6	44	30
Sr	153	260	220	125	190	400	411	567	507
Y	35	34	43	21	12	19	24	30	27
Zr	280	262	319	224	82	83	94	133	107

Nb	18.3	15.9	22	14.4	6.2	3.9	3.2	5.6	4.7
Cs	0.21	0.85	1.49	0.32	0.7	0.5	0.21	0.31	0.31
Ba	61	238	455	100	240	400	269	698	551
La	35	31	38	24	18	14	17.9	32	24
Ce	70	64	78	50	33	28	37	66	50
Pr	8.3	8.0	9.8	5.8	4.1	3.8	4.8	8.5	6.3
Nd	33	31	40	22	16	16	21	35	28
Sm	6.8	5.9	8.4	4.1	3.1	3.8	4.8	7.4	6.4
Eu	1.50	1.11	1.59	1.14	0.7	1.0	1.50	2.0	1.86
Gd	6.5	6.0	7.8	4.1	2.8	3.9	4.8	6.4	5.3
Tb	0.96	0.93	1.25	0.58	0.4	0.5	0.74	0.96	0.89
Dy	5.7	5.7	7.5	3.4	2.3	3.4	4.2	5.2	4.9
Ho	1.19	1.15	1.54	0.75	0.5	0.7	0.82	1.00	0.96
Er	3.4	3.1	4.2	2.2	1.3	2	2.4	2.8	2.7
Tm	0.53	0.50	0.67	0.37	0.2	0.3	0.38	0.42	0.42
Yb	3.2	3.2	4.3	2.4	1.3	1.9	2.4	2.9	2.8
Lu	0.49	0.50	0.65	0.36	0.2	0.29	0.37	0.45	0.45
Hf	6.4	5.7	7.7	4.9	2.2	2.3	2.6	3.6	2.8
Ta	1.14	0.87	1.29	0.79	0.6	0.31	0.21	0.33	0.25
Th	6.5	5.9	8.9	5.1	4	2.4	3.0	5.6	3.6
U	1.94	1.73	2.3	1.38	1.1	0.9	1.34	1.91	1.37
La/Th	5.4	5.3	4.3	4.7	4.5	5.8	6	5.7	6.5
(La/Yb)_N	7.79	6.97	6.33	7.2	9.93	5.29	5.47	7.92	6
(Gd/Yb)_N	1.65	1.54	1.5	1.4	1.78	1.7	1.68	1.83	1.55
ΣREE	211	197	245	143	103	109	127	201	162

Примечание. Прочерк – нет данных. ГМ = $(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}) / \text{SiO}_2$, ЖМ = $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}) / (\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$, ФМ = $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) / \text{SiO}_2$, CIA = $[\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$, ICV = $(\text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3$. (La/Yb)_N и (La/Sm)_N – отношения, нормированные по хондриту (Sun and McDonough, 1989).

Приложение 18. Состав породообразующих оксидов и редких элементов в песчаниках Чарской зоны.

