

Казахский национальный исследовательский технический университет имени
К.И. Сатпаева

УДК 550.83.015 (550.34)

На правах рукописи

УЗБЕКОВ АБЫЛАЙ НУРСАРСЕНОВИЧ

**Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Центрального
Казахстана**

6D070600 – Геология и разведка месторождений полезных ископаемых

Диссертация на соискание степени
доктора философии (PhD)

Научный консультант:
Абетов А.Е., доктор геол.-мин. наук,
профессор, член-корреспондент НАН РК

Зарубежный научный консультант:
Гриб Н.Н., к. геол.-мин.
наук, д.т.н., профессор,
действительный член АН РС (Я)

Республика Казахстан
Алматы, 2022

СОДЕРЖАНИЕ

НОРМАТИВНЫЕ ССЫЛКИ	5
ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ	6
ВВЕДЕНИЕ	7
1 МЕТОДОЛОГИЯ ДИССЕРТАЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ.....	11
2 ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА.....	13
2.1 Общие представления о геологическом строении Центрального Казахстана.....	13
2.1.1 Краткий очерк геологической изученности.....	13
2.2 Тектоника Центрального Казахстана.....	14
2.3 Разломная тектоника Центрального Казахстана.....	20
2.4 История геологического развития Центрального Казахстана.....	24
3 ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ.....	34
3.1 Аномальные геомагнитные поля Центрального Казахстана.....	34
3.1.1 История исследований аномальных геомагнитных полей	34
3.1.2 Результаты исследований региональных геомагнитных аномалий.....	36
3.2 Анализ гравитационного поля Центрального Казахстана	44
3.2.1 История исследований аномалий гравитационных полей.....	44
3.2.2 Региональная составляющая поля силы тяжести.....	44
3.2.3 Внутрикоровая составляющая поля силы тяжести.....	48
3.2.4.Распределение локальной составляющей поля силы тяжести.....	50
3.3 Тепловые поля Центрального Казахстана.....	57
3.3.1 История исследования тепловых полей.....	57
3.3.2 Тепловые потоки.....	57
3.3.3.Геотермические аномалии консолидированной коры на срезе 10 км....	59
3.3.4.Геотермические аномалии консолидированной коры на срезе 30км....	60
4 НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА.....	64

4.1.Морфоструктуры и новейшие активные разломы Центрального Казахстана.....	64
4.2.Новейшие тектонические движения в основных типах геоморфоструктур.....	64
4.3 Современные вертикальные движения земной коры.....	67
5 ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И СЕЙСМИЧЕСТВО ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА.....	70
5.1 История изученности глубинного строения.....	70
5.2 Структурный план поверхности Мохо.....	73
5.3. Поверхность гранулит-базитового слоя.....	74
5.4 Корреляция структурного плана по поверхности Мохо с потенциальными геофизическими полями.....	76
5.4.1 Гравитационное поле.....	76
5.4.2 Геомагнитное поле.....	76
5.4.3 Тепловые поля.....	77
5.4.4 Сейсмичность.....	77
6 ОПРЕДЕЛЕНИЕ МЕХАНИЗМОВ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ	79
6.1 Используемые материалы сейсмического мониторинга.....	79
6.2 Методика определения механизма очагов землетрясений.....	80
6.3 Результаты определения характеристик сейсмических событий.....	81
6.4. Распознавание типа землетрясений (тектонические, техногенные) в Центральном Казахстане. Примеры выявленных на этой территории сильных землетрясений.....	83
7 ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОНАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА.....	91
7.1 Вклад казахстанской научной школы в изучении металлогении Центрального Казахстана	91
7.2 Геофизические исследования при решении задач металлогении.....	93
7.3 Результаты исследования.....	93

8 РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ПРОВЕДЕНИЮ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОНАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА.....	112
8.1 Металлогеническая зона «А».....	112
8.1.1 Методика проведения гравиметрических исследований.....	113
8.1.2 Литохимический метод поисков по ореолам и потокам рассеяния.....	114
8.2 Металлогеническая зона «В».....	115
8.2.1 Обоснование для проведения магниторазведочных работ.....	116
8.2.2 Электроразведочные работы методом вызванной поляризации и методом переходных процессов.....	117
8.3 Металлогеническая зона «С».....	120
8.4 Металлогеническая зона «D».....	121
8.5 Металлогеническая зона «E».....	122
8.6 Металлогеническая зона «F».....	122
8.7 Металлогеническая зона «G».....	123
8.8 Металлогеническая зона «Н».....	123
8.9 Металлогеническая зона «J».....	124
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	125
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ.....	135

НОРМАТИВНЫЕ ССЫЛКИ

В настоящей диссертации использованы ссылки на следующие документы и стандарты:

- 1 Правила присуждения ученых степеней, утвержденных приказом МОН РК от 31 марта 2011 года № 127.
- 2 Государственный общеобязательный стандарт образования Республики Казахстан послевузовское образование. Докторантура. ГОСО РК 5.04.034 – 2011.
- 3 Правила присуждения ученых степеней от 31 марта 2011 года № 127; межгосударственные стандарты: ГОСТ 7.32–2001 (изменения от 2006 г.). Отчет о научно-исследовательской работе. Структура и правила оформления;
- 4 ГОСТ 8.417–81 Государственная система обеспечения единства измерений. Единицы физических величин.
- 5 ГОСТ 7.1–2003. Библиографическая запись. Библиографическое описание. Общие требования и правила составления.
- 6 ГОСТ 7.9–95 (ИСО 214–74) Система стандартов по информации, библиотечному и издательскому делу Реферат и аннотация. Общие требования.

ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

АГМП – аномалии геомагнитного поля
АЭМ – аэромагнитометр
ВПП – вулкано-плутонический пояс
ГИН АН СССР – Геологический институт Академии наук СССР
ГСЗ – глубинное сейсмическое зондирование
ИС МЧС РК – Институт сейсмологии Министерства по чрезвычайным ситуациям Республики Казахстан
ИС НАН КР - Институт Сейсмологии Национальной Академии Наук Кыргызской Республики
ИГИ – Институт Геофизических Исследований
КазВИРГ – Казахский Всесоюзный Институт разведочной геофизики
КазИМС – Казахский Институт минерального сырья
KNDC – Kazakhstan National Data Center
МОВЗ - метод обменных волн землетрясений
МОН РК – Министерство Образования и Науки Республики Казахстан
МОХО – по поверхности Мохоровичича
МЭ РК – Министерство Энергетики Республики Казахстан
НДЗК – новейшие движения земной коры
НЯЦ РК – Национальный Ядерный Центр Республики Казахстан
ОНЗ – отделение наук о Земле
РАН – Российская Академия Наук
СВ – северо-восток
СЗ – северо-запад
ТМА- тектоно-магматическая активизация
ЦКГМ – Центрально Казахстанский гравитационный минимум

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность – разработка методики комплексной интерпретации геофизических полей, сейсмичности и глубинного строения в пределах основных металлогенических зон Центрального Казахстана в целях выявления перспективных площадей для опоискования новых погруженных месторождений твердых полезных ископаемых Центрального Казахстана.

Повышение достоверности прогноза размещения рудоносных районов Центрального Казахстана по данным глубинной тектоники, сейсмичности, распределения региональных, зональных и локальных аномалий геомагнитного, гравитационного и теплового полей, новейшие движения земной коры являются весьма актуальной научной проблемой.

Объект исследований – земная кора металлогенических зон Центрального Казахстана.

Предметами исследования являются геофизические поля и глубинное строение металлогенических зон Центрального Казахстана. Выявление аномальных неоднородностей земной коры и установление их роли в процессе образования месторождений твердых полезных ископаемых.

Методология – системный анализ геолого-геофизических данных, полученных в разные годы и различными организациями/компаниями на региональном этапе геологоразведочных работ с применением современного программного обеспечения.

Инструменты исследований – программное обеспечение Geosoft (США, Geosoft Inc.), ArcGIS&Esri (США,), Antelope, MapInfo, (США, Golden Software), Nanometrics и т.д.

Цель – уточнение геологического строения путем изучения корреляционных зависимостей между распределением аномалий потенциальных геофизических полей, сейсмичностью и структурными особенностями поверхности Мохо и определение на этой основе рационального комплекса геофизических методов при изучении металлогенических зон Центрального Казахстана.

Решаемые геологические задачи:

Анализ распределения и результаты геологической интерпретации аномалий геомагнитного и гравитационного полей, теплового потока и геотермических аномалий на срезах глубин 10 и 30 км;

- Анализ распределения и результаты геологической интерпретации полей новейших и современных движений земной коры;
- Анализ распределения сейсмичности и глубинных разломов;
- Анализ глубинного строения консолидированной коры;
- Выявление характера проявления металлогенических зон Центрального Казахстана в геофизических полях и глубинном строении.

Научная новизна – с новых методологических позиций выявлены существующие критерии характера проявления металлогенических зон в аномальном гравитационном, геомагнитном и тепловом полях, сейсмическом

режиме и новейших движениях земной коры, в структурном облике поверхностей гранулит-базитового слоя и Мохоровичича. – должна отражать каждое защищаемое положение

Практическая значимость – по результатам выполнения комплексных геофизических исследований (гравиразведка и магниторазведка, сейсморазведка, тепловые поля, сейсмичность, глубинное строение) выявлено характерное сочетание геолого-геофизических критериев, характеризующих только определенные типы орудинения в металлогенических зонах. Это в значительной мере позволит скоординировать и оптимизировать геологоразведочные работы по поискам и разведке месторождений твердых полезных ископаемых в различных металлогенических зонах Центрального Казахстана.

Достоверность полученных результатов – подтверждается фактическими материалами по месторождениям полезных ископаемых, результатам бурения глубоких скважин, а также проведением комплексной интерпретации геолого-геофизических данных с использованием современных программных пакетов и сопоставлением теоретических результатов с результатами других авторов, проводившими исследования в Центральном Казахстане.

Личный вклад автора. Состоял в сборе, обработке, систематизации, обобщении и интерпретации фактического материала; построении схем и карт, пополнении сейсмического бюллетеня и анализе сейсмичности исследуемой территории. В отличии от других работ, при изучении металлогенических зон Центрального Казахстана, нами впервые использован фактор глубинного строения и распределение геофизических полей и сейсмичности на региональном уровне. При использовании сейсмичности привлечены данные о механизме очагов землетрясений.

Защищаемые положения.

1. Морфология и напряженность аномального геомагнитного поля Центрального Казахстана, отражает, преимущественно, неоднородно намагниченные горные породы консолидированной земной коры, залегающие на разных глубинах. Наибольшая контрастность аномалий ΔT_a наблюдается над выходами на дневную поверхность домезозойского фундамента, где в структуре аномального геомагнитного поля проявляются элементы геологического строения, глубинные разломы, блоки осадочно-вулканогенных формаций, места проявления вторичных изменений горных пород, а также приуроченные к ним некоторые месторождения полезных ископаемых.

2. В поле региональной составляющей силы тяжести крупные гравитационные минимумы выделяются в районах с герцинской складчатостью. Промежуточные значения проявляются в областях каледонской складчатости. Относительные максимумы аномалий проявляются в областях с допалеозойской складчатости. Увеличение степени дифференцированности

аномалии силы тяжести по морфологии, простиранию, напряженности и размерам отражает внутрикоровые неоднородности и является индикатором широкого разнообразия геологических тел в гранитно-метаморфическом и гранулит-базитовом слоях.

3. Области с допалеозойской складчатостью выделяются минимальными значениями новейших движений земной коры. Области с каледонской складчатостью - промежуточными значениями этого параметра; области герцинской складчатости - максимальной амплитудой новейших движений земной коры.

4. Структурный план по поверхности Мохо не согласуется с ориентацией активных тектонических разломов, конфигурацией, направлением и напряженностью аномалий Δg ; распределением геотемператур на срезах глубин 10 и 30 км, локализацией и глубиной очагов землетрясений, структурным планом по поверхности гранулит-базитового слоя. В аномальном геомагнитном поле структурные элементы по поверхности Мохо находят слабое, спорадическое подтверждение.

5. Рациональный комплекс геофизических методов при изучении металлогенических зон Центрального Казахстана определяется их генезисом и элементным составом руд.

Связь данной работы с другими научно-исследовательскими работами.

Тема и содержание диссертационной работы связаны с научной тематикой проекта: «Землетрясения без границ» 2012-2018 г.г., «Землетрясения Центральной Азии» (текущее время), МНТЦ проект CASHA-BU (2018-2020).

Апробация

Основные научные положения диссертационной работы докладывались на: международных научно-практических конференциях в г. Томск (2018 г.), г. Ташкент (2019 г.), г. Душанбе (2019 г.), на конференции молодых ученых НЯЦ РК (2020 г.).

Во время научной стажировки в период с 15 мая по 26 июня 2019 года в Северо-Восточном Федеральном университете им М.К. Аммосова в г. Нерюнгри, Якутия, при совещательном содействии зарубежного научного консультанта диссертационной работы - заместителя директора по научно-исследовательской работе, доктора технических наук Н.Н. Гриба.

Основные положения диссертационной работы опубликованы в 12 научных трудах, 6 из которых, в изданиях, рекомендованных Комитетом по контролю в сфере образования и науки МОН РК, 8 – в трудах казахстанских и зарубежных международных конференций и 4 статьи в журналах, входящих в базу данных Scopus и Clarivate Analytics.

Структура и объем диссертации

Диссертация изложена на 139 страницах компьютерного набора и состоит из введения, восьми разделов, заключения и списка использованных источников, состоящего из 74-х наименования. Диссертация включает 33 рисунка и 2 таблиц.

Фактографическая база

Фондовые отчеты (включая современные комплексные геофизические съемки, выполненные в разные годы ТОО «Институт сейсмологии», сейсмические данные Института геофизических исследований НЯЦ РК), сведения, полученные из опубликованной отечественной и зарубежной литературы.

В заключении считаю своим долгом выразить благодарность доктору геолого-минералогических наук, профессору, член-корреспонденту НАН РК Абетову А.Е., доктору технических наук, действительному члену АН РС(Я) Грибу Н.Н., профессору В.С. Имаеву, д-ру физ.-мат. наук Михайловой Н.Н., канд. физ.-мат. наук Узбекову Н.Б., директору института геологических наук, доктору геол-мин. наук, академику АМР РК Жолтаеву Г.Ж., докторам геолого-минералогических наук Исаевой Л.Д., кандидатам геол.-мин. наук Ахметжанову А.Ж., Ахметову Е.М., Степаненко Н.П., докторам PhD Наурызбаевой Д.К., Ниязовой А.Т., главному геологу и геофизику Великанову А.Е., Джукебаев М.И., профессорско-преподавательскому составу кафедры «Геофизики», директору института геологии нефти и горного дела им. К. Турсысова Рысбекову К.Б., заведующей кафедры «ГСПиРМПИ» Бекботаевой А.А., председателю совета молодых ученых ИГНиГД Галиеву Д., ученому секретарю ДС Ауелхан Е.С. и другим коллегам за ценные консультации и советы по улучшению структуры и содержания диссертации.

1 МЕТОДОЛОГИЯ ДИССЕРТАЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ



Рисунок 1 – Методология диссертационных иссследований

Методология диссертационных исследований базируется на поэтапном выполнении следующих видов исследований, проведенных на региональном уровне:

1 этап. Анализ распределения потенциальных геофизических полей в исследуемом регионе;

2 этап. Анализ структур по поверхности Мохо и гранулито-базитового слоя;

3 этап. Пространственное распределение сейсмичности;

4 этап. История геологического развития.

На каждом этапе научных исследований проводился анализ и оценка взаимосвязей геологического строения региона с потенциальными геофизическими полями в отдельности по:

- аномальным геомагнитным полям;
- гравитационным полям;

- тепловым полям;
- новейшим движениям земной коры; (*выше говорилось о новейших и современных движениях*)
- глубинному строению;
- проявлению сейсмичности.

2 ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

2.1 Общие представления о геологическом строении Центрального Казахстана

2.1.1 Краткий очерк геологической изученности

Первые сведения о геологии Центрального Казахстана были получены в начале XVIII века. История исследований дореволюционного времени освещена в трудах В. А. Обручева («История геологического исследования Сибири») [1].

Систематические геологические исследования Центрального Казахстана начались в послереволюционное время. На первых порах они касались главным образом месторождений полезных ископаемых. В отчетах и публикациях И.С. Яговкина, Н.Г. Кассина, М.П. Русакова, Г.Л. Падалка, Н.Г. Разумовского, Т.И. Преображенского была дана оценка типам месторождений полезных ископаемых.

Геология и полезные ископаемые (месторождения меди, железа, марганца, бурого угля) Жезказганского и Карсакпайского районов описаны И.С. Яговкиным. Перспективы развития этих районов в своих первых работах рассматривал К.И. Сатпаев.

Активную деятельность развивает также и вновь созданный Казахский геологический трест, специализированные тресты «Каззолото», «Степнякзолото», «Цветметразведка» и др. В первую очередь внимание было обращено на развитие каменноугольной базы Казахстана — Карагандинского угольного бассейна.

В изучение этого района включается большой коллектив геологов под руководством А.А. Гапеева и Н.Г. Кассина (Г.Л. Кушев, А.М. Симорин, М.А. Борисяк, Г.Ц. Медоев, В.А. Курдюков, А.А. Любер, Э.И. Семенова и др.). Резко возросло комплексное геологическое изучение металлогенических районов, в том числе и Жезказганского. Огромная роль в этих исследованиях принадлежит К.И. Сатпаеву. Огромные коллекции брахиопод, собранные из девонских и каменноугольных отложений северо-востока и севера Центрального Казахстана, обработанные Д.В. Наливкиным, позволили ему совместно с Н.Г. Кассиным создать стратиграфическую схему верхнего девона и нижнего карбона этого обширного региона. Большой вклад в геолого-исследовательские работы в Центральном Казахстане был также внесен Казахстанской базой Академии Наук СССР. Новые научные направления региональных и комплексных металлогенических исследований развиваются первые казахстанские ученые-геологи Н.Г. Кассин, М.П. Русаков, К.И. Сатпаев, В.П. Нехорошев и др., которым обязана своим становлением и развитием сложившаяся в последующие годы казахстанская школа геологов. Ценная сводка материалов по геоморфологии для большей части территории Центрального Казахстана сделана З.А. Сваричевской. Итоги геологических

исследований первой половины послевоенного времени подведены в работе «Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана», вышедшей в свет под редакцией Д. В. Наливкина (1961г.). Вторая половина послевоенного периода характеризовалась углубленным комплексным изучением всей территории Центрального Казахстана, проводившимся большими коллективами производственных и научно-исследовательских геологических организаций. В выполнении этих работ участвовали: Р.М. Антонюк, М.К. Аполлонов, Е.А. Бабичев, С.М. Бандалетов, Г.И. Бедров, Б.В. Белов, В.Ф. Беспалов, А.А. Богданов, И.А. Богоявленская, Л.А. Больщакова, Р.А. Борукаев, Л.В. Булыго, В.Г. Буров, Н.Л. Габай, О.М. Гаек, В.В. Галицкий, Б.Е. Глевасский, А.Г. Гокоев, Н.К. Двойченко, В.М. Добрынин, Г.Х. Ергалиев, М.А. Жуков, Ю.А. Зайцев, В. К. Заравняева, В.С. Звонцов, Н. К. Ившин, Ю.Ф. Кабанов, О.М. Канфель, Б.К. Кац, М.Е. Керенский, И. Ф. Кирьяков, Р.А. Копяткевич, В.Я. Кошкин, Г.Ф. Ляпичев, О.А. Мазарович, О.В. Минервин, Н.В. Митрофанова, А.Е. Михайлов, М.Б. Мычник, Й.Ф. Никитин, Л.Г. Никитина, Б.А. Пупышев, Л.И. Пшеничная, О.М. Розен, А. А. Розенкранц, В.Ю. Романовский, Ю.В. Рошин, Е.В. Рыбалтовский, Н.А. Севрюгин, М.Б. Сталь, В.Г. Тихомиров, Л.И. Филатова, Н.П. Четверикова, Е.Д. Шлыгин, В.М. Шужанов, В.М. Шульга, В.Л. Яговкин и др. Большое участие в изучении геологического строения Центрального Казахстана и расширении его сырьевой базы в послевоенные годы, принимали сотрудники геофизических экспедиций Казахского геофизического треста и геологических управлений под общим руководством М.Д. Морозова, А.П. Гавели, В.Н. Иванова, В.В. Бродового, Г.Р. Бекжанова, А.Ф. Игошина и др. Материалы региональных геофизических исследований по Центральному Казахстану обобщены в работах ряда исследователей (М.Д. Морозов, В.В. Бродовой, Г.Р. Бекжанов, Р.А. Эйдлин, О.Д. Иванов, Б.И. Журбицкий, А.Л. Колик, В.И. Гольдшмидт, М.В. Куминова, А.В. Строителева, И.П. Беневоленский, Б.Р. Юманов и др.). Первые региональные сводки геофизических материалов сделаны Д.Н. Казанли, Ф.С. Моисеенко, И.И. Кронидовым и А.С. Кумпаном. Все эти обобщения получили отражение в монографии «Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным», вышедшей в 1969 г. под редакцией Ш. Е. Есенова [2].

2.2 Тектоника Центрального Казахстана

Центральный Казахстан располагается в области перехода от субширотного Монголо-Тяньшаньского сегмента пояса к меридиональному Уральскому и представляет собой область палеозойского рифтогенеза (рисунок 2.1), формирование которой началось с протерозоя на разновозрастном складчатом основании.

Тектоническое развитие структур системы характеризуется большим разнообразием. В целом, раннепалеозойские отложения (кембрийские, ордовикские и силурийские образования) смяты в интенсивные складки [3].

В геологическом отношении территории Центрального Казахстана включает области каледонской и герцинской консолидации со сложной тектонической зональностью и широким распространением магматических пород. При этом каледониды занимают более половины рассматриваемой территории. В течение палеозоя, и частично в мезозое-кайнозое здесь происходили продольно и поперечно-сдвиговые, надвиговые горизонтальные смещения, последовательно усложнявшие первоначальные структурные планы, возникавшие по ходу развития тектонических структур. Наиболее отчетливая связь проявляется наложенных деформаций с продольными сдвигами, тянувшимися с востока на запад и наблюдалось затем северное направление. В Центральном Казахстане возникли сигмоидальные изгибы, сопровождаемые сдвигами, надвигами, образовавшими упорядоченную систему разрывных и складчатых нарушений. В Центральном Казахстане выявлено большое количество блоков докембрийских пород в виде поднятых или погруженных массивов протяженностью десятки и сотни километров (Улытауский, Атасу-Моинтинский, Сарысу-Тенизский, Ерементауский, Кокшетауский). Предполагается преобладание континентального докембрийского фундамента в палеозоидах этих структур [4].

Кокшетау-Северо-Тяньшанская и Чингиз-Тарбагатайская складчатые системы характеризуются каледонской складчатостью, тогда как Джунгаро-Балхашская складчатая система является результатом герцинской фазы складчатости. Пограничной зоной систем каледонской и герцинской консолидации служит девонский вулканический пояс (тельбесский комплекс) [5,6].