Компонент	Чарская зона				
	СН-01-17	СН-03-16	СН-27-16	СН-37-16	СН-50-16
SiO ₂	57.04	61.92	58.00	56.54	62.97
TiO ₂	0.71	0.75	0.71	0.82	0.78
Al ₂ O ₃	16.92	16.44	16.36	18.55	14.93
Fe ₂ O ₃	6.21	5.26	5.86	6.78	5.81
MnO	0.10	0.07	0.07	0.11	0.10
MgO	3.28	2.35	2.52	5.23	2.76
CaO	5.06	2.97	3.98	0.40	2.97
Na ₂ O	4.29	4.70	3.94	7.11	4.28
K ₂ O	1.75	1.57	1.66	1.16	2.04
P ₂ O ₅	0.19	0.17	0.19	0.17	0.18
п.п.п.	5.14	2.93	6.10	3.14	2.60
Сумма	100.80	99.25	99.60	100.11	99.56
ГМ	0.52	0.44	0.49	0.57	0.43
ФМ	0.26	0.2	0.23	0.32	0.22
ЖМ	0.09	0.05	0.07	0.01	0.05
Sc	16	15	14	18	18
V	123.32	106	121	122	135
Cr	86.67	60	63	107	70
Co	10.43	8.7	13	13	17
Ni	46.53	22	27	59	27
Cu	35.93	23	46	42	38
Zn	84.04	65	77	85	72
Rb	40.3	30	30	14.1	31
Sr	472.2	468	313	70	391
Y	21.0	21	18.0	24	19.5
Zr	125	191	162	209	213
Nb	6.04	5.8	4.9	8.9	4.6
Cs	1.50	0.67	1.15	0.19	0.34
Ba	421	324	309	341	351
La	20	14.1	13.9	22	11.6
Ce	39.84	27	29	46	25
Pr	4.79	3.9	3.8	5.7	3.4
Nd	19.29	15.2	15.4	21	13.9
Sm	4.37	3.3	3.2	4.0	2.9
Eu	1.23	0.88	0.98	0.79	0.82
Gd	3.89	3.4	3.3	3.9	3.1
Tb	0.58	0.57	0.48	0.63	0.51
Dy	3.46	3.4	3.1	3.7	3.1
Ho	0.72	0.67	0.60	0.75	0.63
Er	2.02	1.94	1.75	2.2	1.70
Tm	0.30	0.30	0.27	0.36	0.27
Yb	1.98	1.94	1.72	2.3	1.70
Lu	0.28	0.29	0.25	0.35	0.25
Hf	3.40	4.8	4.1	5.6	5.2
Ta	0.32	0.39	0.33	0.60	0.27
Th	3.92	2.9	3.2	6.5	2.3
U	1.50	1.08	1.01	1.82	0.90
La/Th	5.05	4.81	4.34	3.32	5.04
(La/Yb) _N	7.19	5.2	5.81	6.76	4.89
(Gd/Yb) _N	1.63	1.43	1.61	1.39	1.52
∑REE	140	113	110	155	106

Примечание. Прочерк – нет данных. ГМ = (TiO₂+Al₂O₃+Fe₂O₃+FeO+MnO)/SiO₂, ЖМ = (Fe₂O₃ + FeO + MnO)/(TiO₂ + Al₂O₃), ФМ = (FeO+Fe₂O₃+MgO)/SiO₂, CIA = [Al₂O₃/(Al₂O₃+CaO+Na₂O+K₂O)]×100, ICV = (TiO₂+Fe₂O₃+MnO+MgO+CaO+K₂O+Na₂O)/Al₂O₃. (La/Yb)_N и (La/Sm)_N – отношения, нормированные по хондриту (Sun and McDonough, 1989).

Приложение 19. Изотопный Lu-Hf состав обломочных цирконов из граувакковых песчаников Итмурундинской зоны.

№ обр.	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	U-Pb возраст	$\varepsilon\text{Hf}(t)$	T_{DM}	T_{DM2}
	It-03-17 (Группа I, участок Центральный-1)									
It-03-17-19	0.038040	0.000674	0.001394	0.000030	0.282872	0.000032	477	13.6	544	583
It-03-17-25	0.027186	0.001715	0.000976	0.000056	0.282889	0.000024	472	14.2	514	540
It-03-17-28	0.018496	0.001137	0.000714	0.000041	0.282895	0.000023	486	14.9	502	511
It-03-17-32	0.052221	0.000673	0.001820	0.000018	0.282913	0.000024	458	14.5	492	511
It-03-17-34	0.032374	0.001055	0.001235	0.000033	0.282766	0.000025	469	9.7	693	825
It-03-17-37	0.032803	0.001745	0.001198	0.000062	0.282783	0.000022	507	11.2	668	763
It-03-17-38	0.060170	0.000941	0.002277	0.000040	0.282838	0.000024	478	12.2	607	677
It-03-17-43	0.083851	0.004657	0.002949	0.000170	0.282876	0.000024	466	13.1	562	611
It-03-17-69	0.029905	0.000442	0.001116	0.000014	0.282753	0.000026	465	9.24	709	854
It-67-17 (Группа I, участок Центральный-2)										
It-67-17-13	0.080274	0.003821	0.002794	0.000133	0.282878	0.000025	473	13.3	557	600
It-67-17-23	0.075624	0.001891	0.002686	0.000062	0.282913	0.000024	453	14.2	504	530
It-67-17-42	0.051435	0.001638	0.001851	0.000052	0.282894	0.000031	452	13.7	520	558
It-67-17-45	0.045349	0.001310	0.001653	0.000041	0.282901	0.000023	463	14.3	506	530
It-67-17-46	0.057344	0.001703	0.002287	0.000069	0.282913	0.000028	463	14.5	497	515
№ обр.	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	1 σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	1 σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1 σ	U-Pb возраст	$\varepsilon\text{Hf}(t)$	T_{DM}	T_{DM2}
	It-29-17 (Группа II, участок Восточный-1)									
29-17-1	0.013209	0.000209	0.000381	0.000005	0.28235	0.000011	761	1.67	1250	1430
29-17-2	0.010273	0.000255	0.000511	0.000013	0.282376	0.00001	458	-4.09	1220	1490
29-17-3	0.026368	0.000574	0.001146	0.000026	0.282656	0.000014	463	5.75	850	970
29-17-4	0.011363	0.000107	0.000491	0.000004	0.28276	0.000011	468	9.72	690	770
29-17-5	0.015624	0.000642	0.00068	0.000028	0.28233	0.000011	464	-5.64	1290	1570
29-17-6	0.008744	0.000149	0.000444	0.000004	0.282562	0.000011	463	2.63	960	1140

29-17-7	0.008068	0.000165	0.000393	0.000008	0.282503	0.000012	461	0.5	1040	1250
29-17-8	0.016386	0.000063	0.000847	0.000003	0.282305	0.000011	454	-6.8	1330	1620
29-17-9	0.026299	0.000238	0.001252	0.000013	0.282185	0.000009	436	-11.54	1520	1860
29-17-10	0.01964	0.000161	0.000961	0.000007	0.282428	0.00001	455	-2.44	1160	1400
29-17-11	0.012236	0.000437	0.000619	0.000021	0.282487	0.000014	460	-0.16	1070	1280
29-17-12	0.010122	0.000059	0.000477	0.000003	0.282349	0.000011	455	-5.1	1260	1540
29-17-13	0.017265	0.000287	0.00074	0.00001	0.281804	0.000009	453	-24.52	2020	2540
29-17-14	0.018366	0.000154	0.000899	0.000007	0.282518	0.000013	451	0.68	1040	1230
29-17-15	0.013238	0.000093	0.00059	0.000004	0.282698	0.00001	451	7.12	780	890
29-17-16	0.016556	0.000228	0.000692	0.00001	0.282554	0.00001	467	2.33	980	1160
29-17-17	0.010586	0.000055	0.00045	0.000002	0.28281	0.000011	424	10.53	620	690
29-17-18	0.020624	0.000072	0.000876	0.000002	0.282584	0.000015	460	3.21	940	1100
29-17-19	0.010103	0.000025	0.000403	0.000001	0.282336	0.000011	459	-5.46	1270	1560
29-17-20	0.024514	0.000161	0.001165	0.000007	0.2822	0.00001	497	-9.67	1490	1810
Ит-29-17 (Группа II, участок Восточный-1)										
ИТ2918-1	0.026062	0.000759	0.001156	0.000031	0.28217	0.000026	466	-11.41	1530	1870
ИТ2918-2	0.020124	0.000473	0.001027	0.000023	0.28272	0.000011	448	7.73	750	860
ИТ2918-3	0.018519	0.00023	0.000761	0.00001	0.282321	0.000007	464	-5.99	1310	1590
ИТ2918-5	0.040471	0.000451	0.001634	0.000018	0.282278	0.000015	470	-7.67	1400	1680
ИТ2918-6	0.023084	0.000308	0.001151	0.000016	0.282565	0.000014	452	2.29	980	1150
ИТ2918-7	0.022938	0.000399	0.001123	0.000016	0.282222	0.000012	437	-10.18	1460	1790
17081704 (Группа II, участок Восточный-2)										
17081704-1	0.017766	0.0002	0.000766	0.000008	0.282337	0.000012	990	6.01	1290	1390
17081704-2	0.004322	0.000104	0.000136	0.000004	0.282042	0.00001	463	-15.7	1670	2090
17081704-3	0.012514	0.000632	0.000621	0.000027	0.28213	0.00001	991	-1.22	1570	1770
17081704-4	0.012084	0.00005	0.000475	0.000002	0.281933	0.000009	587	-16.94	1830	2260