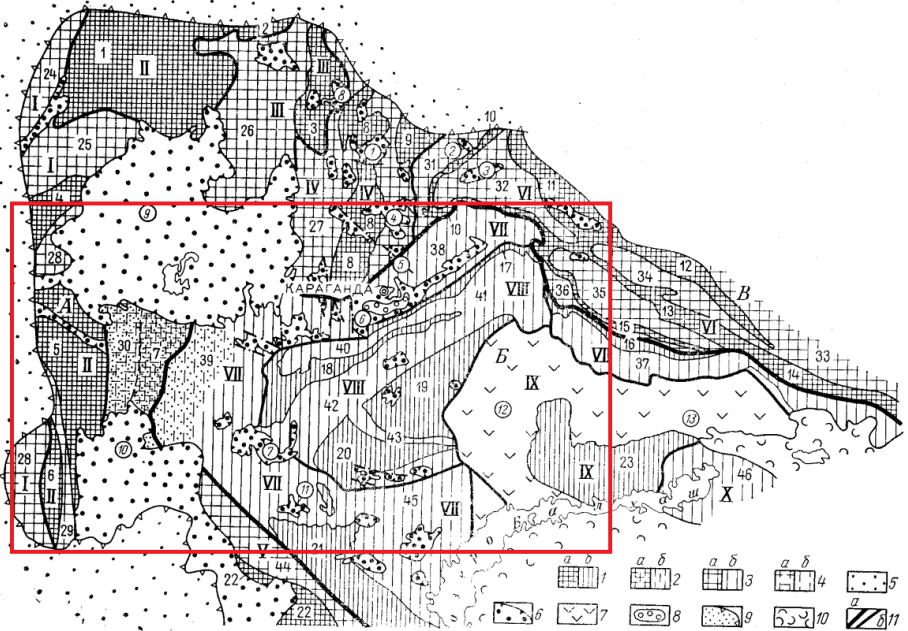
Кокшетау-Северо-Тяньшанская складчатая система.

Занимает всю западную часть Центрального Казахстана от гор Кокшетау и Улутау на западе до гор Ерементау, Нияз, Тахты, Булаттау на востоке. Её осевая часть на больших пространствах перекрыта герцинским структурным комплексом, образующим крупнейший в Казахстане Чу-Сарысу-Тенизский пояс наложенных средне-верхнепалеозойских впадин.

В составе этой каледонской системы обособляются более пятидесяти отдельных структурно-формационных зон (антиклиниориев и синклиниориев), стратиграфический разрез которых характеризуется разнообразием и большой сложностью [8, с.83-84].

Поэтому, говоря о стратиграфии структур этой системы, отметим лишь ее отдельные отличительные особенности:

1. Обособляются два крупных выхода докембрийских срединных массивов – на северной части Кокшетауский и Улытауский на западном обрамлении выходов системы на поверхность, сформированный из протерозойских (при подчиненной роли архейских) метаморфических пород различного генезиса.



Условные обозначения на карте: 1-антеклиниории (а-области каледонской консолидации, б-герцинской консолидации); 2-антеклиниории, перекрытые более молодыми структурным комплексом (а-область каледонской, б-герцинской стабилизации); 3-синклиниории (а-области каледонской консолидации, б-герцинской консолидации); 4-синклиниории, перекрытые более молодыми структурным комплексом (а-область каледонской, б-область герцинской стабилизации). Наиболее крупные наложенные структуры; 5-антеклинальные, сложенные средне-верхнепалеозойскими образованиями; 6-синеклинальные, выполненные средне-верхнепалеозойскими образованиями; 7-синеклинальные, выполненные верхнепалеозойскими вулканогенными образованиями; 8-синеклинальные выполненные мезазойскими образованиями; 9-области сплошного развития платформенного чехла; 10-неотектонические впадины; 11-границы между складчатыми системами (а) и структурно-формационными мегазонами (б). Складчатые системы:

А-Кокчетав-Северотяньшанская, Б-Джунгаро-Балхашская, В-Зайсанская. Структурно-формационные мегазоны: I-Ишим-Каратауская, II-Кокчетав-Улутауская, III-Степняк-Жаксыконская, IV-Ерментау-Боцекульская, V-Бетпакдалинская, VI-Чингиз-Тарбагатайская, VII-Моинты-Караганда-Предчингизская, VIII-Агадьр-Каркаралинская, IX-Прибалхашская, X-Северо-Джунгарская. Антиклиниории: 4-Джаркаинагачский, 5-Улутауский, 7-Кирейский, 8-Ерментау-Ниязкий, 9-Боцекульский, 10-Кызылтас-Экибастузский, 17-Спасский, 18-Атасу-Тектурмаский, 19-Жаман-Сарысуйский, 20-Атасу-Моинтинский, 21-Бурунтайский, 23-Северо-Балхашский, 24-Марьевско-Стерлитамакский, 27-Сететинский, 28-Байконурский, 29-Карсакпайский, 30-Арганатинско-Кыпшакский, 32-Баянаульский, 35-Абралинский, 36-Коксентирский, 37-Чубартау-Урджарский, 38-Карагандинский, 39-Атасу-Конский, 40-Нуринский, 41-Айнасуйский, 42-Успенский, 43-Акжал-Аксоранский, 44-Джалайр-Найманский, 45-Западно-Балхашский. Наложенные средне-верхнепалеозойские впадины (цифры в кружках): 1- Тениз-Коружункульская, 2- Экибастузская, 3-Майтюбинская, 4-Акжарская, 5-Куу-Чекинская, 6-Карагандинская, 7- Жаильминская, 8-Богумбайская, 9-Тенизская, 10-Джезказганская, 11-Мийкайнарская, 12- Токрауская, 13-Баканасская.

Рисунок 2.1 — Тектоническое районирование и главнейшие складчатые структуры Центрального Казахстана

2. Структуры западной и центральной части Кокшетау-Северо-Тяньшаньской складчатой системы были консолидированы в позднеордовикское время, поэтому они относятся к ранним каледонидам (или таконидам); в этих структурах силурийские отложения отсутствуют вовсе [8, с.84].

3. Восточные структуры данной системы относятся к поздним каледонидам, поскольку в этих структурах консолидация континентальной земной коры произошла в позднем силуре [8, с.84].

4. В пределах Кокшетау-Северо-Тяньшаньской складчатой системы отмечаются структурно-формационные зоны как «интенсивного рифтогенеза», так и «ослабленного рифтогенеза». Первые характеризуются большой ролью вулканогенных образований в разрезе и интенсивной дислоцированностью слагающих их отложений, тогда как вторые - выделяются отсутствием или подчиненной ролью вулканогенных образований и сравнительно низкой дислоцированностью слагающих их преимущественно осадочных отложений [8, с.84].

5. В пределах системы обнажаются «офиолитовые палеозойские зоны», пространственно приуроченные к зонам «интенсивного рифтогенеза» [7].

6. Во многих структурах Кокшетау-Северо-Тяньшаньской складчатой системы девонские образования представлены молассовой формацией, свидетельствующей о наступлении орогенного этапа развития этих структур к данному периоду. Выходы карбон-пермских отложений, как правило, ограничены и слагают небольшие мульды на складчатых раннепалеозойских образованиях [8, с.85].

7. В пределах системы отмечается ряд крупных прогибов и впадин, заполненных верхнепалеозойско-мезозой-кайнозойскими отложениями (Чу-Сарысуйская, Тенизская и др. впадины). Интрузивный магматизм в структурах системы развит широко. Наиболее важными вехами его проявления являются кембрийский период (расслоенный перidotит-габбро-норитовый златогорский комплекс, щелочно-ультрамафитовый красномайский комплекс и т.д.), конец ордовика-начало силура (крупные массивы гранитов, гранодиоритов и диоритов зерендинского и кырыккудукского комплексов) и девонский период (ишимский и орлиногорский комплексы) [8, с.85].

В Центральном Казахстане выделяется пять каледонских структурно-формационных мегазон (Рисунок 2.1), имеющих почти меридиональное простижение.

Ишим-Каратаяуская, преимущественно синклинальная мегазона, включает Марьевско-Стерлитамакский, Калмаккульский, Байконурский синклиниории и Джаркаинагачский антиклиниорий. Расположена к северу и западу от региона исследований. Отличительная черта этой мегазоны — весьма слабый магматизм. Докембрийские образования здесь выделяются условно: широко развиты морские осадочные отложения кембрия и ордовика, лишённые внутренних несогласий, для которых особенно характерны кремнистые

фосфато-ванадиеносные сланцы и терригенные толщи флишевого типа [2, с. 77].

Кокчетав-Улутауская антиклинальная мегазона (Кокчетавский, Шатский, Улутауский, Майтюбинский, Кирейский антиклиниории, Карсакпайский и Арганатинско-Кыпшакский синклиниории). Сложена, главным образом, докембрийскими образованиями (Рисунок 2.1).

Здесь на сравнительно больших площадях обнажены наиболее древние раннедокембрийские кристаллические сланцы, а также метаморфизованные в зеленосланцевой фации осадочно-эффузивные образования конца раннедокембрийского времени. Позднедокембрийские морские осадочные и осадочно-вулканогенные отложения имеют значительную мощность и являются типично эвгеосинклинальными.

Ерементау-Бощекульская антиклинальная мегазона расположена на границе Кокчетав-Северотяньшаньской и Чингиз-Тарбагатайской систем и объединяет Ерементау-Ниязский и Бощекульский антиклиниории, Селетинский и Олентинский синклиниории (Рисунок 2.1). По своему тектоническому режиму она на разных этапах позднедокембрийской и раннепалеозойской истории была близка то к Кокчетав-Северотяньшаньской, то к Чингиз-Тарбагатайской системам. Здесь сравнительно широко развиты верхнедокембрийские осадочно-эффузивные толщи, наблюдается один из наиболее полных в Центральном Казахстане разрез кембрийских отложений, представленных либо почти целиком вулканитами, либо терригенно-кремнистыми и терригенными осадками; ордовикские образования ее исключительно терригенные морские, разрез их в синклинальных зонах непрерывный (от верхнего кембрая до ашгилского яруса) и довольно мощный. Эта мегазона одна из типичных салаирских рифтовых зон казахстанских палеозоид с мощным подводным эффузивным и весьма слабым интрузивным магматизмом [2, с.23].

Бетпакдалинская мегазона. В составе этой зоны средне-верхнекембрийские и ордовикские осадки имеют сравнительно небольшую мощность и кремнисто-терригенно-карбонатный состав. Наиболее молодые из них относятся к среднему ордовику [2, с. 23].

Прибалхашская мегазона. В течение всей домезозойской истории не испытывала значительных инверсионных поднятий, следствием чего, по-видимому, является ограниченность по масштабам развития гранитоидного магматизма.

Живетско - франские отложения в приподнятых и опущенных зонах повсеместно представлены существенно терригенными, сероцветными или пестроцветными толщами, содержащими то или иное количество карбонатного и грубого гравелитового материала, а в Токрауском брахисинклиниории известны даже наземные эффузивы этого времени.

Чингиз-Тарбагатайская каледонская складчатая система.

Расположена на крайнем востоке Центрального Казахстана, в пределах горных массивов Баянаул, Мурджик, Чингиз, Тарбагатай [2, с.20].

На юго-западе система контактирует с каледонидами Кокшетау-Северо-Тяньшаньской системы и герцинидами Джунгаро-Балхашской системы (в центральной и юго-западной частях).

Складчатая система состоит из нескольких структурно-формационных зон, контактирующих между собой по глубинным разломам. На северо-западном окончании системы выделяются Киндыктинская и Баянаульская структурно-формационные зоны, тогда как в центральных и юго-восточных частях системы обособляются параллельно вытянутые и сменяющие друг друга с юго-запада на северо-восток Акшатауская, Кан-Чингизская, Абралинская и Акбасгауская структурно-формационные зоны. Кан-Чингизская зона в своем юго-восточном продолжении сменяется Тарбагатайской зоной [8, с.85].

Джунгаро-Балхашская герцинская складчатая система. В целом, плавно вписывается в структурный план каледонид, а граница между последними и герцинидами из-за постепенности перехода может быть проведена только условно (Рисунок 2.1).

На территории Казахстана складчатая система обособляется на геологической карте в виде ромба, относительно в центре в субширотном простирается бассейн озера Балхаш.

Эта герцинская складчатая система объединяет в себе около двух десятков дислоцированных структурно-формационных зон и несколько перекрытых мезозой-кайнозойскими отложениями крупных впадин. В пределах данной системы разрезы докембрийской континентальной коры на поверхности не обнажаются, хотя присутствие их блоков и массивов на глубоких горизонтах не исключается.

Наиболее древними породами в стратиграфическом разрезе системы являются венд-кембрийские отложения, широко развиты также ордовикско-силурийские образования.

Среди разрезов нижнепалеозойских образований выделяются два типа, принципиально различающиеся по составу слагающих их комплексов пород. Первый тип разреза отмечается в относительно стабильных блоках и представлен преимущественно осадочными отложениями при подчиненной роли вулканогенных.

Второй тип свойственен антиклиниориям. Нижнепалеозойский разрез структурно-формационных зон (Итмурынды-Тюлькуламский и Тектурмасский) характеризуется преимущественно вулканогенным и осадочно-вулканогенным составом и интенсивной дислоцированностью.

Девонские отложения в пределах Джунгаро-Балхашской складчатой системы широко распространены. Нижний девон здесь представлен туфогенно-терригенными отложениями с морской фауной при подчиненной роли вулканитов. В среднем девоне в ряде зон появляются красноцветные и песчаноцветные осадочные отложения, местами с вулканитами андезит-базальтового состава.

Верхнедевонские отложения представлены, как правило, осадочными отложениями - морскими известняками, кремнисто-карбонатными и мергелистыми породами, кремнистыми алевролитами.

Каменноугольные образования сформированы как осадочными, так и чисто вулканогенными породами, причем вулканиты характеризуются большим разнообразием состава (базальт-андезит-дацит-риолитовые и их субщелочные разновидности (трахибазальт-трахиандезит-трахидацит-аюлиты и т.д.).

Тельбесский тектонический комплекс (девонский краевой вулкано-плутонический пояс). Считается пограничным между каледонидами и герцинидами. Вопрос о границе между ними не решен однозначно, так как могут быть использованы разные признаки событийного и временного характера. Также условно проводится граница Чингиз-Тарбагатайской и герцинской Зайсанской систем складок по Калба-Чиигизскому (Жарминскому) глубинному разлому. Девонский краевой вулкано-плутонический пояс (ВПП) является герцинской структурой, стабилизация которой происходила в конце позднего палеозоя. Наиболее выразительным индикатором завершающего этапа тектонической эпохи являются орогенные вулкано-плутонические формации, образующиеся после главной складчатости. С севера, запада и юга система опоясывается выходами каледонид Кокшетау-Северо-Тянь-Шаньской складчатой системы, с востока и северо-востока она граничит с каледонидами Чингиз-Тарбагатайской системы. Своебразное проявление тектонических движений в среднем девоне, обычно выделяемых как тельбесская фаза, Г.Р. Бекжанов и др. (2000 г.) рассматривают формирование девонского ВПП как завершающее событие каледонской тектонической эпохи [8, с.86].

Вместе с тем краевой вулканический пояс является наложенной тектономагматической зоной и в значительной части заходит в области, подвергшиеся складкообразованию гораздо раньше, местами располагаясь непосредственно на докембрийских массивах.

2.3 Разломная тектоника Центрального Казахстана

Регион исследований охватывает почти весь Казахский щит, с запада и востока ограниченный мощными меридиональными системами разломов (Центрально-Казахстанской и Улутауской); с юго-востока – системами разломов восток-север-восточного простирания (Спасско-Жаксытагалинскими, Успенскими). Внутрикратонное расчленение региона осуществляется прежде всего обширными меридиональными сближенными системами – Астанинской и Селетинской. Остальные, также крупные глубинные зоны, но более высоких порядков, окаймляют центральную часть кратона, выраженную асимметричной Тенгизской впадиной (пологая неглубокая, наследует верхнепалеозойскую мульду; послемиоценовые поднятия не превышали в ней 100 м). В системах разломов периферии Казахского щита установлены неоген-четвертичные базальтоиды; они фиксируются новейшими разломами, отделяющими

положительные формы рельефа от отрицательных. Формы залегания вулканитов – трубы взрыва, силы и лакколиты [9]. Для базальтоидов Казахского щита характерна меньшая основность, щелочность и водонасыщенность в сравнении с Тянь-Шаньскими.

По результатам комплексных геолого-геофизических исследований и космоснимков в Центральном Казахстане выделены следующие глубинные разломы:

Западно-Джунгарский (Солдатсайский) разлом ограничивает Джунгарскую геодинамическую систему с запада и прослеживается на космических снимках от гор Катутау до южного побережья оз. Балхаш. На территории Северного Прибалхашья его продолжением считается Актасский сдвиг. Общая длина данной разломной зоны достигает 700 км, простирание почти прямолинейное на СЗ 320-330° при вертикальном падении поверхности сместителя. Разлом хорошо выражен геоморфологически и геологически; в горах образует в рельефе четко выраженный уступ, высотой до нескольких сотен метров, иногда совпадает с глубоко врезанными отрезками долин (Рисунок 2.2) [10].

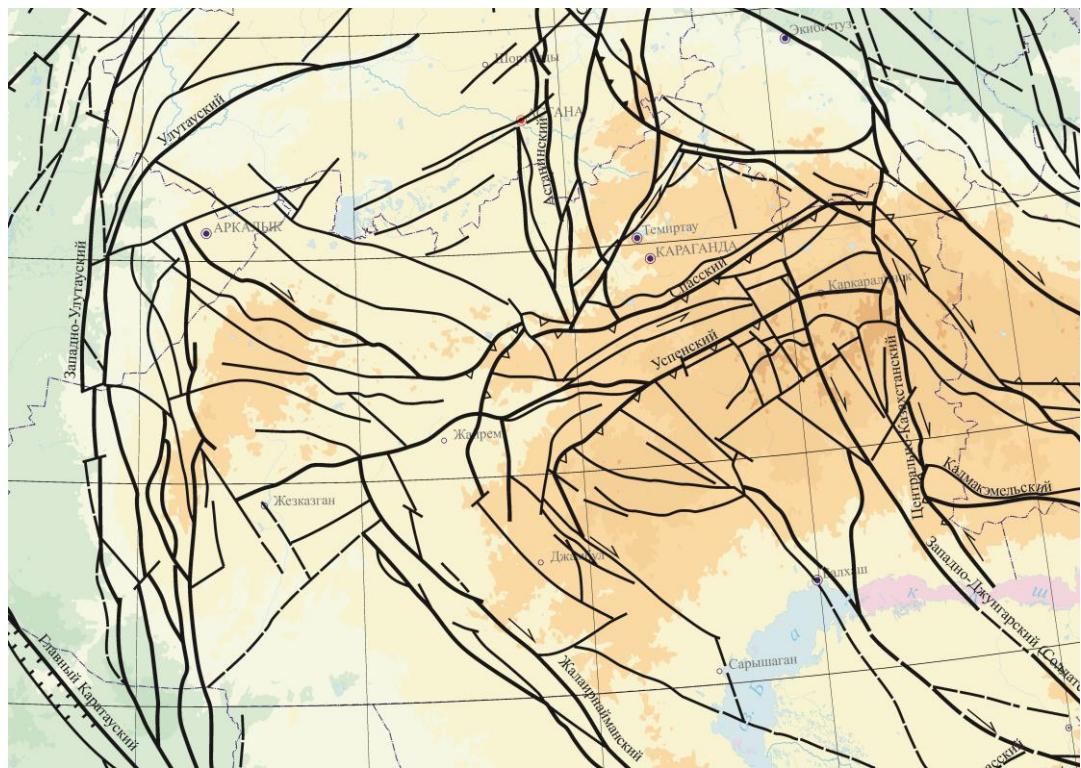


Рисунок 2.2 – Карта активных разломов Центрального Казахстана (по данным Степаненко Н.П.)

Западно-Джунгарский разлом относится к числу глубинных. Он играл большую роль в формировании палеозойских структур региона. В кинематическом плане он представляет собой правый сдвиг. Амплитуда горизонтального перемещения палеозойских структур составляет по разным оценкам 15-30 км.

Глубина проникновения деструктивной зоны в кору, судя по остаточным составляющим поля силы тяжести 2-го порядка, на северо-западном фланге не превышает 5-10 км, а на юго-восточном – сравнима с мощностью коры.

Сдвиговые деформации по нему начали развиваться с позднего палеозоя. Горизонтальные правосторонние движения в сочетании с вертикальными происходили вдоль разлома и в течение неотектонического этапа. Они устанавливаются по смещению речных русел вдоль главного сдвига и оперяющих сбросо-сдвигов. Величина горизонтального смещения достигает 400-500 м. Суммарная интенсивность неотектонических движений стабильна на протяжении почти всей зоны (2-3 км) и только на северо-западном фланге в пределах Ушканинской мегантиклинали снижается до 1,3 км.

Центрально-Казахстанский меридиональный глубинный разлом разделяет сочленяющиеся почти под прямым углом структуры “спасского” и “чингизского” направлений, принадлежащие различным системам складчатых дуг. По геологическим данным прослеживается на расстоянии свыше 350 км; ширина зоны колеблется от 15 до 30 км (Рисунок 2.2). Время заложения – средний палеозой, кинематический тип – сбросо-сдвигово-взброс, возраст горизонтальных перемещений соответствует верхнему палеозою, амплитуда по горизонтали 10-15 км, амплитуда по вертикали 5 км [11].

Зона разлома ограничена с запада и востока крупными разломами, имеющими кулисное строение (Рисунок 2.2). Вблизи их сместителя наблюдаются узкие (100-200 м) зоны дробления и окварцевания. Плоскости сместителей вертикальны или круто падают на запад. В рельфе разломы выражены преимущественно отрицательными формами (речными долинами) или уступами.

Зона разлома отличается по внутренней структуре широким развитием продольных и ориентированных к северо-востоку нарушений. Почти на всем протяжении она насыщена позднепалеозойскими гранитоидами, причем массивы часто расположены в местах сочленения кулис.

Характерны также вытянутые долготно пояса даек. Главная роль принадлежит ступенчатым сбросам западных крыльев. Вертикальная амплитуда по восточной части разлома достигает 4 км, по-западному – 1,5 км. Южное и северное окончания зоны имеют горстообразное строение. На отдельных участках имели место горизонтальные перемещения, амплитуда которых не превышает 10-15 км. Падение зоны в целом западное под углами 65-75°, смещение коры по вертикали составляет 5-6 км; разлом активно проявился уже в девоне.

Астанинский разлом пересекает меридиональные структуры Степнянского мегасинклиниория и обладает меридиональным простиранием [12]. На юге он разделяет разнофациальные отложения ордовика Степнянского и Селетинского прогибов, а на северном продолжении ограничивает с запада Ишкеольмесский антиклиниорий (Рисунок 2.2).