17081704-5	0.00455	0.000016	0.000164	0.000001	0.282184	0.000014	876	-1.54	1470	1690
17081704-6	0.014963	0.000466	0.000744	0.000021	0.282686	0.000015	418	5.96	800	930
17081704-7	0.022932	0.000246	0.000913	0.00001	0.281889	0.000016	461	-21.38	1910	2390
17081704-8	0.000292	0.000005	0.000009	0.00001	0.281986	0.000011	992	-5.91	1740	2020
17081704-9	0.027593	0.000387	0.001189	0.000017	0.282569	0.00001	464	2.66	970	1140
17081704-10	0.014005	0.000125	0.000611	0.000005	0.282773	0.000014	464	10.05	670	750
17081704-11	0.009083	0.000062	0.000387	0.000003	0.281827	0.000013	824	-15.47	1970	2380
17081704-12	0.011889	0.000093	0.000545	0.000004	0.282639	0.000016	461	5.27	860	1000
17081704-13	0.016568	0.000207	0.00072	0.00001	0.282251	0.00001	860	0.14	1400	1590
17081704-14	0.019534	0.000391	0.000783	0.000012	0.282701	0.000016	458	7.32	780	890
17081704-15	0.015335	0.000207	0.000609	0.000008	0.282097	0.000013	998	-2.21	1610	1830
17081704-16	0.012211	0.000473	0.000571	0.000022	0.282503	0.000011	465	0.54	1050	1250
17081704-17	0.014593	0.000418	0.000632	0.000015	0.281306	0.000007	1708	-14.62	2690	3060
17081704-18	0.009817	0.000071	0.000385	0.000003	0.281846	0.000012	997	-11.01	1950	2290
17081704-19	0.014587	0.000221	0.000581	0.000008	0.281858	0.000013	431	-23.02	1940	2450
17081704-20	0.015245	0.000089	0.000744	0.000004	0.282417	0.000015	462	-2.64	1170	1410
17081704-21	0.014315	0.000096	0.000554	0.000004	0.281783	0.000013	964	-14.08	2040	2420

Приложение 20. Изотопный Lu-Hf состав обломочных цирконов из граувакковых песчаников Жарминской зоны.

№ обр.	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	1σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	1σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1σ	U-Pb возраст	$\varepsilon\text{Hf}(t)$	T_{DM}	T_{DM2}
	ZH-2-4/2									
ZH2-4_2-01	0.028660	0.000190	0.000907	0.000004	0.282974	0.000012	323	14.1	393	435
ZH2-4_2-02	0.032070	0.000248	0.001018	0.000005	0.282990	0.000012	332	14.8	372	396
ZH2-4_2-08	0.064822	0.001386	0.001892	0.000031	0.283003	0.000010	325	14.9	361	381
ZH2-4_2-10	0.041088	0.000364	0.001364	0.000007	0.283022	0.000012	312	15.4	329	339
ZH2-4_2-11	0.027736	0.000319	0.000887	0.000005	0.282954	0.000012	327	13.4	422	478
ZH2-4_2-12	0.008966	0.000067	0.000356	0.000001	0.282957	0.000012	344	14	411	453
ZH2-4_2-14	0.019620	0.000116	0.000709	0.000004	0.282878	0.000010	330	10.9	527	645
ZH2-4_2-15	0.042196	0.000955	0.001455	0.000025	0.282992	0.000011	335	14.8	374	396
ZH2-4_2-16	0.033387	0.000385	0.001127	0.000009	0.282904	0.000012	322	11.5	495	596
ZH2-4_2-17	0.035448	0.000626	0.001164	0.000009	0.282994	0.000011	319	14.6	367	396
ZH2-4_2-20	0.041314	0.000439	0.001218	0.000012	0.282976	0.000012	325	14.1	394	434
ZH2-4_2-21	0.022612	0.000128	0.000680	0.000002	0.282981	0.000012	324	14.4	381	416
ZH2-4_2-22	0.019308	0.000243	0.000673	0.000004	0.282968	0.000011	334	14.1	400	440
ZH2-4_2-23	0.030751	0.000090	0.001169	0.000002	0.282916	0.000010	349	12.5	479	555
ZH2-4_2-24	0.040815	0.000261	0.001331	0.000009	0.282977	0.000011	327	14.2	393	431
ZH2-4_2-27	0.044970	0.000124	0.001383	0.000003	0.282951	0.000010	337	13.4	432	486
ZH2-4_2-28	0.050391	0.000105	0.001725	0.000002	0.282974	0.000012	341	14.3	402	436
ZH2-4_2-36	0.049269	0.000278	0.001481	0.000008	0.282939	0.000014	324	12.7	449	520
ZH2-4_2-39	0.055522	0.000313	0.001617	0.000002	0.282991	0.000013	327	14.6	376	404
ZH2-4_2-42	0.033024	0.000227	0.000990	0.000006	0.282936	0.000014	313	12.5	449	529
ZH2-4_2-44	0.023406	0.000158	0.000869	0.000006	0.283019	0.000012	340	16	329	322
ZH2-4_2-45	0.025271	0.000164	0.000911	0.000004	0.282997	0.000013	306	14.5	360	392
ZH2-4_2-46	0.009973	0.000064	0.000400	0.000003	0.282864	0.000015	347	10.8	542	663
ZH2-4_2-48	0.026861	0.000182	0.000982	0.000006	0.282860	0.000013	337	10.3	556	686

ZH2-4_2-55	0.037046	0.000435	0.001346	0.000012	0.282887	0.000011	334	11.1	523	633
ZH2-4_2-61	0.027721	0.000152	0.001038	0.000003	0.282956	0.000012	345	13.8	420	465
ZH2-4_2-62	0.019660	0.000141	0.000699	0.000001	0.282990	0.000012	333	14.9	369	390
ZH-1-13										
Zh113-01	0.020540	0.000820	0.000747	0.000033	0.282931	0.000025	352	13.2	453	514
Zh113-25	0.035779	0.002123	0.001235	0.000066	0.283000	0.000025	339	15.3	359	371
Zh113-40	0.026878	0.000300	0.000929	0.000008	0.282954	0.000023	333	13.6	421	474
Zh113-50	0.025560	0.000153	0.000895	0.000005	0.282934	0.000024	320	12.6	450	528
Zh113-61	0.039762	0.000603	0.001368	0.000018	0.282766	0.000023	350	7.2	695	896
Zh113-67	0.037404	0.000927	0.001278	0.000033	0.282946	0.000026	333	13.2	437	497
Zh113-71	0.031484	0.000348	0.001078	0.000009	0.282904	0.000019	340	11.9	494	586
Zh113-73	0.028697	0.000657	0.001008	0.000018	0.282953	0.000022	337	13.6	423	475
Zh113-73a	0.045662	0.003022	0.001538	0.000087	0.282953	0.000020	339	13.5	429	481

Приложение 21. Изотопный Lu-Hf состав обломочных цирконов из граувакковых песчаников Чарской зоны.