Астанинский разлом рассматривается в качестве магмаподводящего канала для интенсивного нижне-среднеордовикского вулканизма, а также

внедрения раннесилурийских гранитоидов крыккудукского интрузивного комплекса.

Данный разлом имеет длительную историю геологического развития. Дифференцированные движения по разломам происходили в раннем-среднем ордовике и в карбоновое время.

Образующие Астанинский разлом Крыккудук-Аккульская и Борлы-Аккульская зона разломов с севера ограничивают структуры Кокшетавской глыбы с востока. К концу рифея они стали ограничением двух основных геоблоков – Западного и Восточного. Западный геоблок представлял собой микроконтинент, а Восточный – палеоокеанический бассейн, лишенный сиалического субстрата, становление континентальной коры которого шло вплоть до конца палеозоя.

Мощные разрывы северо-восточного направления трассируются к югу от г. Астана. Именно разрывы этих направлений обновлялись много раз на протяжении геологической истории региона. Для них характерны главным образом вертикальные перемещения сбросового типа. К северу от Коксентирской мульды по одному из Коксорских разломов наблюдается тектонический контакт четвертичных гравийных отложений с ордовикскими вулканитами.

К началу палеозоя в регионе господствовали рифтовые структуры с мощным накоплением осадков, перемещением участков погружения. В палеозое определились основные тектонические черты строения территории, которые не претерпели существенных изменений в мезокайнозое.

Спасская надвиговая зона имеет длину ~250 км, ширину 15-25 км и среднепалеозойское время заложения, верхнепалеозойский возраст формирования надвиговых перемещений с амплитудой по горизонтали 29-39 км и по вертикали 5-10 км. (Рисунок 2.2).

Спасская зона известна в литературе как взбросовый пояс, система надвигов, зона смятия. Она отделяет Тектурмасский антиклиниорий от Карагандинского прогиба и вытянута вдоль них с юго-запада на северо-восток, от Шерубай-Нуры до верховьев р. Ачи-су. Длина зоны в этих пределах превышает 250 км, ширина 10-15 км.

Спасская зона обладает сложным многоконтактовым соприкосновением известняково-песчано-сланцевых отложений верхнего девона — нижнего карбона (Рисунок 2.2). На основании гравиметрических и аэромагнитных данных предполагается, что зона следует под покровом мезокайнозойского чехла к южному окончанию Улутаусских гряд, где падает на юг под углом 60-70°.

Под Успенской разломной зоной понимается полоса сильно смятых, прорванных гранитными интрузиями вулканогенных и осадочных пород девона и карбона, вытянутая между Тектурмассским и Жамансарысуйским поднятиями в восток-северо-восточном направлении на многие десятки километров. Успенская зона во многом походит на Спасскую, от которой она отстоит к югу на 80-90 км (Рисунок 2.2).

Взятые вместе, обе зоны составляют мощную сравнительно пологую надвиговую систему по северной окраине герцинид Центрального Казахстана. С Успенской зоной близко совпадает известный Калдырыминский гранитный пояс [12]. Под Успенской зоной, а также на ее глубинном продолжении (наклонно к югу) мощность земной коры достигает значений 40-45 км и отличается резко увеличенной мощностью гранитного слоя по сравнению с базальтовым слоем. Успенский разлом в среднем палеозое носил характер левостороннего сдвига, так же, как и Спасская зона.

Система крупных меридиональных Улутауских разломов большой протяженности (до 800 км) имеет ширину около 150 км (Рисунок 2.2); ограничивает и разделяет докембрийскую складчатую область Улутау на отдельные структурно-формационные зоны. Улутау является фрагментом мегаблока с архей-протерозойской земной корой континентального типа, на которую наложены образования верхнепротерозойского протоплатформенного чехла и верхнерифейские (довендинские структурные элементы).

Калмакэмельская система разломов находится в Северном Прибалхашье между Чингиз-Тарбагатайским мегантиклинорием и Северо-Балхашским антиклиниорием. В ней выделены два крупных разрыва. Северный разрыв отделяет Тастьскую зону от Калмакэмельской синклиниали, его южное крыло глубоко погружено относительно северного, что позволяет говорить о большом вертикальном смещении по разлому (Рисунок 2.2). Относительное опускание южного крыла определяет разрыв как сброс и не исключает горизонтальных перемещений по нему. Южный разрыв простирается субпараллельно северному и его сместитель круто наклонен на север, в отличие от северного; западный край системы проводится по Центрально-Казахстанскому сдвигу, который не являлся естественной границей, а возник позднее – в мезозое. С системой связана Калмакэмельская зона приразломных прогибов. Предполагается, что эти прогибы возникли в зоне крупного раздвига, ограничивающего область саурского складкообразования, затем они были преобразованы в синклинали [13].

Жалаир-Найманский глубинный (мантийный) разлом (1) северо-западного направления протяженностью более 500 км от гор Койжарылган простирается на юго-востоке через весь Чу-Илийский регион, примыкая на северо-западе к Чуйскому разлому (Рисунок 2.2) [14].

Жалаир-Найманский разлом был заложен в байкальскую эпоху тектогенеза и неоднократно активизировался. В отношении направления падения Жалаир-Найманского разлома существуют разные точки зрения. Наиболее вероятным признано крутое юго-западное падение с возможным изменением на северо-восточное в пределах глубины 1-5 км.

2.4 История геологического развития Центрального Казахстана

История становления палеозоид Центрального Казахстана своеобразна. Каждая из них обладает сложной тектонической зональностью и состоит из

совокупности крупных антиклинальных и синклинальных структур, которые по большей части представляют собой структурно-формационные зоны или подзоны [2, с. 20].

Рифтовые системы Урало-Сибирского и Монголо-Тянь-Шаньского поясов, на месте которых возникли рассматриваемые структуры, были заложены в позднепротерозойское время. Их ложем, возможно, служила раздробленная древняя платформа.

Уместным было бы отметить, что графический материал заимствован из «Атласа литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геэкологических карт Центральной Евразии» (под редакцией Быкадорова В.А., Воложа Ю.А., Али-Заде А., Федоренко О.А., Милетенко Н.В., 2002 г.) [15].

В течение всего позднего докембрая и раннего палеозоя Кокчетав – Улутауская и Бетпакдалинская мегазоны представляли собой сравнительно жесткий геоантиклинальный блок. Последняя была осложнена Джалаир-Найманским и Атасу-Тектурмасским приразломными прогибами, совпадающими с одноименными складчатыми структурами (Рисунок 2.3). В Джалаир-Найманском прогибе эфузивная деятельность отмечается в среднем рифее.

В Кокчетав – Улутауской мегазоне из нижнепалеозойских осадков развиты лишь маломощные ордовикские терригенные и карбонатные отложения. В Бетпакдалинской мегазоне – сформировались выдержаные на больших площадях средне-верхнекембрийские и ордовикские осадки небольшой мощности, имеющие кремнисто-терригенно-карбонатный состав.

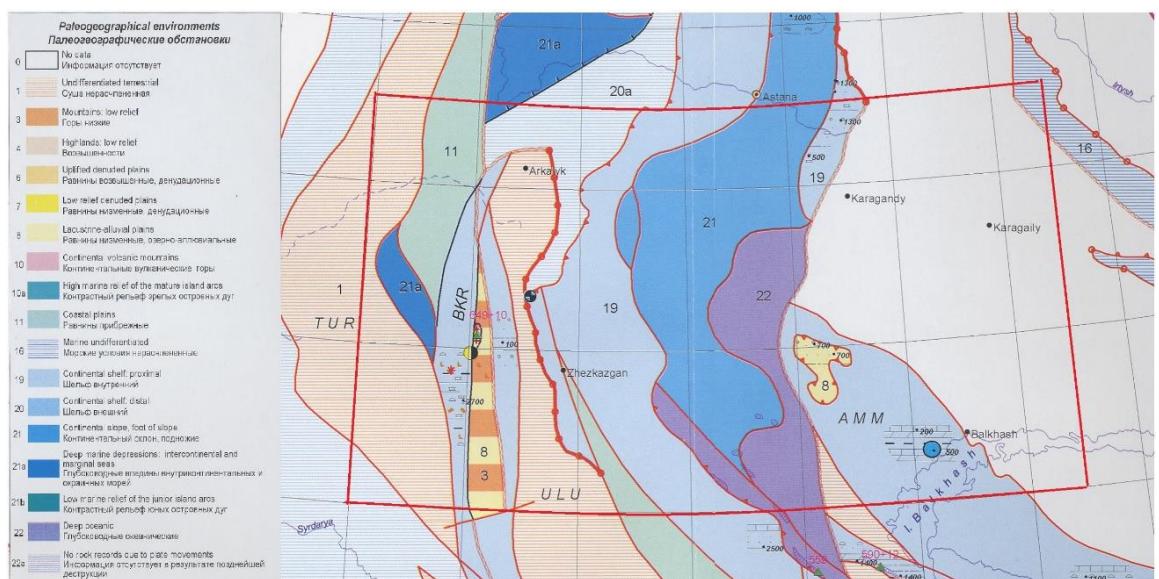


Рисунок 2.3 – Фациально–палеографическая ситуация позднего рифея (венд) по данным [15]

Ерементау-Бошкульская тектоническому режиму на антиклинальная мегазона по своему

раннепалеозойской истории была близка то к Кокчетав-Северотяньшаньской, то к Чингиз-Тарбагатайской системам.

Эта мегазона одна из типичных салаирских эвгеосинклиналей казахстанских палеозоид с мощным подводным эфузивным и весьма слабым интрузивным магматизмом.

На остальной территории Центрального Казахстана в позднем докембрии, по-видимому, существовала единая геосинклинальная система. Дальнейшая эволюция ее была направлена в сторону увеличения контрастности тектонического режима и расширения геосинклинальных прогибов.

В раннем палеозое большие территории Центрального Казахстана продолжали испытывать интенсивное погружение.

По-видимому, только Джунгаро-Балхашская, мегазона, совпадающая с одноименным герцинским мегасинклиниорием, оставалась в течение каледонского времени устойчивой и играла роль срединного массива, разделяя Кокчетав-Северотяньшаньскую и Чингиз-Тарбагатайскую геосинклинальные системы.

В позднем ордовике — позднем силуре каледонские геосинклинальные (рифтовые) системы были охвачены интенсивными складчатыми движениями каледонского цикла тектогенеза. К примеру, в позднем ордовике Северо-Балхашская и Атасу-Моинтинская зоны обособились в виде геоантиклиналей. Тектурмасский антиклиниорий с позднего ордоваика был поднятым, разделявшим прогибы Успенской зоны и Нуринского синклиниория (Рисунок 2.4).

Иключение, по-видимому, представляет Джунгаро - Балхашский срединный массив, на месте которого начинает развиваться герцинская геосинклинальная система. По мнению отдельных исследователей, данная система непрерывно существовала в течение всего каледонского и герцинского времени.

Отдельные зоны герцинской геосинклинальной системы в пределах рассматриваемой площади начали замыкаться уже в девоне, а к концу раннего карбона все герцинские геосинклинали замкнулись.

Вместе с тем, по мнению других исследователей пока нет веских доказательств в пользу непрерывного существования геосинклинального режима в какой-либо из зон в течение каледонского и герцинского циклов.

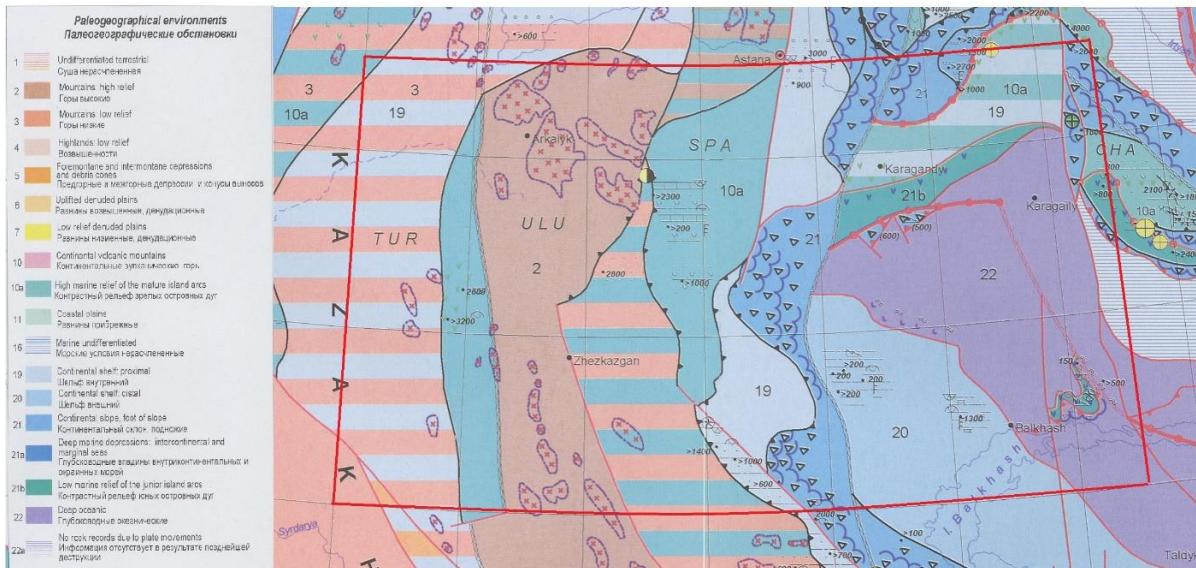


Рисунок 2.4 – Фациально–палеографическая ситуация позднего ордовика (поздний карадок-ашгилл) по данным [15]

В каледонское время Кокчетав-Улутауская антиклинальная мегазона была геоантиклиналью, изредка заливаемой морем, и играла роль срединного поднятия, разделявшего геосинклинали Западного Турагая и Центрального Казахстана. Характерными для этой мегазоны являются мощный каледонский интрузивный гранитоидный магматизм.

В силуре и до конца эйфельского века в Северо-Балхашской мегазоне накапливались однообразные зеленоцветные песчано-алеврито-глинистые осадки, но в уже с начала девона отмечаются и пестроцветные.

В Нуринском синклиниории в позднем ордовике, силуре и девоне сформировался мощный (свыше 12 000 м) комплекс терригенных пород: в нижней части - тонкозернистых сероцветных; в верхней (в верхнем силуре и девоне) - более грубозернистых и в значительной части красноцветных.

В позднем силуре в Моинты-Караганда-Предчинзской структурно-формационной мегазоне погружение прогибов замедляется, а в Карагандинской и Акбастауской зонах прогибание, по-видимому, вовсе прекращается. В составе накопившихся здесь отложений начинают преобладать пестроцветные терригенные осадки, сменяющиеся затем красноцветными; кластический материал их со временем все более грубоет.

В это время в Западно-Балхашском прогибе вулканизм прекратился и здесь продолжали накапливаться терригенно-карбонатные осадки. На границе силура и девона вся внешняя мегазона испытывает складкообразование, вздымается и причленяется к каледонской суще.

В раннем девоне в Моинты-Караганда-Предчинзской структурно-формационной мегазоне, в Акбастауской впадине, в Карагандинском и Западно-Балхашском прогибах в раннегерцинское время на приподнятой суще вспыхивает андезитовый вулканизм. Постепенно, к середине девона он сменяется липаритовым и к концу франского времени угасает (Рисунок 2.5).

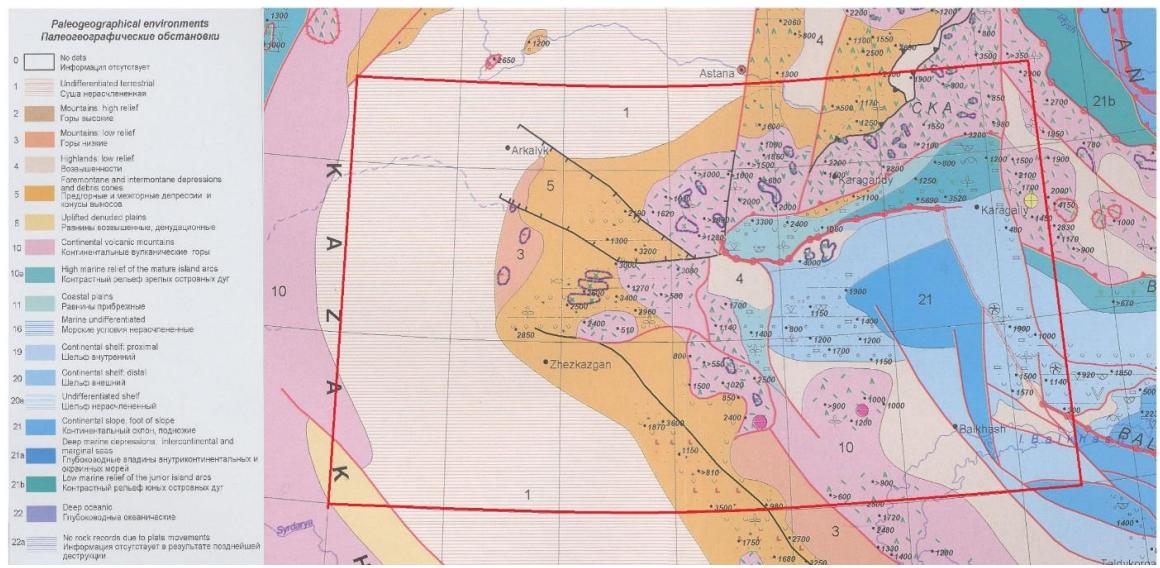


Рисунок 2.5 – Фациально–палеографическая карта. Ранний–средний (эйфель) девон по данным [15]

Часть продуктов размыва девонских вулканических построек сносился в пониженные участки, где накапливались красноцветные терригенные толщи. Осадочное порообразование было более интенсивным в живетско-франское время [2, с. 26].

Центральный блок Карагандинской зоны, которому позднее было суждено испытать длительное прогибание, был уже в раннем — среднем девоне относительно опущен и характеризовался развитием базальтового вулканизма. Ожившие пограничные разломы (Акбастауский, Спасский, Чубартауский) поставляли на поверхность базальтовые расплавы [2, с. 27].

В Успенском и Акжал-Аксоранском прогибах в жединском веке продолжали еще накапливаться граувакковые толщи, тогда как в Жаман - Сарысуйской зоне, в Западно-Нуринской и Успенской зонах образовывались пестроцветные алевро-песчаниковые отложения.

В развитии Тектурмассской системы проявилась вулканическая деятельности нижнего-среднего девона в зоне «девонского краевого вулкано-плутонического пояса».

В среднем девоне. В начале живетского века восточная часть Карагандинской зоны и узкая прибрежная полоса Акбастауской зоны заливается мелководным морем, в котором до конца франа шло накопление сероцветных или пестроцветных песчаниковых толщ, более или менее насыщенных карбонатными породами. В конце эйфеля наступает складкообразование и море покидает пределы центральной части Агадырь-Каркаралинской мегазоны. Только Восточно-Нуринская, подобно Атасу-Моинтинской, была осушена несколько позднее, видимо лишь в конце живетского века. Накапливавшиеся здесь в раннем девоне зеленоцветные песчаники и алевролиты постепенно сменились в среднем девоне

пестроцветными песчаниками и также постепенно — франскими континентальными песчаниками и конгломератами. Широтная ветвь Успенского синклиниория и Акжал-Аксоранский прогиб в живетском и франском веках были ареной довольно мощного наземного андезито-липаритового вулканизма; спорадически он проявился и на Жаман-Сарысуйском и Атасу-Моинтинском антиклиниориях [2, с. 28].

В позднем девоне – раннем карбоне. Наступает трансгрессия. Фаменские и нижнекаменноугольные отложения в восточной части Успенского и большей части Айнасуйского синклиниориев имеют карбонатно-кремнисто-терригенный состав и большую мощность (Рисунок 2.6) [2, с. 28].

В это время в Прибалхашской мегазоне Токрауский и Баканасский прогибы были заполнены осадками и рельеф морского дна был значительно выровнен. Начался медленный подъем теперь уже всей площади этой мегазоны, повлекший за собой трансгрессию фаменского моря на прилежащую раннегерцинскую и каледонскую сушу (Рисунок 2.6) [2, с. 28].

С началом этой общей тектонической инверсии были активизированы старые разломы и заложены новые. Вдоль некоторых из них, главным образом межзональных разломов, образовались приразломные депрессии, испытавшие на фоне общих восходящих движений относительное опускание (Рисунок 2.6).

Такие приразломные прогибы устанавливаются по границам Северо-Балхашской мегазоны вдоль Шубартауского и Успенского разломов. Если на всей площади мегазоны в фамене и турне накапливались маломощные карбонатно-терригенные или терригенные, плохо сортированные осадки, значительно насыщенные гравелитовым и галечным материалом, то в приразломных депрессиях отлагались значительно более мощные и более тонкозернистые хорошо сортированные терригенные, нередко флишоидного типа, или карбонатно-терригенные и карбонатно - кремнисто-терригенные осадки, сформировавшиеся в условиях подводной вулканической деятельности.

В позднем девоне в Спасском антиклиниории вулканическая деятельность затухает. Одновременно севернее, в районе южного крыла Карагандинского синклиниория, возник прогиб, заполнившийся в позднем девоне континентальными обломочными толщами, а в фамене - раннем карбоне - сравнительно мощными (до 700-800 м) кремнисто-глинистыми осадками, которые к северу фациально замещаются маломощными карбонатными образованиями.

В фамене - раннем карбоне (турне) осадконакопление в пределах Нуринского синклиниория принимает обычный для области обрамления Балхашского блока карбонатный характер. В дальнейшем слои, выполняющие синклиниорий, подверглись складчатости (саурской?), а область синклиниория - воздыманию. С этого времени Нуринский синклиниорий становится источником обломочного материала для расположенного севернее Карагандинского синклиниория (Рисунок 2.7) [16 с.239].

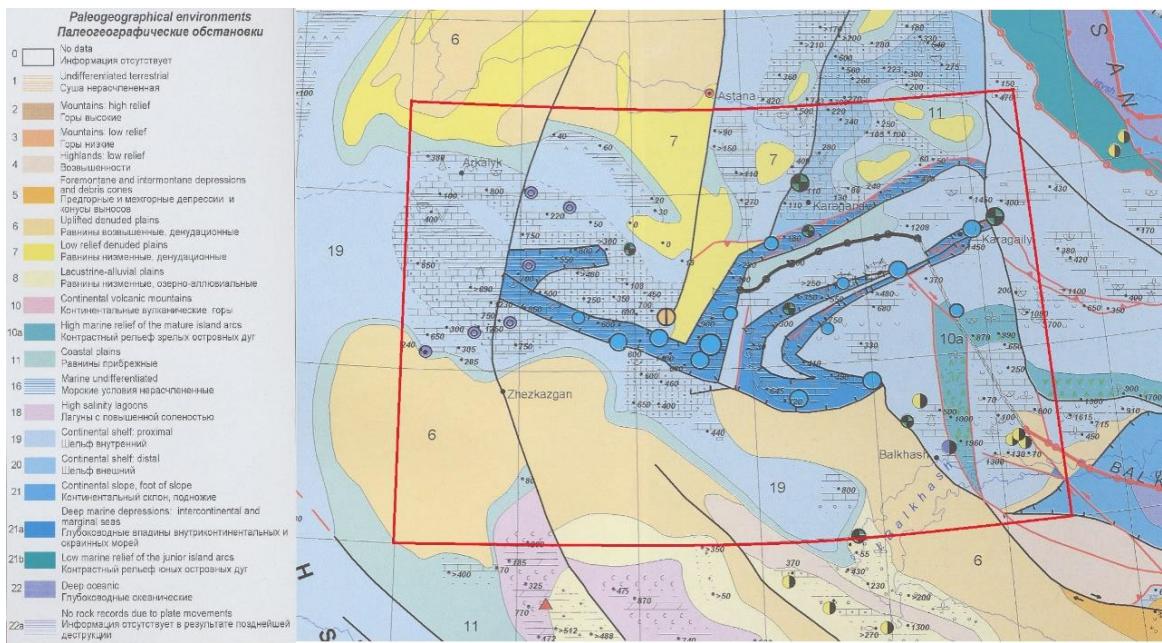


Рисунок 2.6 – Фациально–палеографическая ситуация позднего девона (фамен) по данным [15]

В Север-Балхашской мегазоне после среднедевонской складчатости темп погружения резко замедляется, а состав осадков меняется.

В крайнем восточном — Аннасуйском прогибе преимущественно терригенное морское осадконакопление продолжалось в течение всего девона. Остальная часть Агадырь-Каркаралинской зоны недолго оставалась сушей.

В Атасу-Моинтинской зоне, покрытой в девоне морем, отлагались мелководные, главным образом, терригенные осадки. В это время Жаман-Сарысуйская зона стала оформляться в виде антиклиниория, на крыльях которого обособились остаточные Успенский и Акжал-Аксоранский прогибы [2, с.28].

В Балхашском блоке начало фаменско-ранневизайской стадии было отмечено блоковыми движениями и возникновением интенсивно погружавшихся депрессий, а с начала карбона - также развитием вулканической деятельности [16 с.240].

В раннем карбоне. С позднетурнейского времени наметилось относительное опускание Северо-Балхашской зоны, граничившей на юге с интенсивно прогибающейся в то время Северо-Джунгарской мегазоной.

К началу визайского века Токрауская, Баканасская и северная часть Северо-Балхашской зоны выходят из-под уровня моря, наступает саурская фаза герцинского диастрофизма, которая окончательно оформила складчатую структуру этой части герцинид; происходит внедрение первых гранитоидных интрузий (Рисунок 2.7).

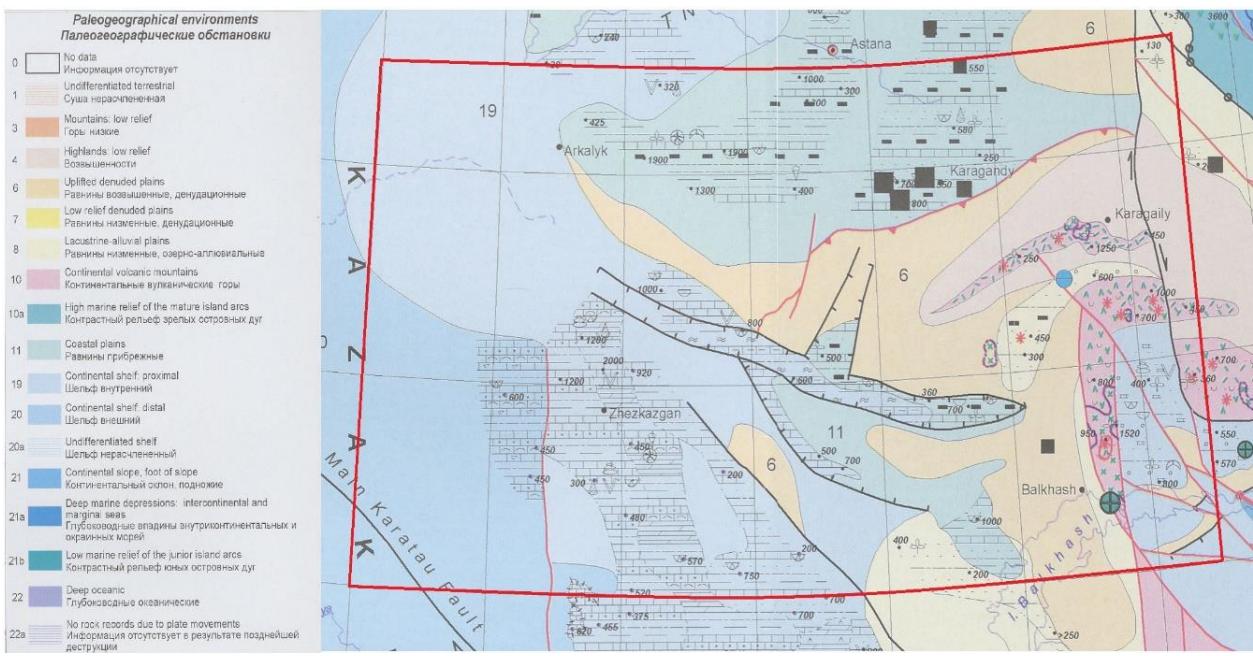


Рисунок 2.7 – Фациально–палеографическая ситуация раннего карбона по данным [15]

В середине визе Карагандинский прогиб сместился дальше к северу и интенсивность прогибания в нем усилилась. С этого времени и до конца карбона в Карагандинском прогибе накопилась мощная (до 4000-5000 м) толща разнообразных терригенных пород, в верхнем визе - с морскими прослоями, без прослоев угля, выше - континентальная угленосная [16 с.239].

В середине визейского века на территории Балхашского блока проявляется саурская складчатость, считающаяся для него главной, завершающей герцинский цикл его развития. Однако на большей части площади блока саурское несогласие выражено очень слабо. С второй половины визейского века и до конца палеозоя Балхашский блок становится ареной интенсивной вулканической деятельности, в результате которой в ряде крупных впадин накопились мощные (до 5000-6000 м) толщи наземных вулканических образований преимущественно среднекислого состава, изредка прослоенные пачками осадочных пород. Лишь местами в центральной части блока шло одновременно накопление осадочных, частично прибрежно-морских образований, наиболее полно представленных в Саякской синклинали в районе Северо-Балхашского поднятия (Рисунок 2.9) [16 с.240-241].

В Северо-Балхашской зоне после саурской фазы сохраняется морской режим; она играла роль своеобразной внутренней орогенной впадины, открытой на юге в сторону Северо-Джунгарского геосинклинального бассейна.

В ней в течение визе, намюра, среднего и позднего карбона продолжали непрерывно накапливаться конгломерато-песчано-алевролитовые толщи. Вся остальная континентальная площадь мегазоны в это время была ареной мощнейшего субсеквентного вулканизма, сопровождаемого гранитоидными интрузиями.

Приразломные же грабены, обрамлявшие Северо-Балхашскую зону, отличаются весьма активным вулканизмом.

В конце раннего карбона на наиболее активных разломах возникают вулканы, которые с перерывом действовали в среднем, а, возможно, и позднем карбоне. Активность их значительно уступала визе-намюрским и позднепалеозойским вулканам внутренней мегазоны.

Гранитоидный интрузивный магматизм был особенно интенсивным в Атасу-Моинтинском антиклиниории и в восточной части Успенского синклиниория. В первом выделяются гранитоидные комплексы от верхнеордовикского или силурийского до верхнекаменноугольного или пермского; по-видимому, все тектонические пароксизмы в смежных геосинклиналях вызвали здесь внедрения гранитоидов.

Каменноугольные гранодиориты и граниты связаны с послеживетской активизацией Успенского глубинного разлома.

В позднем карбоне. В Токрауской впадине субсеквентный вулканизм почти затух, а в Баканасской - вулканическая деятельность продолжалась и в перми. По-видимому, во второй половине, а затем в конце карбона, кое-где и в Северо-Балхашской зоне вспыхивает андезитовый вулканизм, и внедряются небольшие тела гранитоидов.

В позднем карбоне море покинуло Северо-Балхашский прогиб после проявления здесь складчатости, приведшей к дислокации животско-верхнепалеозойских образований.

Самые последние события герцинского цикла в Прибалхашской мегазоне, да и во всей Джунгаро-Балхашской системе, приходящиеся на ранний мезозой, сходны с теми, которые имели место в области каледонид.

В конце карбона слои Карагандинского синклиниория подверглись деформации, интенсивной у его южного края и быстро ослабляющейся к северу. Отметим, что Карагандинская структурно-фациальная зона, дугообразно изгибаясь, прослеживается вдоль северного края зоны Сарысу-Тенизских дислокаций, указывая, возможно, на ее связь с Тектурмасской системой.

В внешней части Казахстано-Северо-Тяньшаньского срединного массива возник ряд новых обширных впадин (Чуйская, Джезказганская, Тенизская, Аксуатская), в которых отчасти в лагунно-морской, отчасти в континентальной (озерно-аллювиальной) обстановке в среднем-позднем карбоне и перми шло накопление пестроцветных терригенных и терригенно-карбонатных отложений, в верхней части которых распространены пласти и линзы гипса, ангидрита и каменной соли.

В раннем или среднем триасе. Спорадически отмечается излияние базальтов или трахибазальтов и образование расслоенных габброперидотитовых plutонов платформенного типа (Рисунок 2.8).

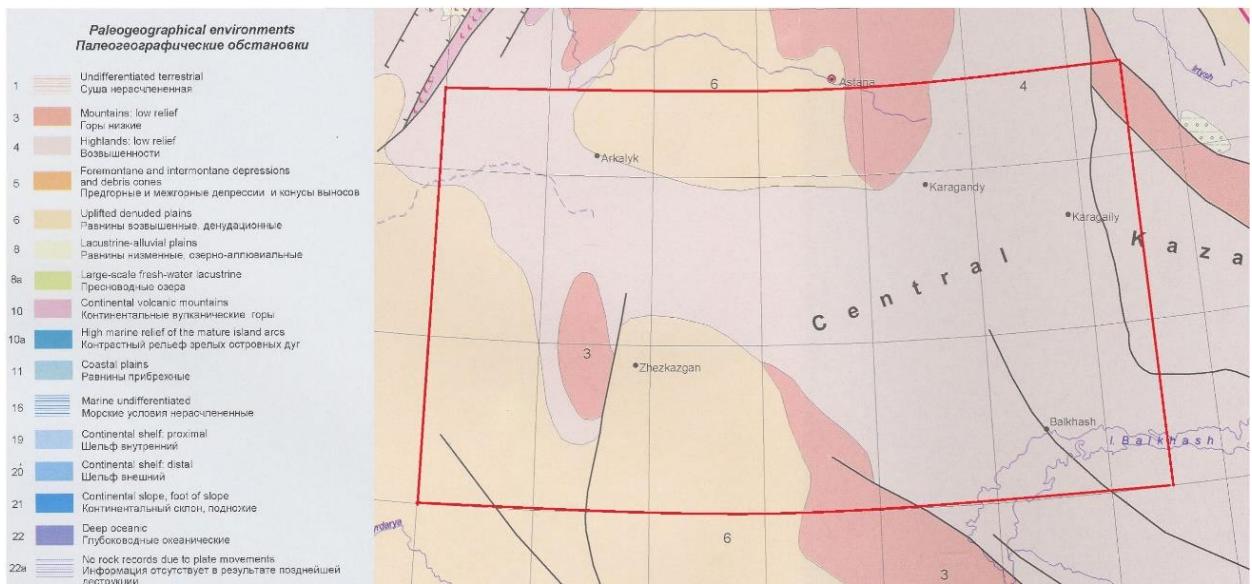


Рисунок 2.8 – Фациально–палеографическая ситуация среднего триаса по данным [15]

Затем, в позднем триасе, нижней и средней юре в унаследованных, вероятно, небольших депрессиях, тяготеющих к тому блоку, на котором позднее возникла неотектоническая Алакульская впадина, накапливаются весьма маломощные преимущественно песчано-конгломератовые, местами угленосные образования [2, с.30].

Научные выводы по данной главе:

1. В геологическом отношении территория Центрального Казахстана включает области каледонской и герцинской консолидации со сложной тектонической зональностью и широким распространением магматических пород. При этом каледониды занимают более половины рассматриваемой территории.
2. В течение палеозоя, и частично в мезозое-кайнозое здесь происходили продольно и поперечно-сдвиговые, надвиговые горизонтальные смещения, последовательно усложнявшие первоначальные структурные планы, возникавших по ходу развития тектонических структур.
3. В Центральном Казахстане выявлено большое количество блоков докембрийских пород, в виде поднятых или погруженных массивов протяженностью десятки и сотни километров.
4. С началом общей тектонической инверсии были активизированы старые разломы и заложены новые. Вдоль некоторых из них, главным образом межзональных разломов, образовались приразломные депрессии, испытавшие на фоне общих восходящих движений относительное опускание.

3 ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ

3.1 Аномальные геомагнитные поля в Центральном Казахстане

3.1.1 История исследований аномальных геомагнитных полей

При изучении глубинного строения земной коры и литосфера используют широкий спектр геолого-геофизических методов, среди которых немаловажное место отводится магниторазведке, поскольку полученные данные несут в себе достоверную информацию о параметрах фундамента, определяющую направление и эволюцию осадочного чехла.

Историю проведения геомагнитной съемки на территории Центрального Казахстана можно условно разделить на несколько этапов.

Первые магнитные съемки магнитометрами Тиберга-Талена (М-1) проведены Д.Н. Редкиным в 1932 г. на участках Каражал (Устанынжал), Большой и Малый Ктай, где к тому времени были известны обнажения железных руд. В 1934-1936 гг. в Центральном Казахстане выполнялась магнитная съемка Атасуйскими геофизическими партиями Казгеологоуправления. В процессе последующего анализа и обобщения материалов по результатам площадных съемок аномального геомагнитного поля выявлен ряд скрытых интрузивных и субвуликанических тел, разломов различных направлений и масштабов, перекрытых осадочными отложениями верхнедевонского и нижнекаменноугольного возрастов, погребенных горстов и грабенов различного порядка и других элементов тектоники [18].

В результате этих работ были получены сведения об общей структуре магнитного поля Центрального Казахстана и открыт ряд месторождений железа на общей площади около 750 тыс. кв. км.

С 1950 года региональные (масштаба 1:1 000 000 – 1:500 000) и с 1951 года регионально-поисковые (масштаба 1:200 000 – 1:100 000) аэромагнитные съемки в Центральном Казахстане проводились с феррозондовыми аэромагнитометрами АЭМ-49 Всесоюзным научно-исследовательским институтом разведочной геофизики [20, с.119].

К концу 50-х годов среднемасштабными регионально-поисковыми аэромагнитными съемками с феррозондовыми аэромагнитометрами была заснята практически вся территория Центрального Казахстана. Материалы этих работ явились основой при составлении и подготовке к изданию полистных карт аномального геомагнитного поля Казахстана масштаба 1:200 000 и 1:1 000 000. Однако, вследствие того, что эти съемки выполнялись в большинстве случаев с визуальной привязкой по устаревшим топокартам масштаба 1:200 000, точность результирующих карт признана невысокой.

В 1962-1966 гг. Казахским геофизическим трестом, КазВИРГом и Волковской экспедицией в Центральном Казахстане выполнялись крупномасштабные аэромагнитные съемки с фотопривязкой маршрутов более современными феррозондовыми аэромагнитометрами АМФ-21 (станции АСГ-45, АСГ-46, АСГ-48, АСГ-48-М2 и АМ-13), что позволило повысить точность

этих съемок ($\pm 15\text{-}25$ нТл) [20, с.119]. Для фотопривязки стали применяться широкоугольные аэрофотоаппараты и развиваться сети каркасных маршрутов.

В 1961г. Казахским геофизическим трестом опробована радиогеодезическая привязка маршрутов, что позволило с 1963 года перейти к аэромагнитным съемкам масштаба 1:10 000 с повышенными требованиями к точности привязки маршрутов ($\pm 25\text{м}$) и точности активного вождения самолета ($\pm 30\text{м}$). Точность этих съемок возросла до $\pm 10\text{-}20$ нТл.

В целом, разномасштабные аэромагнитные съемки в Центральном Казахстане за период 1955-1966 г.г. имеют перекрытия, как между собой, так и по каждому отдельно взятому участку. Иначе говоря, крупномасштабными съемками в большинстве случаев перекрыты площади мелко- и среднемасштабных съемок, проведенных в предыдущие годы с феррозондовыми аэромагнитометрами первых поколений. В 1966-1968 г.г. Казахским геофизическим трестом (В.Н. Григорьев) был проведен критический анализ материалов выполненных в Казахстане (в т.ч. по Центральному Казахстану) аэромагнитных съемок по состоянию на 01.01.1967 года. В результате этих работ были составлены картограммы аэромагнитной изученности по масштабам и технико-экономическим показателям аэроработ, проведено сравнение результатов аэромагнитных съемок различных типов между собой и с наземными съемками. Рассмотрены вопросы методики интерпретации аэромагнитных данных. На основании указанных материалов проведено отнесение аэромагнитных съемок к определенному масштабу исследований. В 1965-1968гг. в Казахском геофизическом тресте была составлена и подготовлена к изданию сводная карта изодинам аномального магнитного поля Казахстана масштаба 1:1 500 000 (М.В. Куминова, А.М. Шурунова, В.М. Сердюкова, Л.М. Крухмалева, А.Е. Васнецова) под общей редакцией М.Д. Морозова. Эта сводная карта явилась первой обзорной картой аномального магнитного поля территории Казахстана, отражающей различные элементы его геологического строения. В дальнейшем она широко использовалась при планировании региональных и поисковых геолого-геофизических работ, при выполнении различных тематических исследований, составлении сводных карт различного геологического содержания: металлогенических, тектонических, магматических формаций и т.п. Крупномасштабные аэромагнитные съемки с феррозондовыми аэромагнитометрами последнего поколения в помощь геолого-съемочным и поисковым работам продолжились до 1978 года. С 1964г. они выполнялись параллельно с дискретными измерениями величины полного вектора геомагнитного поля. Это позволило привести относительные измерения к абсолютным значениям магнитного поля Земли. В 1978 году КазИМСом (Н.Я. Екидина) были выполнены работы по оценке качества завершающихся в Казахстане (в т.ч. по Центральному Казахстану) аэромагнитных исследований с феррозондовыми аэромагнитометрами и начавшихся на качественно новом уровне съемок с протонными и квантовыми аэромагнитометрами. В результате работ в масштабах 1:500 000 и 1:3 000 000 составлены картограммы

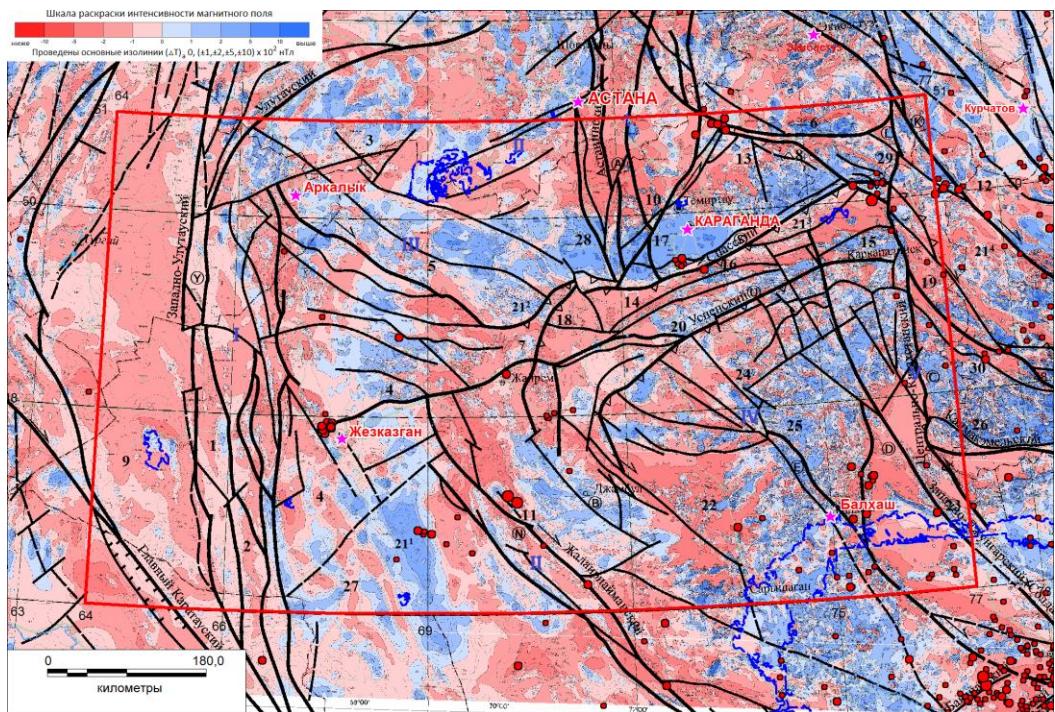
аэромагнитной изученности за этот период, на которых те или иные отчетные карты отнесены к определенному масштабу по кондиционности. Кроме поисково-съемочных работ материалы мелкомасштабных аэромагнитных съемок использовались при продолжавшемся составлении, подготовке к изданию и публикации комплектов полистных карт аномального магнитного поля масштаба 1:200 000 в графиках и изолиниях, а также масштаба 1:1 000 000 в изолиниях [20, с 120].

В 1974 году под научной редакцией З.А. Макаровой была издана сводная карта аномального геомагнитного поля территории Казахстана в масштабах 1:1000 000 и 1:200 000. В 1978 г. З.А. Макаровой была опубликована объяснительная записка к этой карте, которая явилась завершающим этапом многолетнего труда картосоставительских партий по составлению и подготовке к изданию комплектов магнитных карт масштаба 1:200 000 и 1:1 000 000 [21].

В 2004 году была издана карта аномального магнитного поля (ΔT_a) Казахстана масштаба 1:1000000 под редакцией Б.С.Ужкенова и др. [22].

3.1.2 Результаты исследований региональных геомагнитных аномалий

В поле региональных геомагнитных аномалий территории Центрального Казахстана преимущественно отражаются неоднородно намагниченные горные породы консолидированной земной коры, залегающие на разных глубинах. Дифференцированность горных пород по степени намагниченности, их физической структуре, глубинам залегания определяют морфологию аномального геомагнитного поля Центрального Казахстана, в структуре которого преимущественно отражаются неоднородно намагниченные горные породы консолидированной земной коры, залегающие на разных глубинах. Осадочный чехол, будучи практически немагнитным или слабомагнитным, не изменяет картины поля, создаваемой погруженными частями палеозойских структур. В аномальном геомагнитном поле Центрального Казахстана (выделяемого в границах одноименного щита) наблюдаются самые различные по морфологии геомагнитные аномалии: линейно-вытянутые и дугообразные, извилистые с четко выраженным преобладанием большей оси, чередующиеся с субизометричными, кольцевыми, мозаичными и сложными по конфигурации в плане аномалиями (рисунок 3.1) [20, с. 120].