№ обр.	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	1σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	1σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1σ	U-Pb возраст	$\epsilon\text{Hf}(t)$	T_{DM}	T_{DM2}
	CH-01-17									
CH-01-17	0.017765	0.000244	0.000780	0.000010	0.282805	0.000016	322	8.1	630	815
CH-01-18	0.025429	0.000246	0.001114	0.000009	0.282819	0.000014	352	9.2	616	770
CH-01-19	0.051061	0.000889	0.002229	0.000036	0.282570	0.000019	348	0.0	998	1349
CH-01-20	0.028827	0.000289	0.001318	0.000010	0.282728	0.000011	322	5.2	749	996
CH-01-21	0.014642	0.000040	0.000624	0.000001	0.282914	0.000015	342	12.4	474	555
CH-01-22	0.024957	0.000068	0.001057	0.000003	0.282609	0.000011	334	1.3	913	1254
CH-01-23	0.035802	0.000206	0.001520	0.000007	0.282633	0.000014	326	1.9	889	1210
CH-01-24	0.009903	0.000043	0.000427	0.000002	0.282961	0.000013	324	13.7	406	457
CH-01-25	0.017518	0.000169	0.000773	0.000007	0.282870	0.000010	323	10.4	539	668
CH-01-26	0.014432	0.000257	0.000643	0.000011	0.282870	0.000012	301	10.0	537	680
CH-01-27	0.037705	0.001310	0.001585	0.000049	0.282626	0.000013	325	1.6	901	1228
CH-01-28	0.019396	0.000045	0.000867	0.000002	0.282811	0.000013	309	8.0	624	811
CH-01-29	0.026862	0.000199	0.001201	0.000009	0.282674	0.000014	450	6.1	824	1042
CH-01-30	0.018861	0.000522	0.000832	0.000022	0.282826	0.000010	341	9.2	602	758
№ обр.	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	U-Pb age	$\epsilon\text{Hf}(t)$	T_{DM}	T_{DM2}
	CH-03-16									
CH0316-01	0.026988	0.000837	0.000999	0.000039	0.282791	0.000019	345	8.0	653	837
CH0316-04	0.015256	0.000519	0.000657	0.000022	0.282896	0.000019	322	11.3	501	610
CH0316-06	0.027200	0.000153	0.000965	0.000005	0.282900	0.000020	359	12.2	498	582
CH0316-10	0.022493	0.000440	0.000861	0.000018	0.282957	0.000013	343	13.9	417	461
CH0316-15	0.039318	0.000613	0.001495	0.000022	0.282840	0.000050	321	9.1	592	749
CH0316-16	0.029332	0.001021	0.001019	0.000034	0.282952	0.000030	333	13.4	426	482
CH0316-17	0.023192	0.000437	0.000922	0.000018	0.282894	0.000014	326	11.3	506	615

CH0316-18	0.047112	0.000765	0.001620	0.000025	0.282898	0.000027	349	11.8	510	603
CH0316-19	0.037995	0.000399	0.001497	0.000012	0.282935	0.000015	343	13.0	455	520
CH0316-20	0.021436	0.000172	0.000773	0.000004	0.282895	0.000014	334	11.5	503	606
CH0316-25	0.022971	0.000526	0.000757	0.000014	0.282900	0.000014	331	11.6	495	596
CH0316-27	0.049772	0.001580	0.001784	0.000057	0.282930	0.000016	336	12.6	467	540
CH0316-32	0.010077	0.000167	0.000397	0.000007	0.282866	0.000013	346	10.9	538	658
CH0316-40	0.033671	0.000483	0.001152	0.000013	0.282946	0.000015	368	14.0	436	476
CH0316-43	0.023855	0.000326	0.000823	0.000013	0.282917	0.000014	345	12.5	472	549
CH0316-45	0.035475	0.000347	0.001339	0.000014	0.282925	0.000014	328	12.3	468	550
CH0316-62	0.036699	0.000434	0.001304	0.000017	0.282963	0.000014	346	14.1	413	452
CH-37-16										
CH3716-01	0.094825	0.002141	0.003650	0.000087	0.282841	0.000039	525	12.7	627	677
CH3716-07	0.023729	0.000149	0.000845	0.000005	0.282882	0.000011	420	12.9	522	584
CH3716-08	0.014873	0.000420	0.000569	0.000014	0.282415	0.000012	591	0.2	1170	1527
CH3716-12	0.031371	0.000429	0.001203	0.000021	0.282887	0.000014	333	11.1	520	630
CH3716-15	0.032223	0.000930	0.001291	0.000042	0.282885	0.000018	337	11.1	525	635
CH3716-16	0.033387	0.001083	0.001258	0.000030	0.282782	0.000018	329	7.3	670	871
CH3716-25	0.031214	0.000859	0.001151	0.000032	0.282902	0.000017	387	12.8	499	565
CH3716-27	0.045379	0.000991	0.001667	0.000042	0.282815	0.000022	333	8.5	631	801
CH3716-28	0.030021	0.001008	0.001063	0.000033	0.282874	0.000015	441	13.0	536	593
CH3716-31	0.016842	0.000125	0.000641	0.000003	0.282828	0.000013	321	8.9	596	764
CH3716-32	0.021686	0.000494	0.000719	0.000013	0.282943	0.000012	346	13.5	434	488
CH3716-37	0.055461	0.000582	0.001812	0.000025	0.282594	0.000017	829	11.0	952	1021
CH3716-40	0.023022	0.000716	0.000891	0.000024	0.282703	0.000016	371	5.5	776	1020