Условные обозначения. I-Выступы метаморфического фундамента; II-Каледонские складчатые зоны; III-Наложенные герцинские структуры в каледонидах; IV-Герцинская Джунгаро-Балхашская система; V- Балхаш-Илийский позднепалеозойский вулканический пояс.

1-30. Тектонические элементы.

I-Выступы метаморфического фундамента: 1—2 — Улутауский;

II-Каледонские складчатые зоны. Антиклиниории: 6 — Ерментауский, 8 — Бошекульский, 12 — Чингизский мегантиклинорий, 27-Бетпакдалинский, 28-Майкаинский;

Синклиниории: 9—Байконурский, 10 — Селетинский, 11 — Джалаир-Найманский, 29-Баянаульский;

III-Наложенные герцинские структуры в каледонидах: 3 — Тенизская впадина, 4—Джезказганская (Чу- Джезказганская) впадина, 5 — Сарысу-Тенизская зона глыбовых складок; 7 — Каражальский прогиб, 13 —Шидертинская впадина, 17— Карагандинский прогиб; 21¹— 21²—21³—21⁴ девонский краевой вулкано-плутанический пояс.

IV-Герцинская Джунгаро-Балхашская система. Антиклиниории: 14 — Спасский, 16 — Тектурмасский, 18 — Атасуйский, 22 — Актау-Моинтинский, 23 — Северо-Балхашский. Синклиниории: 15 — Нуринский, 19 — Карасорский, 20 — Успенский (с одноименной зоной смятия), 24 — Жаман-Сарысуйский;

V- Балхаш-Илийский позднепалеозойский вулканический пояс: Впадины: 25 — Токрауская, 26 — Калмакэмельская, 30- Баканасская.

Глубинные разломы: Ⓐ-Астанинский, Ⓑ-Западно-Балхашский, Ⓒ-Центрально-Казахстанский, Ⓓ-Западно-Джунгарский, Ⓔ-Коунрад-Борлинский, Ⓕ-Калба-Чингизкий, Ⓖ-Чингизский надвиг, Ⓗ-Жалаир-Найманский, Ⓘ-Спасский, Ⓙ-Успенский, Ⓕ-Западно-Улутауский.

Красные кружки – очаги землетрясений, черные линии – тектонические разломы. Красная линия – исследуемый контур.

Рисунок 3.1 – Фрагмент карты аномального магнитного поля по Центральному Казахстану с элементами тектоники и сейсмичности [20, с.121].

Напряженность геомагнитного поля здесь также испытывает резкие вариации. Встречаются крупные и небольшие по размерам, интенсивные и малоинтенсивные аномалии, с низким и высоким градиентом изменения значений напряженности [20, с. 120].

Линейные аномальные зоны. Образуют протяженные линейно-вытянутые или дугообразные аномалии. Однако нередки случаи, когда в составе этих зон выделяются изометричные и полигональной формы аномалий ΔT_a с повышенными или пониженными значениями, располагающимися цепочками, кулисообразно или четко ориентированные в определенном направлении [23].

Этот тип аномалий приурочен к крупным по размерам антиклинальным структурам, глубинным разломам в регионе исследований [20, с. 121].

Наибольшая контрастность, выраженность или информативность аномалий ΔT_a наблюдается над выходами на дневную поверхность домезозойского фундамента, где в структуре аномального геомагнитного поля четко проявляются такие элементы геологического строения, как магматические образования среднего и основного состава, глубинные разломы, блоки осадочно-вулканогенных формаций, места проявления вторичных изменений горных пород, а также приуроченные к ним некоторые месторождения полезных ископаемых [24].

Примером контрастного отображения разрывной тектоники в положительном аномальном геомагнитном поле (АГМП) Центрального Казахстана с напряженностью от +150 до +600 нТл и более является меридиональный тектонический блок, содержащий интрузивы магнитных верхнекарбоновых лейкогранитов и расположенный в юго-восточной его части блок немагнитных осадочных пород. Приурочен он к фрагменту Центрально-Казахстанского разлома, трассирующегося в юго-восток в северо-западном направлении (Рисунок 3.1). Довольно уверенно проявляется с характерными понижениями АГМП Спасский надвиг (Рисунок 3.1), северо-западные оконечности Чингизского надвига и Калба-Чингизский надвиг-сдвиг (Рисунок 3.1) а также Балхашский и Жалаир-Найманский разломы северо-западного направления, обособляющиеся резкими отрицательными линейными аномалиями ΔT_a [20, с. 121].

В Жалаир-Найманской структурно-тектонической зоне вдоль одноименного разлома наблюдаются очаги землетрясений, зафиксированные в интервале глубин 18-22 км.

Линейная аномальная зона магнитного поля Спасского антиклиниория, приуроченного к одноименному разлому, ориентирована с севера-востока на юго-запад. Напряженность аномалий варьирует в диапазоне -50÷-650 нТл и более. Местами наблюдаются спорадически развитые линейные аномалии положительного знака (+50÷+600 нТл и более). Простижение аномалий ΔT_a полностью согласуется с пространственным позиционированием Спасского антиклиниория [20, с. 121].

На отдельных площадях, расположенных в зоне сочленения последнего с Карагандинской впадиной, наблюдаются очаги землетрясений в интервале глубин 18-24 км. В Улутаусском метаморфическом выступе аномалии Δ Та генетически связаны с интрузиями основного – среднего состава и/или блоками ультрамафитов и эфузивов основного-среднего составов. Отрицательные аномалии геомагнитного поля здесь ориентированы субмеридионально, с юго-востока на северо-запад. Напряженность этих аномалий изменяется в диапазоне $-50 \div -500$ нТл и более. Местами наблюдаются спорадически развитые линейные аномалии положительного знака ($+50 \div +600$ нТл). Ориентация аномалий Δ Та совпадает с простиранием Улутаусского метаморфического выступа. На отдельных площадях этого выступа, расположенных в зоне его сочленения с Жезказганской впадиной, наблюдаются очаги землетрясений, зафиксированные в интервале глубин 14-16 км. В южной части девонского краевого вулкано-плутонического пояса положительные аномалии геомагнитного поля ориентированы субмеридионально. Их интенсивность изменяется в широком диапазоне ($+50 \div +550$ нТл и более). Не наблюдается согласованность в простирации южной части девонского краевого вулкано-плутонического пояса и обособляющихся здесь аномалий Δ Та. Гипоцентры сейсмических событий зафиксированы в интервале глубин $h=1\text{--}15$ км. Аномалии девонского краевого вулкано-плутонического пояса ориентированы дугообразно. На южном фланге этого пояса наблюдается северо-западная их ориентация, на южном – северо-восточная. Простижение аномалий геомагнитного поля согласуется с простиранием девонского краевого вулкано-плутонического пояса. Напряженность отрицательных аномалий Δ Та здесь варьирует в диапазоне $-50 \div -650$ нТл и более. Местами наблюдаются спорадически развитые линейные аномалии положительного знака ($+50 \div +550$ нТл и более). На отдельных площадях наблюдаются очаги землетрясений, зафиксированные в интервале глубин 18-20 км [20, с. 122].

В северо-западной части девонского краевого вулкано-плутонического пояса и Майкаинского антиклиниория обособляются ареалы повышенных значений аномалий сложной полигональной формы с напряженностью до $+600$ нТл и более, чаще вытянутые в северо-западном и субширотном направлениях. Ориентация аномалий совпадает со структурными элементами девонского краевого вулкано-плутонического пояса. Генезис этих аномалий может быть связан с обнажающимися севернее скрытыми интрузивами основного – среднего состава и метасоматическими и метаморфическими изменениями. На северо-востоке Карагандинской впадины, на фоне положительных вариаций АГМП ($+500 \div +600$ нТл), выделяются ареалы инверсии этого поля со значением аномалий геомагнитного поля до $-100 \div -300$ нТл. (Рисунок 3.1 = III). Обращаю на себя особое внимание площади на севере Карагандинской впадины, где над немагнитными породами карбона и юры наблюдается повышение интенсивности АГМП до $+500$ нТл и более, интерпретируемое сравнительно неглубоким залеганием посткарбоновых интрузивов, представителем которых могут быть выходы гранодиоритов в 60 км к северо-западу от п. Шахтинск. На

отдельных площадях, расположенных в зоне сочленения Карагандинской впадины наблюдаются очаги землетрясений, зафиксированные в интервале глубин 14-22 км [20, с. 122].

Изометричные и овальные аномалии. Изометричные, кольцевые и овальные аномалии различных размеров соответствуют штокам, батолитам интрузивных пород, жерлам вулканов и другим локальным геологическим образованиям. Над этими телами наблюдаются локальные изометрические отрицательные аномалии интенсивностью от нескольких сотен до тысячи нТл на фоне индифферентного отрицательного или слабоположительного магнитного поля. В структурных элементах Бощекульского антиклиниория и Шидертинской впадины аномальные геомагнитные поля с напряженностью от -200 до -650 нТл и более представлены локальными изометричными (в том числе кольцевыми) аномалиями ΔT_a , приуроченными к закартированным штокам и массивам нижнепермских сиенодиоритов (восточнее поселков Торгай, Еремтау, Аршалы), аляскитов (например, у поселков Кокдомбак и Баянаул), гранодиоритов (в 40 км к западу от ж.с. Акадыр). В структурных элементах Тенизкой впадины и Сарысу-Тенизкой зоны глыбовых складок, сложенные палеозойскими образованиями, выделяются изометричными либо полигональными положительными аномалиями с напряженностью +100 и +500 нТл и более. Местами интенсивность аномалий здесь увеличивается до +600÷+700 нТл, реже более [20, с. 122].

Генезис аномалий ΔT_a связывается со штоками и массивами нижнепермских сиенодиоритов. Простижение аномалий или аномальных зон можно сгруппировать на северо-восточное, северо-западное и меридиональное направления, не согласующиеся с общей ориентацией Тенизкой впадины и Сарысу-Тенизкой зоны глыбовых складок [20, с. 122-123].

В структурном элементе Успенского антиклиниория в АГМП представляет собой относительно узкую зону субширотной ориентации с напряженностью аномалий +100÷+550 нТл и более. Наблюдается совпадение структурного плана данного антиклиниория и обособляющихся здесь аномалий. Успенский антиклиниорий в АГМП представляет собой зону субширотной ориентации с напряженностью аномалий -200÷-600 и +100÷+550 нТл. Выделяется совпадением простириания магнитных аномалий и тектонических элементов [20, с. 123].

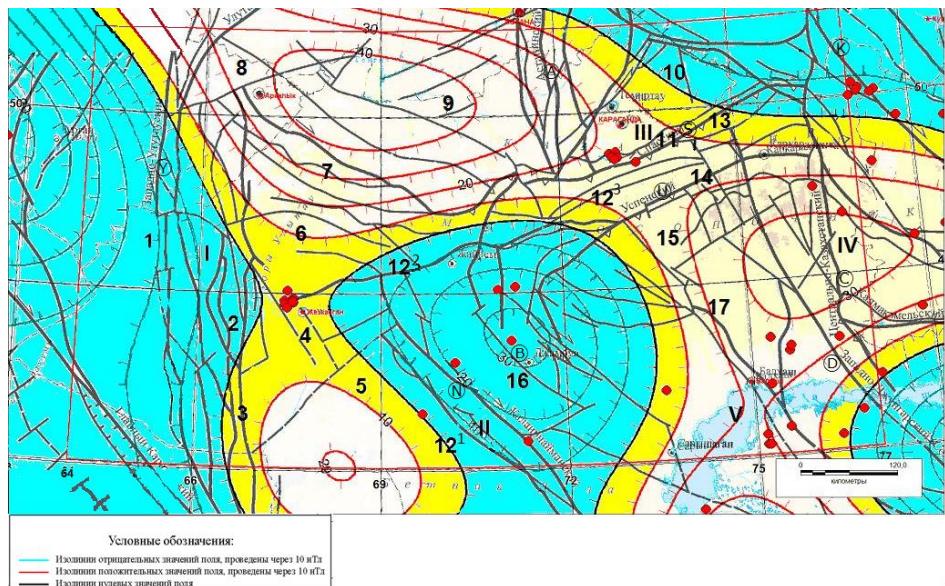
Мозаичные системы аномалий знакопеременного геомагнитного поля.

Образуются в основном мелкими изометричными и неправильными по форме аномальными областями и участками, представляющими совокупность хаотически расположенных положительных и отрицательных аномалий различной интенсивности. Сложный характер АГМП практически не меняется в Северо-Балхашском антиклиниории. Интенсивные геомагнитные аномалии переменных значений (от -200÷-500 нТл до +500 нТл и более) знаков образуют здесь сложной конфигурации в плане аномальные поля, которые связываются с интрузивами Северо-Балхашского (Коунрадского) и Саянского металлогенических районов. К востоку и северо-востоку от Центрально-

Казахстанского и Чингизского тектонических разрывов в аномальном геомагнитном поле обособляется область резко дифференцированных («пестрых») аномалий с четкой тенденцией к северо-западному простианию. Вся эта территория по магнитным данным может быть отнесена уже к Иртышско-Алтайскому складчатому поясу. В аномальном геомагнитном поле Жезказганской впадины представляется возможным проследить четко выраженное смыкание (и частично глубинное продолжение) крупных геологических структур Казахстана. В её северо-западной части закартированы выходы кристаллического фундамента Улутау (Карсакпая); в юго-западной части - северное окончание Большого Карагату; а северо-восточнее и восточнее отмечаются сегменты Атасусской, Чу-Илийской и Жалаир-Найманской зон складчатости. В аномальном геомагнитном поле центральной части этой Жезказганской впадины наблюдается четко выраженная аномалия ΔT_a , вытянутая в северо-западном направлении и состоящая из трех максимумов в $+200 \div +400$ нТл (в 20 км к юго-западу от городов Жезказган и Сатбаев). Данная аномалия, вероятно, вызвана скрытым (неэродированным) интрузивом основного-среднего составов, сыгравшим важную роль в метаморфогенных процессах. На отдельных площадях, приуроченных к зонам разломов и расположенных в зоне сочленения Жезказганской впадины с Улутауским метаморфическим выступом, в интервале глубин 14-16 км зафиксированы очаги землетрясений. Джунгаро-Балхашская область обособляется сложным характером АГМП с интенсивностью аномалий обеих знаков от $-200 \div -500$ до $+50 \div +400$ нТл и более. Простижение этих аномалий здесь слабо коррелируется с ориентацией тектонических элементов. В зонах разломов этой области зарегистрированы очаги землетрясений глубиной 15-22 км [20, с. 123].

В целях получения полной картины о природе магнитовозмущающих объектов исследованы вертикальные компоненты Bz магнитного поля (по данным Е. Нусипова и Н.Б. Узбекова, 2007г.).

Фрагмент схемы вертикальной компоненты Bz Казахского щита (для эпохи 1900 и 2004) был использован для изучения его тектонического строения и представляет собой систему изолиний отрицательных и положительных значений, образующих обширные максимумы и минимумы (Рисунок 3.2) [25].



1-30. Тектонические элементы. Красные кружки – очаги землетрясений, черные линии – тектонические разломы. Красная линия – исследуемый контур.

Рисунок 3.2 – Фрагмент схемы вертикальной компоненты Вz магнитного поля литосферы Казахстана, по модели MF РОММЕ для эпохи 2001г. Масштаб 1:5000000 с выделенным исследуемым контуром и очагами землетрясений.

Их конфигурация, ориентация и максимальные амплитуды позволяют разделить регион исследований на ряд областей. Так, из схемы следует, что исследуемый район Центрального Казахстана охарактеризован пониженными значениями геомагнитного поля с минимумами от -10 до -40 нТл, приуроченными к Окраинному вулканическому поясу и Актау-Моинтинскому.

С запада (Улутауский метаморфического выступ, Жезказганский впадина, южная часть девонского краевого вулкано-плутонического пояса), севера (Тенизская впадина, Майкаинский антиклиниорий) и с востока (Успенский и Жаман-Сарысуйский синклиниории, Джунгаро-Балхашская область) к ней прилегают обширные области положительного геомагнитного поля.

В целом, фрагмент схемы вертикальной компоненты Вz магнитного поля Казахского щита интересен тем, что характер изолиний совпадает с характером изолиний вертикальной скорости современных движений земной коры по данным наземного нивелирования, полученных в результате многолетних наземных нивелировочных работ, проведенных Казгеодезией.

Этот факт означает взаимосвязь с большой вероятностью состояния намагниченности глубинных слоев земной коры с полями современных движений. Поскольку с глубиной основность горных пород возрастает, отсюда прослеживается очевидная связь геотермического поля с магнитной восприимчивостью.

Известно, что точка Кюри для горных пород составляет несколько сотен градусов. Поэтому, слабые и отрицательные поля могут соответствовать

нагретым породам коры, а менее нагретые образуют положительные поля, намагничиваясь в поле дипольной токовой компоненты основного планетарного поля Земли.

В заключение, на основании вышеизложенного, представляется возможным сформулировать следующие выводы:

1. Аномальное геомагнитное поле Центрального Казахстана обусловлено неоднородно намагниченными горными породами, залегающими на разной глубине в консолидированной земной коре [20, с. 125].

2. Высокая дифференцированность АГМП отражает геологическую структуру Казахского щита и, в целом, индицирует генетические и тектономагматические аспекты его геологического строения [20, с. 125].

3. Морфология, напряженность и размеры геомагнитных аномалий предоставляют возможность проведения идентификации и геологического прогноза, тогда как дифференцированность этих аномалий, их градиентность характеризуют качественные (структурные) признаки магнитовозмущающих тел [20, с. 125].

4. На территории Казахского щита наблюдаются самые различные по своим параметрам магнитные аномалии: линейно-вытянутые и дугообразные, извилистые с четко выраженным преобладанием большей оси, полигональные, субизометрические, овальные, кольцевые, мозаичные и сложные по конфигурации в плане; интенсивные и малоинтенсивные; низко- и высокоградиентные (контрастные); наконец, крупные и весьма незначительные по площади [20, с. 125].

5. АГМП Казахского щита отображает разную степень намагниченности горных пород, а также их относительное взаиморасположение, структуру и глубину залегания. Кроме того, через изменения магнитных свойств, вызванных kontaktово-метасоматическими, метаморфическими и гидротермальными процессами, аномалии этого поля до некоторой степени включают в себя результаты рудообразовательного, магматического и литологического последствий становления площадей [20, с. 125].

6. Аномальное геомагнитное поле Центрального Казахстана коррелируется с сейсмической активностью и современными движениями земной коры. Очаги землетрясений приурочены к глубинным разломам или узлам разломов и характеризуются резкой сменой знака напряжённости и ориентации магнитных аномалий. Наибольшее количество сейсмических событий приурочено к разломам, разграничитывающим тектонические блоки с разными по интенсивности и знаку аномалиями геомагнитного поля [20, с. 125].

3.2 Анализ гравитационного поля Центрального Казахстана

3.2.1 История исследований аномалий гравитационных полей

Первые гравиметрические исследования на территории Казахстана были выполнены в период 1929-1932 годы. Результаты определений силы тяжести использовались для решения задач региональной геологии и тектонического районирования.

В 1953 году Д.Н. Казанли была составлена гравитационная карта, на которой впервые показан региональный Центрально-Казахстанский гравитационный минимум (ЦКГМ), охватывающий районы железомарганцевого, свинцово-цинкового и редкометалльного оруденения. Последнее обстоятельство обусловило активное изучение геологической природы этой аномалии.

В 1984 году под редакцией Т.А.Акишева и И.Ю.Шнейдера издан комплект карт гравитационного поля и его составляющих, который стал результатом цифрового преобразования растрового варианта карты поля силы тяжести масштаба 1:1 500 000. Процедура преобразования заключалась в создании линейной прямоугольной матрицы значений поля силы тяжести, обеспечивающей его сглаживание применительно к масштабу 1:5 000 000, в привязке этой матрицы к выбранной сетке географических координат и разделении наблюденного поля на ортогональные составляющие. В целом, гравиметрические карты Казахстана отличаются высоким качеством. Примерно 90% его территории покрыто кондиционными гравиметрическими съемками масштаба 1:200 000, а рудные районы охвачены съемками масштаба 1:50 000 и крупнее. Не является исключением и территория Центрального Казахстана. По материалам этих съемок составлены и большей частью изданы гравиметрические карты масштаба 1:500 000 в редукции Буге с плотностью 2,3 г/см³ и 2,67 г/см³ (И.Ю. Шнейдер, 1981-1990 г.г.). Изданые карты сопровождались картами трансформаций гравитационного поля: региональной и локальной составляющей, вертикальной и горизонтальной производной аномалии Буге. При изучении особенностей гравитационных аномалий Центрального Казахстана за основу приняты гравиметрические карты наблюденного поля масштаба 1:500 000 и 1:1 500 000, поскольку они содержат наиболее полную информацию, как об этом регионе, в целом, так и его отдельных сегментов [26].

В целом, анализ распределения аномалий гравитационного поля и их соответствие геологическим структурам имеет важное информационное значение при решении задач его комплексирования с результатами региональных сейсмологических, геотектонических и геодинамических исследований.

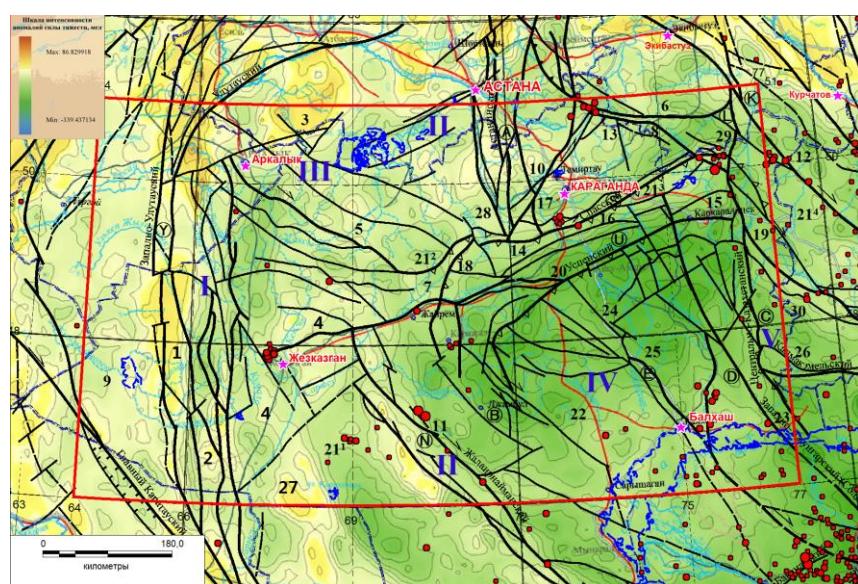
3.2.2 Региональная составляющая поля силы тяжести

Карты региональной составляющей поля силы тяжести в сочетании с данными других потенциальных полей и структурно-тектоническими схемами

легли в основу формирования представлений о характере распределения неоднородностей в нижней части земной коры и верхних горизонтах мантии, в интервале глубин от 30 до 150 км [26, с.52].

Поле силы тяжести (Рисунок 3.3) представлено в изоаномалах с сечением 10 мГал в направлении изменения значений от отрицательных к положительным. Диапазон значений поля от - 334 мГал до +87 мГал.

Вместе с тем, несмотря на то, что региональное гравитационное поле хорошо отображает блоковую (в плане) структуру тектоносферы, для привязки выделенных неоднородностей по разным уровням глубин требуется привлечение независимых данных по магнитотеллурическим, сейсмическим, сейсмотомографическим, геологическим и др. Методам [26, с.52].



I-Выступы метаморфического фундамента; II-Каледонские складчатые зоны; III-Наложенные герцинские структуры в каледонидах; IV-Герцинская Джунгаро-Балхашская система; V- Балхаш-Илийский позднепалеозойский вулканический пояс.

1-30. Тектонические элементы.

Красные кружки – очаги землетрясений, черные линии – тектонические разломы. Красная линия – исследуемый контур.

Рисунок 3.3 – Схема региональной составляющей поля силы тяжести, совмещенная с очагами землетрясений (по данным Нусипова Е., Белоусова Н.П., Шацилова В.И. - 2007; Мазаровича А.О. — 2006) [23]

Только с привлечением комплекса этих данных представляется возможным выделение глубинных магматических очагов, погруженных блоков сиалического фундамента, тел гранулитов основного состава, приращения базальтового слоя (коро-мантийные смеси), верхушки мантийных плумов и т.п. Схема региональной составляющей поля силы тяжести (Рисунок 3.3) Центрального Казахстана представлена в изоаномалах с сечением 10 мГал.

Диапазон изменений значений аномалий гравитационного поля варьирует от -115 мГал до +45 мГал. Поле региональной составляющей силы тяжести интегрально отображает все многообразие геологического строения литосфера этого крупного региона по латерали и глубине. В пределах Казахского щита в региональном гравитационном поле выделяется крупный минимум, известный как Центрально-Казахстанский гравитационный минимум (ЦКГМ), охватывающий территорию более 300 тыс. км² и имеющий форму овала, вытянутого в северо-восточном направлении. ЦКГМ характеризуется сильно изрезанным средним по интенсивности отрицательным гравитационным полем, в котором прослеживаются полигональные и линейно-вытянутые аномалии Δg_a со значениями интенсивности от -80 до -100 мГал и более. Наиболее глубокий гравитационный минимум приурочен к Успенскому, Жаман-Сарысуйскому и Акжол-Аксоранскому синклиниориям, где по данным обособляются площади развития наличие маломощной (до 10 км) активной мантии [26, с.52].

С поверхности территории ЦКГМ отвечают разнородные геологические структуры: в его краевых частях получили распространение ранние каледониды Северного Казахстана, поздние каледониды Чингиз-Тарбагатая, в центральной части – ранние и поздние герциниды Джунгаро-Балхашской системы, в юго-западной части – Актау-Джунгарский террейн докембрийских пород (по Мазаровичу А.О.; 2006), в восточной – наложенный позднепалеозойский Балхаш-Илийский наземный позднепалеозойский вулкано-плутонический пояс (в составе Токраусской, Баканасской и Калмакэмельской впадин (Рисунок 3.3) [26, с.53].

По мнению Д.Н. Казанли (1959), И.П. Беневоленского, Е.И. Паталахи (1975) и других резкое снижение интенсивности гравитационного поля в центральной части ЦКГМ обусловлено низкой плотностью верхнего слоя земной коры, сложенного широко развитыми интрузиями гранитоидов и вулкано-плутонических комплексов Балхаш-Илийского пояса пониженней плотности [27].

В своей северной части ЦКГМ компенсируется расчетным гравитационным минимумом, который соответствует совпадающим в разрезе прогибам поверхностей гранитно-метаморфического, гранулит-базитового слоев и границы Мохо. В ретроспективе геологическая природа ЦКГМ также увязывалась и с другими факторами: а) прогибом поверхности Мохо (Казанли Д.П., Попов А.А., Антоненко А.Н., 1959; Морозов, Бродовой В.В., Бекжанов Г.Р., Колмогоров Ю.А., 1963 и др.); б) проявлением позднепалеозойского орогенеза (Беневоленский И.П., 1968); в) арочным эффектом земной коры при просадке кровли верхней мантии (Бекжанов Г.Р., Любецкий В.Н., Полевая Л.П., 1975); г) удвоением мощности земной коры при масштабных надвигах (Кошкин В.И., 1991) [28].

По представлениям Любецкого В. Н., Любецкой Л. Д., Науменко А. В. (1989), Акылбекова С.А. (1996), Шабалиной Л. (2005), Истековой С.А. (2007) ЦКГМ фиксирует области внутриконтинентального рифтогенеза, сформировавшиеся в области сопряжения нескольких литосферных микроплит

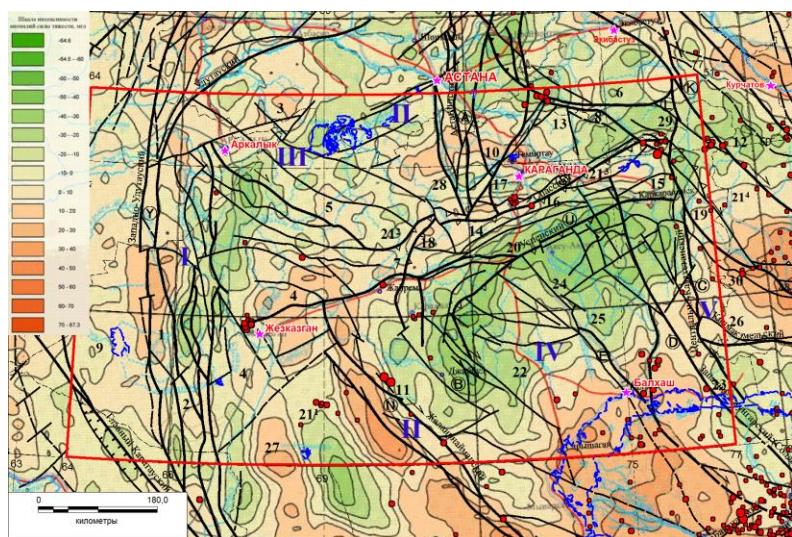
с древним сиалическим цоколем в основании: Северо-Казахстанской с севера, Актау-Джунгарской (Балхашской) с юга, Иссыккульско-Мойынкумской с юго-запада, Чингиз-Тарбагатайской- с северо-востока. Территориально ЦКГМ соответствует площади палеорифтовой системы, охватывающей Нуринский, Карасорский, Успенский, Жаман-Сарысуйский; Токрауский, Калмакэмельский и Баканасский синклиниории, Спасский, Тектурмасский, Атасуйский, Актау-Моинтинский, Северо-Балхашский антиклиниории (Рисунок 3.3). Аналогичные ЦКГМ гравитационные минимумы высокой интенсивности характерны для многих внутриконтинентальных рифтовых систем, например, Восточно-Африканской, Байкальской и т.п. Многообразие приведенных точек зрения свидетельствует о том, что проблема дальнейшего изучения природы ЦКГМ сохраняет свою актуальность [26, с.54].

С севера, запада и северо-востока ЦКГМ ограничен *девонским краевым вулкано-плутоническим поясом* с напряженностью отрицательных аномалий Δg до -90 мГал. Пространственно к нему тяготеют высокоградиентные зоны изменения региональной составляющей поля силы тяжести (Рисунок 3.3). Еще дальше к северу обособляется крупная область промежуточных значений знакопеременных аномалий гравитационного поля, распространяющихся на зоны каледонской складчатости (в составе Ерментауского, Бощекульского и Майкаинского антиклиниориев и Байконурского, Селетинского, Джалаир-Найманского, Баянаульского синклиниориев), а также наложенных герцинских структур в каледонидах (Тениская и Жезказганская впадины, Шидертинский, Каражальский и Карагандинский прогибы). Здесь напряженность аномалий Δg переменного знака составляет $+15 \div -60\text{--}70$ мГал (Рисунок 3.3). Характерной особенностью западной части карты региональной составляющей поля силы тяжести является цепь интенсивных линейно-вытянутых минимумов, простирающихся в меридиональном направлении и контролирующих структуры Улутау, характеризующиеся высокой дислоцированностью пород. Интенсивность аномалий региональной составляющей гравитационного поля здесь достигает $+25\text{--}40$ мГал. На востоке Казахский щит граничит со складчатыми системами Чингиз-Тарбагатая (-30-45 мГал), восточным окончанием девонского краевого вулкано-плутонического пояса (-25-30 мГал) и структурами Балхаш-Илийского позднепалеозойского вулкано-плутонического пояса (Калмакэмельской и Баканасской впадинами) с интенсивностью аномалий Δg до -110 мГал. С юга и юго-востока Казахский щит обрамляется Чуйской (+10-190 мГал), Прибалхашской, Зайсанской (-200-260 мГал), Джаркентской (-300-325 мГал), Алакольской (-170-200 мГал) впадинами, которые расположены за пределами рассматриваемой территории и фиксируются четко выраженными отрицательными аномалиями [26, с.54].

3.2.3 Внутрикоровая составляющая поля силы тяжести

Карта внутрикоровой составляющей поля силы тяжести (остаточная составляющая первого порядка) позволяет разделить по плотности внутрикоровые неоднородности и ранжировать по глубине проникновения

зоны тектонических нарушений (Рисунок 3.4). Карта представлена в изолиниях с сечением 10 мГал и характеризует внутреннюю структуру консолидированной коры на глубину до 20 км. Карта построена в результате пересчета в верхнее полупространство и использована для выявления аномалиеобразующих тел в структуре гранитно-метаморфического и гранулит-базитового слоев. ЦКГМ выделяется только в своей северной части в составе Нуринского, Карасорского, Успенского - 60 мГал, Жаман-Сарысуйского синклиниориев $-40 \div -60$ мГал и Актау-Моинтинского антиклиниория $-20 \div -30$ мГал, где интенсивность отрицательных аномалий Δg_a составляет $-10 \div -60$ мГал (Рисунок 3.4). Вне контура ЦКГМ отрицательные аномалии внутрикоровой составляющей поля силы тяжести наблюдаются на отдельных площадях Жезказганского и Баянаульского прогибов, Сарысу-Тенизской зоны глыбовых складок, девонского краевого вулкано-плутонического пояса, Улутауского массива с напряженностью отрицательных гравитационных аномалий $-5 \div -40$ мГал. На остальной территории Казахского щита распределение внутрикоровой составляющей поля силы тяжести фиксирует избыток плотностных масс, проявляющийся в разнонаправленных, сильно изрезанных аномалиях положительного знака с напряженностью поля $+20 \div +70$ мГал (Рисунок 3.4) [26, с.54].



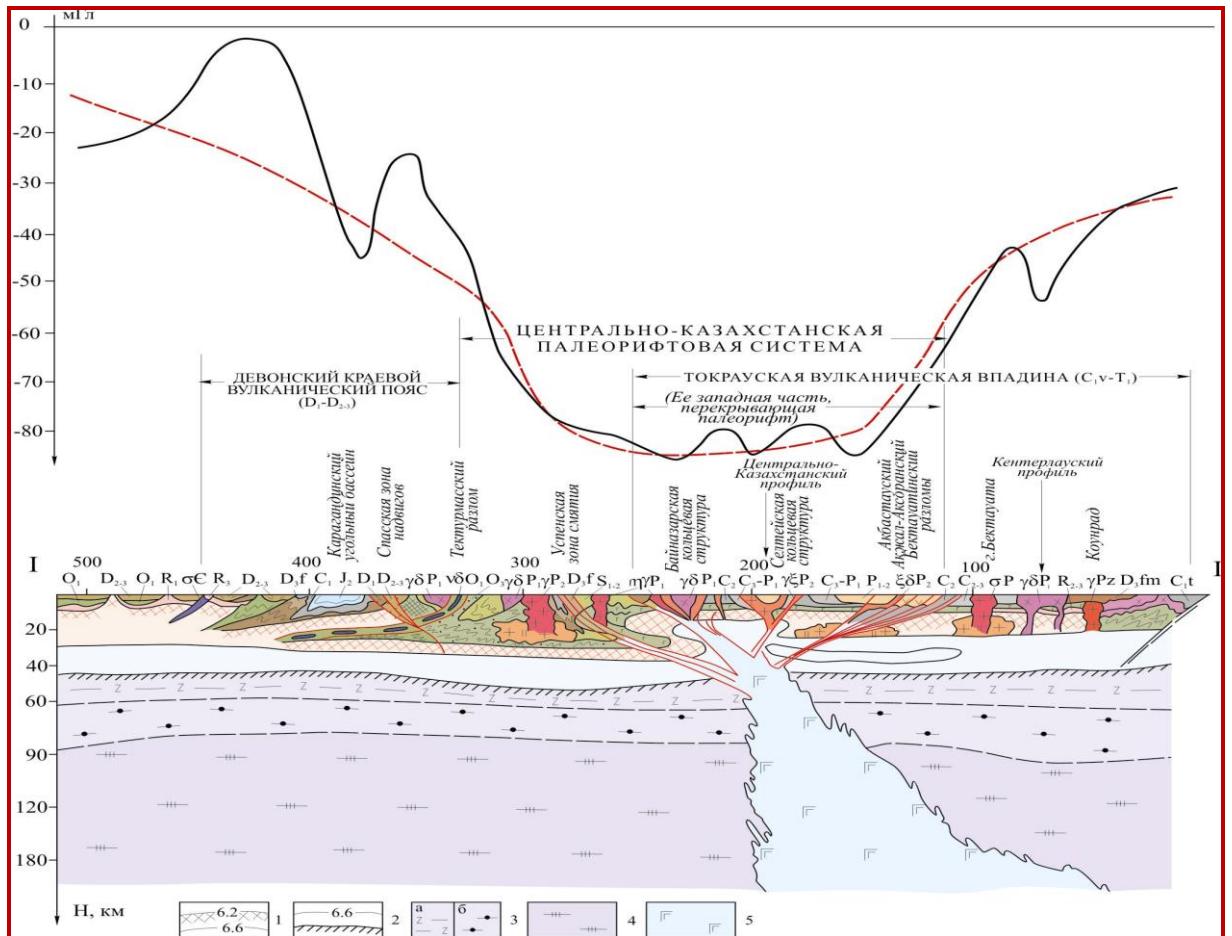
I-Выступы метаморфического фундамента; II-Каледонские складчатые зоны; III-Наложенные герцинские структуры в каледонидах; IV-Герцинская Джунгаро-Балхашская система; V- Балхаш-Илийский позднепалеозойский вулканический пояс.

1-30. Тектонические элементы. Красные кружки – очаги землетрясений, черные линии – тектонические разломы. Красная линия – исследуемый контур.

Рисунок 3.4 – Схема внутрикоровой составляющей поля силы тяжести, совмещенная с очагами землетрясений (по данным Нусипова Е., Белоусова Н.П., Шацилова В.И.; 2007, Мазаровича А.О.- 2006) [26, с.55]

Конфигурация и размеры этих аномалий изменяются в сложной совокупной зависимости от деталей внутренней структуры и состава складчатого фундамента [26, с.55].

Результаты моделирования глубинного строения Центрально-Казахстанской палеорифтовой системы по комплексу геолого-геофизических данных свидетельствуют, что в её юго-восточной части характер гравитационных аномалий связан, вероятно, с подъемом мантийного вещества и внедрением его в земную кору [27, с.5; 29].



Глубинные слои литосферы: 1 - гранитно-метаморфический; 2 - ранулит-базитовый. Верхняя мантия (фации глубинности): 3 - гарцбургитовая, плагиоклаз-перидотитовая альпинотипная - а; шпинель-перидотитовая - б; 4 - гранат-лерцолитовая; 5 - габбро-пироксенитовая.

Рисунок 3.5 – Геологическая модель строения литосферы Центрально-Казахстанской палеорифтовой системы (по Истековой С.А., 2007г.) [27, с.5; 30]

Здесь установлена положительная гравитационная аномалия, отвечающая купольному вздутию земной коры. Путем вычитания расчетной кривой из наблюденной установлена некомпенсированная часть ЦКГМ [26, с.55].

В структуре консолидированной коры выявлено присутствие двух поднятий. Одно из них приурочено к кровле гранитно-метаморфического слоя с

амплитудой 15 км и избыточной плотностью 0,05 г/см³. Другое - связывается с поверхностью гранулит-базитового слоя с амплитудой 20 км и избыточной плотностью слоя 0,1 г/см³. Для того, чтобы скомпенсировать фактически наблюдаемые параметры гравитационного поля, в подкоровый слой на глубинах от 45 до 170 км были введены крутопадающие столбообразные тела, обладающие дефицитом плотности 0,063 г/см³ (Рисунок 3.5) [26, с.55].

Выявленные путем моделирования аномальные плотностные тела, - диапиры в верхней мантии - условно отождествляются с глубинным мантийным плутоном, верхушки которого внедрены в нижнюю кору. Петрографический состав этих диапиров сверху вниз предположительно изменяется от плагиоклазовых до шпинелевых и гранатовых перидотитов.

Внедрение диапиров сопровождалось потоками восстановленного мантийного флюида, раскрытием рифтовых зон, излияниями базальтов повышенной щелочности [26, с.55; 30].

Вызывает интерес факт приуроченности очагов землетрясений к внешнему периметру ЦКГМ. Так, в зоне сочленения Спасского антиклиниория с Карагандинской впадиной гипоцентры землетрясений зафиксированы в интервале глубин 18-24 км. Далее к северо-востоку, на контакте последней с Чингизским антиклиниорием гипоцентры землетрясений выделяются на глубинах 14-22 км. На юго-восточном фланге ЦКГМ, в зоне сочленения Улутаусского выступа с Жезказганской впадиной очаги землетрясений зафиксированы на глубинах 14-16 км [26, с.55].

Во внутренних районах ЦКГМ разрядка тектонических напряжений имела место в полосе сочленения Актау-Мойнтинского антиклиниория с Жалаир-Найманским синклиниорием, вдоль одноименного разлома, где очаги землетрясений зафиксированы в интервале глубин 20-22 км. Здесь же наблюдаются прогибы в рельфе внутрикоровых граней и верхнемантийных границ [26, с.55-56].

На отдельных площадях Джунгаро-Балхашской герцинской системы складчатости сейсмические события зафиксированы на глубинах 15-22 км. В свою очередь характер пространственной локализации очагов землетрясений свидетельствует об активных тектонических процессах по плоскостям глубинных разломов на современном этапе развития Казахского щита, имеющих несомненную связь с глубинными деформациями литосферы [26, с.56].

3.2.4 Распределение локальной составляющей поля силы тяжести

Распределение высокочастотной составляющей поля силы тяжести отражает геологические неоднородности Центрального Казахстана и описывает гравитационный эффект от локальных приповерхностных объектов земной коры глубиной до 5-7 км (Рисунок 3.6) [26, с.57].

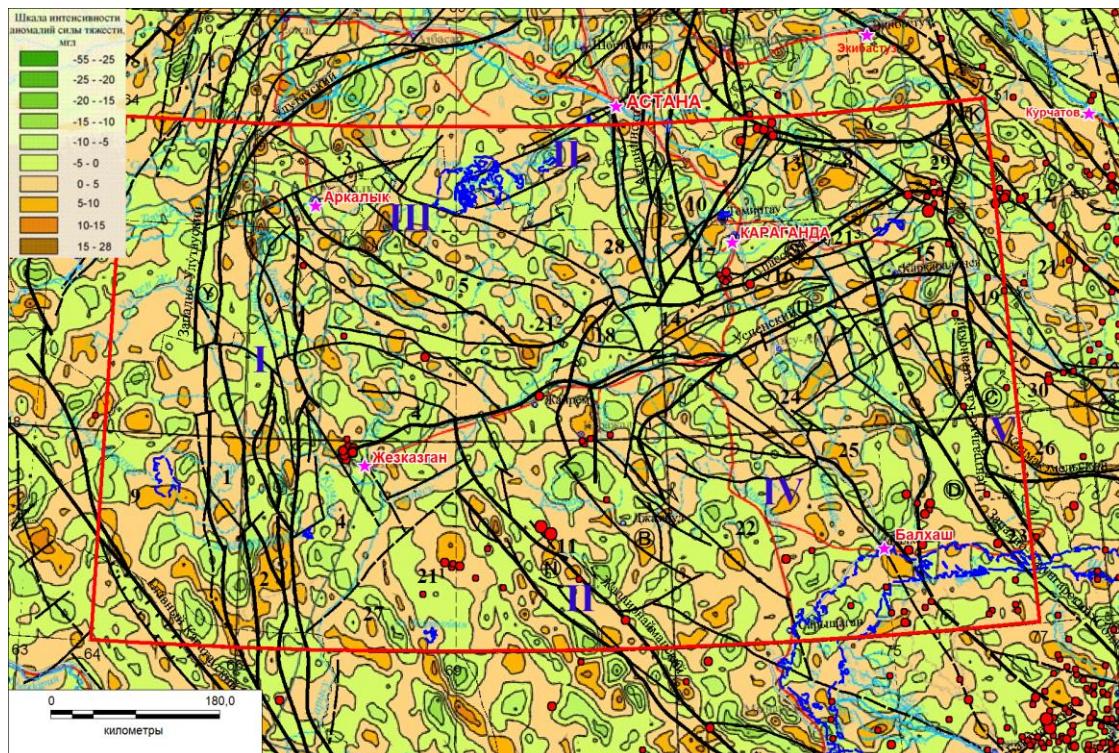
Карта представлена в изоаномалах с сечением 5 мГал и предназначена для пространственной детализации следов деструктивных зон либо локальных плотностных неоднородностей на дневной поверхности с привлечением

комплекса геолого-геофизических данных. На этой карте локальная составляющая силы тяжести проявляется сложным сочетанием положительных и отрицательных аномалий, интенсивность которых изменяется от -55 мГал до +18 мГал при фоновых значениях ± 10 мГал. Форма локальных аномалий Δg_a изменяется от изометричной, полигональной до дугообразной либо линейно-вытянутой, с некоторым превалированием последних. Особенность морфологии аномалий Δg_a , вероятно, имеет неотектоническое содержание [26, с.57].

Линейно-вытянутые аномалии локальной составляющей поля силы тяжести.

Образуют протяженные зоны/системы линейно-вытянутых или дугообразных аномалий. Однако нередки случаи, когда в составе этих зон выделяются аномалии изометричной либо полигональной формы с увеличенными либо пониженными значениями Δg_a , располагающимися кулисообразно или четковидно и ориентированные вдоль разломов. Линейные аномалии, как правило, прослеживаются на десятки и сотни километров и в большинстве случаев приурочены к глубинным разломам и крупным антиклинальным структурам, переживших тектономагматическую активизацию. Наибольшая контрастность и информативность аномалий локальной составляющей поля силы тяжести наблюдается над выходами на дневную поверхность домезозойского фундамента, где в структуре этих аномалий четко проявляются такие элементы геологического строения, как магматические образования среднего и основного состава, глубинные разломы, блоки осадочно-вулканогенных формаций повышенной основности, места проявления вторичных изменений горных пород [26, с.57].

Примером контрастного отображения разрывной тектоники в гравитационном поле локальной составляющей Центрального Казахстана является меридионально вытянутый тектонический блок, содержащий интрузивы верхнекарбоновых лейкогранитов и приуроченный к фрагменту Центрально-Казахстанского разлома, трассирующегося в юго-восток - северо-западном направлении (Рисунок 3.6) с интенсивностью отрицательных аномалий гравитационного поля -5-15 мГал [26, с.57].



I-Выступы метаморфического фундамента; II-Каледонские складчатые зоны; III-Наложенные герцинские структуры в каледонидах: IV-Герцинская Джунгаро-Балхашская система; V- Балхаш-Илийский позднепалеозойский вулканический пояс.

1-30. Тектонические элементы.

Красные кружки – очаги землетрясений, черные линии – тектонические разломы. Красная линия – исследуемый контур.

Рисунок 3.6 – Схема локальной составляющей поля силы тяжести, совмещенная с очагами землетрясений (по данным Нурикова Е., Белоусова Н.П., Шацилова В.И.; 2007) [23]

В контуре развития ЦКГМ в поле отрицательных аномалий Ага контрастно выделяются тектонические нарушения с различной морфологией и простиранием, контролирующие сегментацию Казахского щита на тектонические элементы. На ряде площадей перемещения тектонических блоков по плоскостям этих тектонических нарушений обусловили формирование гравитационных ступеней. Эти тектонические нарушения уверенно коррелируются с характерным отрицательным гравитационным полем Спасский-Ⓐ, Чингизский-Ⓛ и Калба-Чингизский-Ⓕ надвиги, а также Жалаир-Найманский, Западно-Балхашский-Ⓑ-Коунрад-Борлинский-Ⓔ Западно-ДжунгарскийⒹ и Успенский-Ⓤ разломы (Рисунок 3.6) [26, с.57-58].

Линейно-вытянутые отрицательные аномалии гравитационного поля Спасского, Тектурмасского и Атасуйского антиклиниориев, расположенные в полосе Спасского разлома, ориентированы в северо-восточном направлении. Напряженность аномалий локальной составляющей гравитационного поля варьирует в диапазоне $-10 \div -15$ мГал. Простижение гравитационных полей полностью согласуется с пространственным позиционированием Спасского

антиклиниория. Улутауский выход кристаллического фундамента и Бетпакдалинский антиклиниорий хорошо коррелируются с положительным гравитационным полем и генетически связаны с интрузивами основного – среднего состава и/или блоками ультрамафитов и эфузивов основного-среднего составов [26, с.58].

Положительные аномалии гравитационного поля здесь ориентированы субмеридионально. Напряженность этих аномалий изменяется в диапазоне $+10 \div +15$ мГал. Местами наблюдаются спорадически развитые линейные гравитационные поля отрицательного знака (от $-5 \div -10$ мГал) [26, с.58].

В девонском краевом вулкано-плутаническом поясе отрицательные аномалии локальной составляющей гравитационного поля ориентированы дугообразно. На юго-западном и восточном флангах этого пояса наблюдается северо-западная ориентация этих аномалий, на северном – северо-восточная. Простижение аномалий гравитационного поля хорошо коррелируется с ориентацией девонского окраинного вулкано-плутанического пояса. Их интенсивность изменяется в широком диапазоне ($-5 \div -10$ мГал) [26, с.58].

Линейно-вытянутые положительные аномалии Жалаир-Найманского синклиниория ориентированы в общем северо-западном направлении и характеризуются интенсивностью $+10 \div +15$ мГал. Генезис этих аномалий может быть связан со скрытыми интрузивами основного - среднего состава, метасоматическими и метаморфическими изменениями (Рисунок 3.6) [26, с.58].

Успенский и Нуринский синклиниории в гравитационном поле локальной составляющей представляют собой относительно узкую полосу субширотной ориентации, приуроченную к Успенскому разлому и Чингизскому надвигу соответственно со значениями напряженности аномалий $\Delta g_a = -25 \div -50$ мГал. Наблюдается полное совпадение структурного плана данного антиклиниория и обособляющихся здесь аномалий Δg_a [26, с.58].

Изометричные и овальные гравитационные аномалии локальной составляющей поля силы тяжести.

Группирование в виде изометричных либо овальных полигональных аномалий отображает приуроченность их к сводовым поднятиям земной коры, насыщенных интрузивными телами, либо излившимися их аналогами штокам, в т.ч. батолитам, жерлам палевулканов и другим локальным геологическим образованиям, расположенных кулисообразно либо четковидно. Аномалии гравитационного полей отрицательного знака Актау-Мойнтинского антиклиниория ориентированы в северо-западном направлении. Напряженность этих аномалий изменяется в пределах $-20 \div -25$ мГал, а их форма - полигональная с неявно выраженной зональностью. Ориентация аномалий гравитационного поля здесь не согласуется с пространственным расположением Актау-Мойнтинского антиклиниория (Рисунок 3.6) [26, с.58].

Ерментаусский ($0 \div 10$ мГал) антиклиниорий, сложенный палеозойскими образованиями, выделяется изометричными либо полигональными отрицательными аномалиями. Местами интенсивность аномалий здесь увеличивается -15 мГал (Рисунок 3.6). Генезис аномалий связывается со

штоками и массивами нижнепермских сиенодиоритов. Простижение аномалий или аномальных зон можно сгруппировать на северо-восточное, северо-западное и меридиональное направления, не согласующиеся с общей ориентацией Ерментаусского антиклиниория [26, с.58].

Тенизская впадина выделяется присутствием крупных субизометрических максимумов локальной составляющей гравитационного поля с интенсивностью поля $+15 \div +25$ мГал, не согласующихся со структурным планом этой впадины, в том числе с разломами, вытянутыми в субширотном направлении. В некотором роде это свидетельствует о проявлении отдельных фаз тектогенеза после завершения формирования геомагнитного поля Тенизской впадины [26, с.58-59].

В Карагандинской впадине преимущественно развиты изрезанные, полигональной формы аномалии локальной составляющей гравитационного поля с напряженностью до $-5 \div -10$ мГал (Рисунок 3.6), предположительно связанные с неглубоко залегающими посткарбоновыми интрузиями, представителями которых могут быть выходы гранодиоритов в 60 км к северо-западу от п. Шахтинск. Наблюдается корреляция структур Карагандинского прогиба с ориентацией аномалий Δg [26, с.59].

Мозаичные системы аномалий знакопеременного геомагнитного поля образует совокупность изометрических и неправильной формы хаотически расположенных положительных и отрицательных аномалий различной интенсивности [26, с.59].

В Бощекульском и Майкаинском антиклиниориях, Селетинском, Шедертинском и Баянаульском синклиниориях получили распространение слабоинтенсивные знакопеременные аномалии Δg изометрической (в том числе кольцевой) и полигональной формами, приуроченные к закартированным штокам и массивам нижне-пермских сиенодиоритов (восточнее поселков Торгай, Еремтау, Аршалы), аляскитов, гранодиоритов (в 40 км к западу от ж.с. Акадыр) (Рисунок 3.6) [26, с.59].

Сложным характером локальной составляющей гравитационного поля выделяются Северо-Балхашский антиклиниорий, Жаман-Сарысуйский и Токрауский синклиниории. Здесь интенсивность аномалий локальной составляющей гравитационного поля составляет $-10 \div -15$ мГал с последовательным уменьшением в юго-восточном направлении до $0 \div 5$ мГал. Природа этих аномалий связывается с интрузивами Северо-Балхашского (Коунрадского) и Саянского металлогенических районов [26, с.59].

К востоку и северо-востоку от Центрально-Казахстанского и Чингизского тектонических разрывов в гравитационном поле обособляется область слабо дифференцированных аномалий с интенсивностью $-5 \div -10$ мГал, пространственно тяготеющая к Чингизскому антиклиниорию, Калмакэмельскому и Баканасскому синклиниориям (Рисунок 3.6) [26, с.59].

В её северо-западной части закартированы выходы кристаллического фундамента Улутау (Карсакпая); в юго-западной части - северное окончание

Большого Карагату; а северо-восточнее и восточнее отмечаются сегменты Атасусской, Бетпакдалинской и Жалаир-Найманской зон складчатости.

В аномальной гравитационной Жезказганской впадине наблюдаются контрастно выраженные отрицательные аномалии, вытянутые в меридиональном направлении с интенсивностью до $-10\div-15$ мГал, корреспондирующиеся со структурным положением этой впадины (Рисунок 3.6) [26, с.59].

Джунгаро-Балхашская область герцинской складчатости обособляется сложным характером гравитационного поля с интенсивностью аномалий обоих знаков от $-10\div-20$ мГал. Простижение этих аномалий здесь слабо коррелируется с ориентацией тектонических элементов Джунгаро-Балхашской области [26, с.59].

Проведенные исследования по районированию аномалий гравитационного поля и выявлению их связей со структурой фундамента дают основания для следующих *выводов*:

1. В поле региональной составляющей гравитационных аномалий обособляются три крупных литосферных блока, ограниченные зонами высокоградиентных ступеней: а) Центрально - Казахстанский гравитационный минимум (от -105 до -270 мГал); б) область переменных значений аномалий гравитационного поля (от $+15$ до -70 мГал), приуроченная к зонам каледонской складчатости и частично к наложенным герцинским структурам в каледонидах; в) Улутауский относительный гравитационный максимум (до $+25\div+40$ мГал) [26, с.59];

С поверхности этим блокам отвечают разнородные геологические структуры: блоки докембрийских пород, ранние и поздние каледониды, ранние и поздние герциниды верхнепалеозойские вулкано-плутонические пояса. На ранних стадиях изучения Центрального Казахстана генезис гравитационных аномалий увязывался с прогибом поверхности Мохо, проявлением позднепалеозойского орогенеза, удвоением мощности земной коры при масштабных надвигах и др. концепциями. На более поздних стадиях изучения – доминируют представления о прямых связях характера распределения гравитационных аномалий с процессами палеозойского внутриконтинентального рифтогенеза, что подтверждается присутствием здесь региональных разуплотненных объектов в верхней мантии, пространственно совпадающих с зонами пониженных скоростей, низких электрических сопротивлений и повышенных тепловых параметров. Формирование региональных разуплотненных объектов в верхней мантии, вероятно, увязывается с подъемом мантийного вещества и внедрением его в земную кору. Эти процессы сопровождались потоками восстановленного мантийного флюида, раскрытием рифтовых зон, излияниями базальтов повышенной щелочности [26, с.59-60].

2. На уровне внутрикоровых неоднородностей наблюдается усложнение картины распределения аномалий гравитационного поля, увеличивается степень их дифференцированности по морфологии,

простиранию и напряженности, что является отображением широкого разнообразия геологических тел на уровне гранитно-метаморфического и гранулит-базитового слоев. При этом, площадь распространения отрицательных гравитационных аномалий существенно сократилась в размерах [26, с.59-60].

3. Распределение локальной составляющей гравитационного поля показывает сильно изменчивые по латерали гравитационные аномалии, значения интенсивности которых варьируют в относительно узком диапазоне от -5+5 мГал. Это отображает высокочастотны гравитационный эффект от локальных приповерхностных объектов земной коры глубиной до 5-7 км; детализирует представления о строении приповерхностных неоднородностей земной коры. Форма локальных аномалий изменяется от изометричной, полигональной до дугообразной либо линейно-вытянутой, с некоторым превалированием последних. Эта особенность, по всей вероятности, имеет неотектоническое содержание [26, с.59-60].

4. По периметру ЦКГМ, а также в Токрауской впадине наблюдается увеличенная концентрация очагов землетрясений и присутствие высокоградиентных зон гравитационных аномалий, возможно, связанных с передвижением литосферных блоков [26, с.59-60].

3.3 Тепловые поля Центрального Казахстана

3.3.1 История исследования тепловых полей

Важным этапом в становлении и развитии геотермических исследований в Центральном Казахстане стало общесоюзное научное совещание в 1956 году (г.Москва), которое в числе прочих регионов показало важность геотермических исследований на данной территории Казахстана, раскрыло состояние исследований в данном направлении и наметило дальнейшие задачи в области изучения и использования подземного тепла.

В 1961 году, учитывая научное и практическое значение геотермических исследований, Отделение наук о Земле (ОНЗ) АН СССР создало комиссию по гидрогеологии и геотермике под председательством Ф. А. Макаренко, преобразованную в январе 1964 года в Научный Совет по геотермическим исследованиям АН СССР [31].

В марте 1964 года ОНЗ АН СССР и Научным Советом, при участии союзного министерства геологии были рассмотрены задачи картирования геотемпературных полей и изучения гидротермальных ресурсов, а также разработки теоретических проблем теплового состояния и истории Земли, методик и техник проведения геотермических исследований. Последние применялись при решении геолого-поисковых и горно-промышленных задач; изучении кондуктивного теплового потока, роли подземных вод в перераспределении глубинного тепла и тому подобное [32].

На современном этапе проблематика геотермических исследований представлена следующими основными направлениями: а) теоретические исследования, б) разработка аппаратуры и методики геотермических измерений, в) региональные исследования, г) прикладные исследования [32, с.356].

История развития этих направлений в Центральном Казахстане в той или иной степени освещена в работах В.Н. Любецкого, Л.Д. Любецкой, Я.Б. Смирнова, Е.А. Любимова, С.А. Истековой и других авторов, сведения из которых использованы при анализе пространственного распределения геотермических аномалий в Центральном Казахстане [33].

3.3.2 Тепловые потоки

В отличие от других геофизических полей (гравитационного, магнитного, электрического, радиоактивного), основные параметры теплового поля Земли для тектонических элементов Центрального Казахстана изучены недостаточно. Это объясняется, прежде всего, большой трудоемкостью геотермических исследований и необходимостью измерять температуру земных недр в достаточно глубоких скважинах или горных выработках. В связи с вышеизложенным, важно отметить, что температура в верхних слоях земной коры зависит от распределения источников тепла, условий теплопереноса и значения теплового потока [32, с.356].

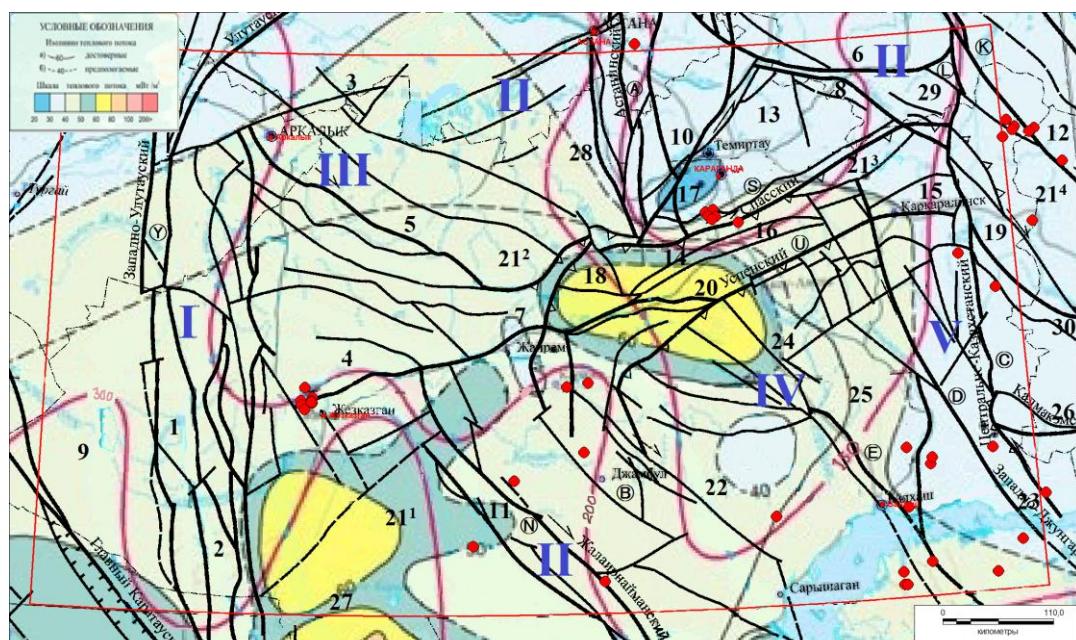
Взгляды исследователей на роль, характер и вклад в формирование температурного режима каждого из этих параметров значительно разнятся. По мнению [34] тепловой поток или плотность теплового потока оказывает определяющее влияние на температуру в земной коре.

Для регионов Центрального Казахстана в распределении теплового потока четко проявляется контрастная зональность значений.

В первую очередь обращают на себя внимание две крупные области увеличенных значений теплового потока, характеризующиеся экстремально высокими значениями 50-60 мВт/м² и участками до 80 мВт/м² (Рисунок 3.7).

Одна из них (с размерами более 280 км²) субизометричной (овальной) формы вытянута в северо-западном направлении и пространственно приурочена к Спасскому и Атасуйскому антиклиниориям, Успенскому синклиниорию (Рисунок 3.7) [32, с.356].

Определенный интерес вызывает факт несовпадения простирания данной области увеличенной плотности теплового потока с ориентацией выделенных здесь глубинных разломов (Успенским, Спасским и др.) [32, с.356].



I-Выступы метаморфического фундамента; II-Каледонские складчатые зоны; III-Наложенные герцинские структуры в каледонидах; IV-Герцинская Джунгаро-Балхашская система; V- Балхаш-Илийский позднепалеозойский вулканический пояс.

1-30. Тектонические элементы.

Красные кружки – очаги землетрясений, черные линии – тектонические разломы. Красная линия – исследуемый контур.

Рисунок 3.7 – Схема теплового потока и температуры земной коры на глубине до 10 км территории Центрального Казахстана [По данным Нусипова Е., Узбекова Н.Б. (2007г.) с дополнениями по Мазаровичу А.О.- 2006г.)] [32, с.357].

С некоторой долей допущения можно предположить, что аномальные значения тепловых потоков здесь связаны не с глубинным тепломасспереносом по плоскостям глубинных разломов, а с источниками тепла, размещенными в верхней части консолидированной коры и генетически связанными, возможно, с радиоактивными рудами Бетпакдала-Чу-Илийской урановорудной провинции. Последняя характеризуется выходами на дневную поверхность геологических формаций палеозойского возраста, отличающихся повышенными фоновыми содержаниями урана и тория [32, с.356].

Выявленные здесь месторождения, относятся к эндогенному гидротермальному типу и характеризуются средними содержаниями урана в рудах 0.1 – 0.5%. Рудные тела гидротермальных месторождений имеют самые различные размеры, прослеживаясь по простирианию на десятки-сотни метров при различной, но обычно небольшой (до первых десятков метров) мощности. Залегают они на различных глубинах – от приповерхностных до нескольких сотен метров. Размер металлогенических полей по площади не превышает первых квадратных километров [35].

Вторая область аномально высоких значений тепловых потоков (с размерами более 1110 км²) выделяется между Жалаир-Найманским и Улутауским глубинными разломами и территориально тяготеет к Жаман-Сарысуйскому синклиниорию, северному окончанию Бетпакдалинского антиклиниория, южной части Жезказганской впадины и южному фрагменту девонского краевого вулкано-плутанического пояса (Рисунок 3.7) [32, с.357].

В отличие от первой области, здесь морфология аномальной области тепловых потоков согласуется с характером проявления дизъюнктивной тектоники, где по плоскостям глубинных разломов допускаются процессы глубинного тепломасспереноса [32, с.357].

Большая часть каледонско-герцинских складчатых зон Центрального Казахстана, Улутауского выступа метаморфического фундамента и Балхаш-Илийского позднепалеозойского вулкано-плутонического пояса характеризуется нормальными (фоновыми) значениями теплового потока (40-50 мВт/м²) [32, с.357].

Территории Ерментауского, Бощекульского антиклиниориев, Баянаульского и Селетинского синклиниориев, Шидертинской впадины характеризуются развитием каледонского складчатого фундамента и обособляются минимальными значениями теплового потока (30-40 мВт/м²). Повидимому, на этих территориях получила развитие «холодная» консолидированная кора, не прогретая эндогенными термальными флюидами. Экстремально низкие тепловые потоки зафиксированы в Карагандинской впадине (до 20 -30 мВт/м²) [32, с.357-358].

3.3.3 Геотермические аномалии консолидированной коры на срезе 10 км

На срезе глубин 10 км обращает на себя внимание крупная область пониженных температур земной коры (100–150°C), охватывающая

Карагандинский прогиб, Спасский, Тектурмасский, Атасуйский, Актау-Моинтинский антиклиниории, Нуринский, Успенский, Жаман-Сарысуйский синклиниории, Токраускую впадину. Большая часть этих тектонических элементов входит в состав Центрально-Казахстанского гравитационного минимума (Рисунок 3.7) [32, с.358].

Морфологически данная область пониженных температур имеет вид вытянутого и расширяющегося к северу конуса, простирающегося в меридиональном направлении. Вершина конуса обособляется в пределах Центрального Казахстанского гравитационного минимума (ЦКГМ). Внешние контуры области пониженных геотермических аномалий контролируются фрагментами систем тектонических разломов: в её северо-восточной части - Астанинским разломом, в восточной - Центрально-Казахстанским разломом. Большая часть основных тектонических нарушений имеет северо-восточное простирание и не согласуется с ориентацией геотермических аномалий (Рисунок 3.7). Северная половина области пониженных геотермических аномалий сложена образованиями каледонской складчатости, южная - ранними и поздними герцинидами. На границе областей с разновозрастным фундаментом выделяются очаги землетрясений. В западном направлении проявляется тренд увеличения значений геотермических аномалий до 200°C и более на срезе 10 км. Территориально значениями геотермических аномалий 150-200°C отмечаются Сарысу-Тенизская зона глыбовых складок, Каражальский прогиб, северная часть девонского краевого вулкано-плутонического пояса, Северо-Балхашский антиклиниорий, Джезказганская, Калмакэмельская и Баканасская впадины, Чингизский мегантиклиниорий (Рисунок 3.7). Аномально высокими значениями температур (до 300°C и более) земной коры на глубине 10 км обособляются Байконурский синклиниорий, северная часть Бетпакдалинского антиклиниория, южные части девонского краевого вулкано-плутонического пояса и Жезказганской впадины. По периметру ЦКГМ и в пограничной зоне областей с каледонским и герцинским возрастом консолидации фундамента проявляется сейсмичность – индикатор активных тектонических процессов. Таким образом, в распределении температур на срезе глубин 10 км четко проявляется тренд увеличения температур от 100 до 300°C в западном направлении, что, в целом, можно объяснить повышением свойств теплопроводности горных пород в составе консолидированной коры [32, с.358].

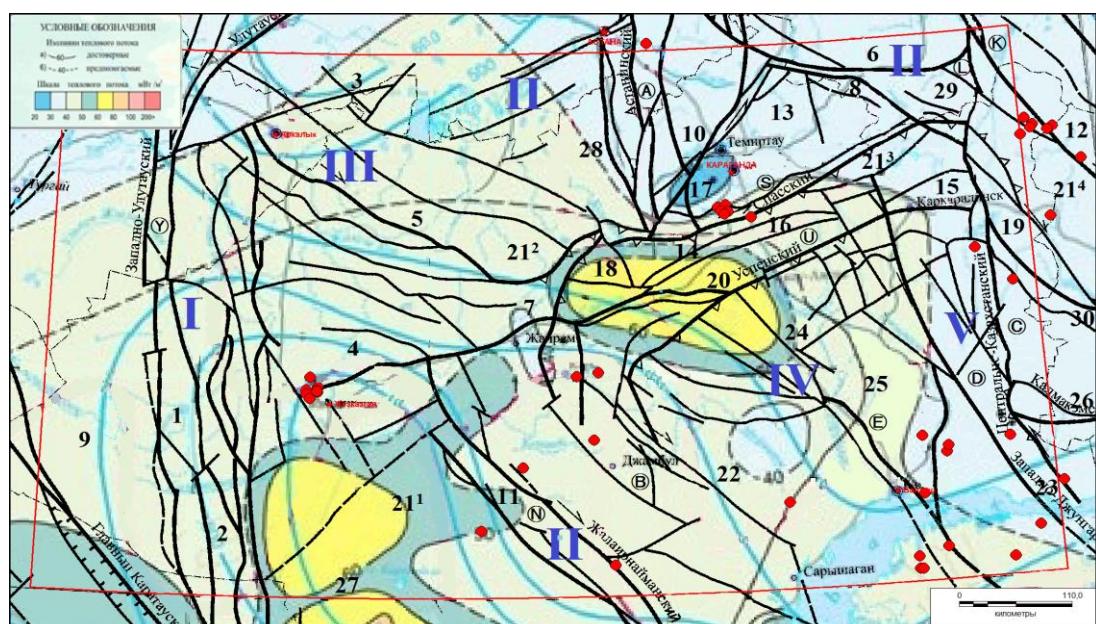
Если на востоке территории исследований в контурах Центрально-Казахстанского гравитационного минимума преимущественное развитие получили кислые и средние магматические породы с пониженной теплопроводностью 0,2-1,5 кДж/(кг*К), то на западе обособляются основные и ультраосновные породы с увеличенной теплопроводностью до 0,9-1,2 кДж/(кг*К) [36].

3.3.4 Геотермические аномалии консолидированной коры на срезе 30 км

На срезе консолидированной коры 30 км региональный тренд значений температур нарастает в западном направлении от 500°C (большая часть

тектонических элементов каледонских и герцинских складчатых зон; Балхаш-Илийский позднепалеозойский вулканический пояс) до 1000°C и более (Улутауский выступ метаморфического фундамента и Джалаир-Найманский синклиниорий, северная часть Бетпакдалинского антиклиниория, южная часть Жезказганской впадины) [20, с. 124; 32, с.358].

Субмеридиональное и северо-западное простижение области увеличенных значений геотермических аномалий (до 1000°C) на срезе 30 км хорошо согласуется с ориентацией тектонических разломов (Рисунок 3.8). Кроме того, здесь отмечаются максимальные значения теплового потока ($30\text{--}60 \text{ мВт}/\text{м}^2$). Что касается областей с сокращенными значениями температур 500°C и менее, то здесь количество глубинных разломов, ориентация которых не совпадает с увеличением геотермических аномалий [32, с.358].



I-Выступы метаморфического фундамента; II-Каледонские складчатые зоны; III-Наложенные герцинские структуры в каледонидах; IV-Герцинская Джунгаро-Балхашская система; V-Балхаш-Илийский позднепалеозойский вулканический пояс.

1-30. Тектонические элементы.

Красные кружки – очаги землетрясений, черные линии – тектонические разломы. Красная линия – исследуемый контур.

Рисунок 3.8 – Схема теплового потока и температуры земной коры на глубине до 30 км территории Центрального Казахстана [По данным Нусипова Е., Узбекова Н.Б. (2007г. с дополнениями по Мазаровичу А.О.- 2006г.) [32, с.359].

Важно отметить, что на срезе консолидированной коры 30 км (как и в случае среза на глубинах 10 км) проявляется прямая связь между значениями геотермических аномалий и теплопроводностью горных пород, входящих в состав консолидированной коры [32, с.358].

Областям развития кислых и средних пород (с теплопроводностью 0,2-1,5 кДж/(кг*К)) соответствуют тектонические элементы с минимальными значениями тепловых потоков. Районы развития консолидированной коры, сложенной основными и ультраосновными породами (с теплопроводностью 0,6-1,1 кДж/(кг*К)), взаимосвязаны с областью максимальных значений геотермических аномалий [36].

Современные компьютерные технологии позволяют визуализировать значения физико-механических свойств, соответствующие каждой точке двумерного сечения геологического тела. По этой причине для оценки строения и состояния массива горных пород оказалось достаточным построение не полной трехмерной цифровой модели, а её аппроксимации двумерными сечениями, которые показывают пространственную изменчивость физико-механических свойств: скорость распространения упругих волн (V_p), предел прочности при сжатии ($\sigma_{ск}$), предел прочности при растяжении (σ_r), объемная плотность (ρ) [37].

В качестве метода построения двумерных сечений выбрана псевдолинейная аппроксимация между векторами файлов: пусть Y_1 и Y_2 – наблюдаемые значения в точках X_1 и X_2 , и мы хотим оценить значения Y' в точке X' . Считая зависимость в промежуточных точках линейной, вычисления проведём по следующей формуле [38; 39]:

$$Y' = \frac{(Y_2 - Y_1)(X' - X_1)}{X_2 - X_1} + Y_1 \quad (1)$$

Допускается, что разность значений в двух соседних точках является линейной функцией расстояния между ними. Метод даёт удовлетворительные результаты, когда число равномерно расположенных точек и точек наблюдений приблизительно равно. Если исходные данные расположены не регулярно, и промежуточные значения должны быть вычислены для каждой пары наблюдений, то оправдано применение линейной интерполяции.

Общие выводы

1) На срезах консолидированной коры 10 и 30 км наблюдается тренд увеличения значений геотермических аномалий в западном направлении, что связано с возможным изменением теплопроводности пород консолидированной коры [32, с.359].

2) Областям с увеличенными значениями геотермических аномалий присущи линейно – вытянутые аномалии геомагнитного поля обоих знаков субмеридиональной ориентации, тогда как районам с пониженными значениями геотермических аномалий на срезах консолидированной коры 10 и 30 км - мозаичные, овальные и кольцевые аномалии [20, с. 124; 32, с.359].

3) Областям с минимальными значениями температур в консолидированной коре отвечает широкий диапазон изменения аномалий и знака геомагнитного поля. Здесь оно нестабильно и вариабельно [20, с. 124; 32, с.359].

4) Центрально-Казахстанский гравитационный минимум и прилегающие к нему районы обособляются пониженными значениями тепловых полей на срезах консолидированной коры 10 и 30 км. Отсюда, на запад, в направлении к Улутаусскому выступу метаморфического фундамента увеличиваются плотность консолидированной коры и значения геотермических аномалий, что напрямую увязывается с различной теплопроводностью пород, слагающих консолидированную кору [20, с. 124; 32, с.359].

5) Областям с минимальными значениями температур отвечает широкий интервал изменений значения гравитационного поля, тогда как в направлении областей с увеличенными значениями температур интервал изменений значений аномалий силы тяжести сокращается [20, с. 124; 32, с.359].

6) По периферии Центрально-Казахстанского гравитационного минимума и на стыке областей с разным возрастом консолидации фундамента концентрируются очаги землетрясений. Большая часть сейсмических очагов сосредоточена в градиентных зонах изменений значений геотермических, геомагнитных и плотностных аномалий консолидированной коры [20, с. 124; 32, с.359].

4 НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Центральный Казахстан является одной из наиболее бурно развивающихся в горнoprомышленном отношении территорий республики Казахстан. Большое количество активно эксплуатируемых карьеров и шахтных полей, многочисленных месторождений полиметаллических, угольных и медистых месторождений создают определенные сложности в их эксплуатации, которые связаны с развитием новейших структур, активных разломов и, хоть и редкой, но сейсмичностью этих районов.

Вместе с тем, активная эксплуатация этих месторождений может привести (и к, сожалению, уже привела) к появлению вблизи районов активной добычи ощутимых землетрясений техногенного генезиса (Гатинский Ю.Г. и др., 2014; Нурмагамбетов Н.Н., 2010, 2012; Аканова Е.Б., 2009; Михайлова Н.Н., Узбеков А.Н., 2018). Для понимания особенностей формирования потенциально опасных районов появления техногенных сейсмических событий территории Центрального Казахстана в диссертации в качестве одного из главных факторов рассмотрены особенности новейшей тектоники и современной геодинамики рудно-промышленных объектов Центрального Казахстана.

4.1 Морфоструктуры и новейшие активные разломы Центрального Казахстана

Начиная с 1955 г. в Центральном Казахстане тектонистами ГИН АН СССР под руководством А.В. Пейве предпринимается специальное изучение кинематики зон глубинных разломов.

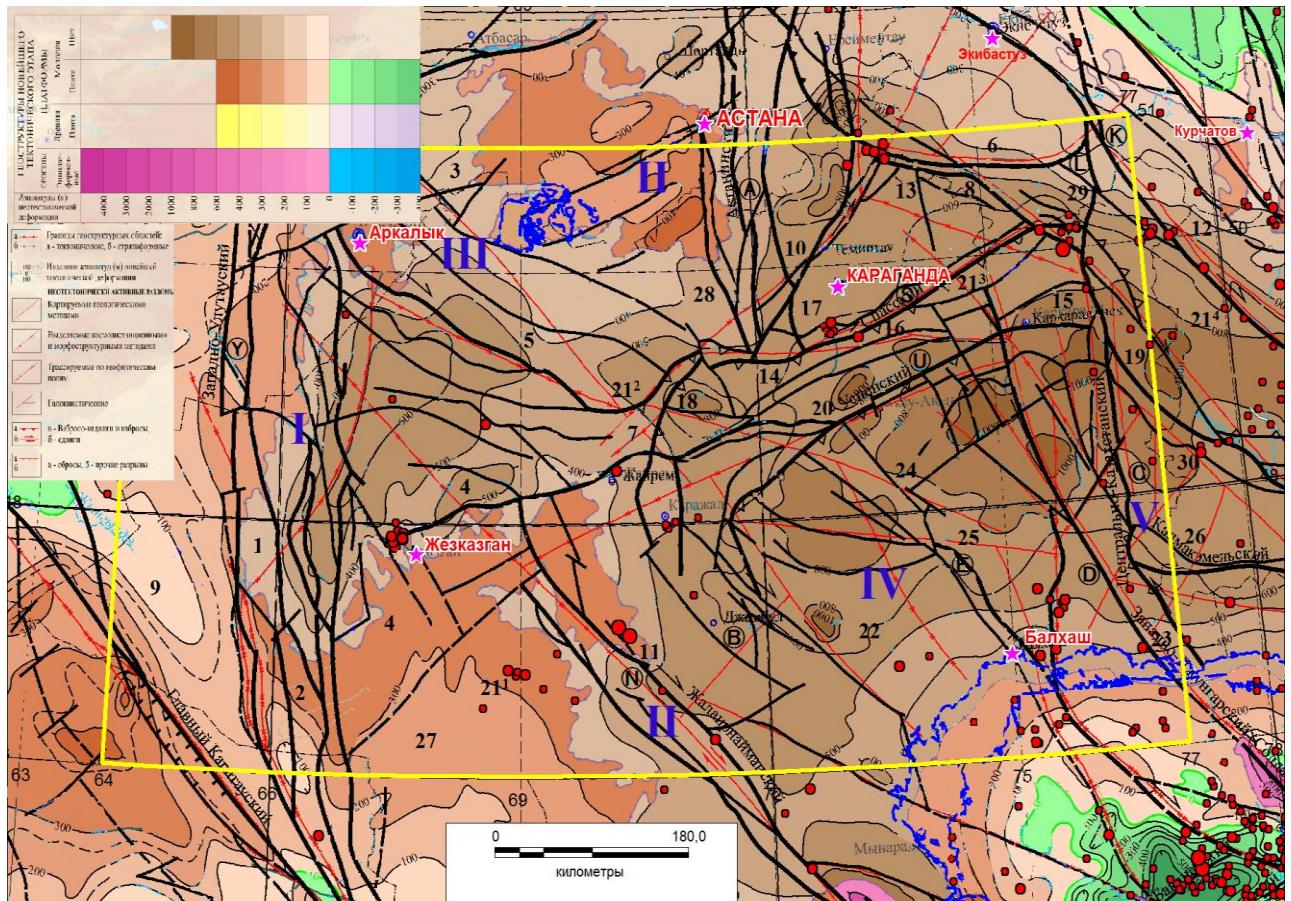
Исследованиями было установлено, что наиболее значительные субширотного и восток-север-восточного направления разломы представляют собой крупные надвиги (Успенский, Спасский). Разломы северо-западного направления оказались правыми сдвигами (Чингизский, Джалаир-Найманский, Джунгарский и др.), (ссылка Трифонов и др., 1987).

Было также показано, что основные виды горизонтальных перемещений – сдвиги, надвиги и раздвиги – парагенетически взаимосвязаны и образуют динамопары типа сдвиг-надвиг, надвиг-раздвиг и т.п. Результаты исследования опубликованы и послужили толчком к дальнейшему изучению проблемы горизонтальных перемещений в целом [40].

4.2 Новейшие тектонические движения в основных типах геоморфоструктур

Этапы альпийского тектогенеза свидетельствуют о том, что главным их итогом и особенностями в Центральном Казахстане стало развитие существующих ныне геоморфоструктур (тектонические структуры,

выраженные в рельефе) путем деформирования поверхности эпигерцинской платформы, зародившейся к началу мезозоя (Рисунок 4.1). За исходный уровень при выявлении суммарных деформаций, отражающихся на схеме, принят современный уровень Мирового океана.



I—Выступы метаморфического фундамента; II—Каледонские складчатые зоны; III—Наложенные герцинские структуры в каледонидах; IV—Герцинская Джунгаро-Балхашская система; V—Балхаш-Илийский позднепалеозойский вулканический пояс.

1-30. Тектонические элементы.

Красные кружки — очаги землетрясений, черные линии — тектонические разломы. Желтая линия — исследуемый контур.

Рисунок 4.1 – Фрагмент карты новейшей тектоники Республики Казахстан с элементами разломной тектоники и сейсмичности. Составлена с привлечением данных Тимуш А.В., Тарадаевой (2012) [41].

Улутауский антиклиниорий

В Улутауском антиклиниории новейшие движения земной коры имеют блочно-мозаичный характер, а их амплитуды увеличиваются с запада на восток от +100 до +400 метров.

В зоне сопряжения северо-восточной части Улутауского выступа метаморфического фундамента с западной частью Сарысу-Тенизской зоны глыбовых складок, в Жезказганской впадине в неоген-четвертичное время

тектонические процессы проходили более активно, амплитуда поднятий новейших движений земной коры здесь составила $+500 \div +600$ метров.

Жезказганская впадина, Сарысу-Тенизская зона глыбовых складок, Тенизская впадина, Бетпакдалинский антиклиниорий

Амплитуды новейших движений земной коры составляют $+300+400$ метров в Тенизской впадине и в южной части Жезказганской впадины, в северной части Бетпакдалинского антиклиниория.

Тектонические разломы простираются с юго-востока на северо-запад. В районе Жезказганской впадины наблюдается увеличение амплитуды НДЗК до $+500$ метров, совпадающее с выделенным здесь тектоническим разломом.

Южная часть девонского краевого вулкано-плутонического пояса (раннекаледонская складчатость)

Амплитуды новейших движений земной коры изменяются здесь от $+200$ до $+400$ метров.

Ерментауский, Бощекульский и Чингизский мегантиклиниории, восточная часть девонского краевого вулкано-плутонического пояса, Баянаульский и Селетинский синклиниории (позднекаледонская складчатость), Шедертинская впадина, северная часть Карагандинского прогиба (наложенные герцинские структуры в каледонидах), северная часть Карасорского синклиниория (герциниды Джунгаро-Балхашской системы)

В поле новейших движений земной коры здесь выделяются максимальные значения амплитуд ($+400$ до $+800$ метров и более), которые характеризуются полигональными формами с неясно выраженной ориентированностью и в плане повторяют геометрические формы тектонических элементов.

В районе Селетинского синклиниория значения НДЗК увеличиваются и достигают от $+600$ до $+800$ метров. Конфигурация областей и районов с аномальными значениями НДЗК совпадает с простирианием тектонических разломов.

Атасуйский, Тектурмасский и Спасский антиклиниории (герцинская складчатость), южная часть Карагандинского прогиба, северный фланг девонского краевого вулкано-плутонического пояса (наложенные герцинские структуры в каледонидах)

В областях с герцинской складчатостью, пространственно тяготеющих к северной части Центрально - Казахстанского гравитационного минимума, выявлены аномально высокие амплитуды новейших движений земной коры (от $+600$ до $+1000$ метров).

На всей территории ЦКГМ ориентации тектонических разломов часто совпадает с формированием максимальных значений новейших движений (Рисунок 4.1).

Нуринский синклиниорий и южная часть Успенского синклиниория (герцинская складчатость)

Тектонические элементы пространственно тяготеют к «эпицентру» Центрально - Казахстанского гравитационного минимума. Здесь выявлены

аномально высокие амплитуды новейших движений земной коры ($+800 \div +1000$ метров). За исключением западного фланга, где значения этих амплитуд уменьшаются до 400 метров. Ориентация аномалий согласуется с простиранием тектонических нарушений.

Актау-Моинтинский антиклиниорий, Жаман-Сарысуйский синклиниорий, Токрауская впадина (герцинская складчатость)

В поле новейших движений земной этот район проявляется экстремально высокими значениями амплитуд (до $+800 \div +1000$ метров), которые хорошо коррелируются с крупными областями интенсивных гравитационных минимумов.

Северо-Балхашский антиклиниорий

Амплитуды НДЗК в северной части Северо-Балхашского антиклиниория изменяются в пределах от $+300$ до $+500$ метров. В южной части Северо-Балхашского антиклиниория амплитуды НДЗК уменьшаются до $+100 \div +300$ метров

Выводы

В областях с допалеозойской складчатостью новейшие движения земной коры имеют блочно-мозаичный характер, а их амплитуды увеличиваются с запада на восток от $+100$ до $+400$ метров.

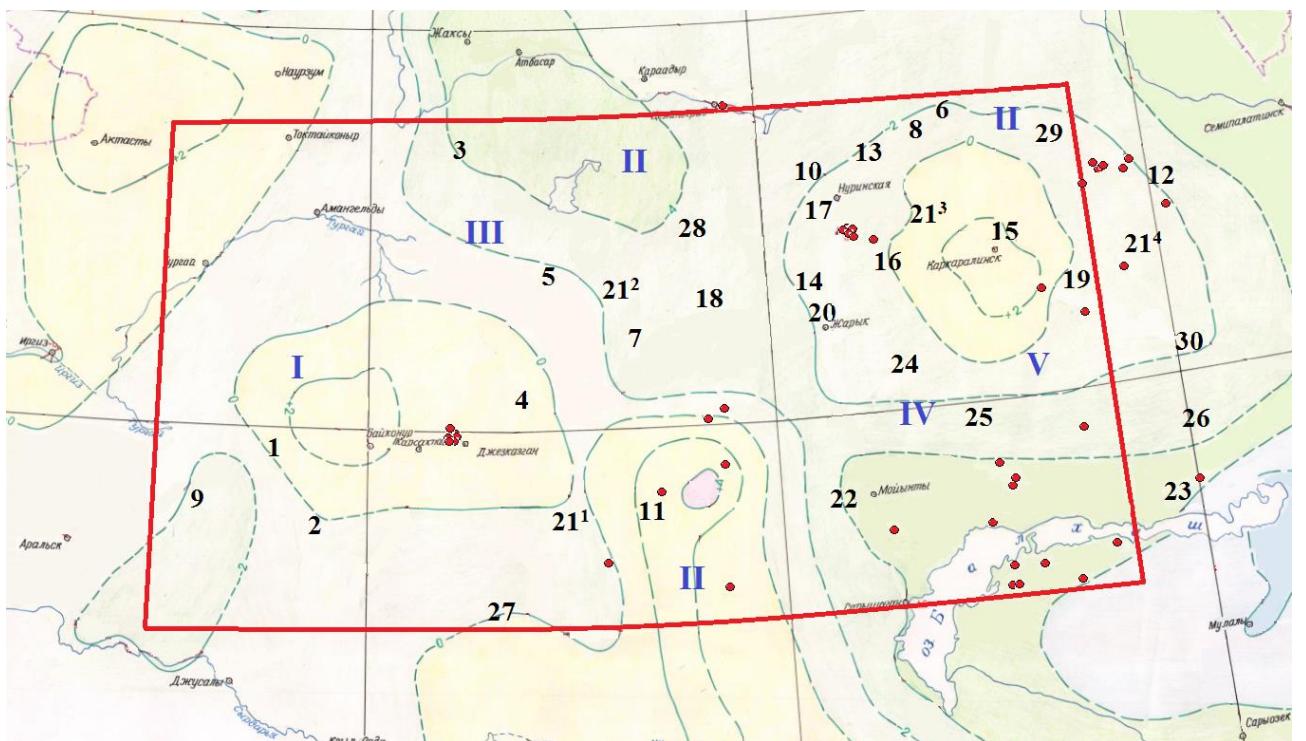
В областях раннекаледонской складчатости (*Жезказганская и Тенизкая впадины, Сарысу-Тенизкая зона глыбовых складок, Бетпакдалинский антиклиниорий, южная и северо-западная части девонского краевого вулкано-плутонического пояса, Жалаир-Найманский синклиниорий, Майкаинский и южная часть Актау-Моинтинского антиклиниория*) зафиксированы промежуточные значения амплитуд новейших движений земной коры, которые составляют от $+300$ до $+600$ метров.

Области позднекаледонской складчатости (*Ерментауский, Бощекульский и Чингизкий магантиклиниории, восточная часть девонского краевого вулкано-плутонического пояса, Баянаульский и Селетинский синклиниории, Каражальском прогиб и в областях с наложенными герцинскими структурами в каледонидах (северная часть Карасорского синклиниория Шедертинская впадина, северная часть Карагандинского прогиба, северная часть Карасорского синклиниория, герциниды Джунгаро-Балхашской системы)*) поля новейших движений земной коры выделяются максимальными значениями амплитуд (от $+400$ до $+800$ метров и более). Аномалии характеризуются полигональными формами и в плане повторяют геометрические формы тектонических элементов.

В областях герцинской складчатости (*Нуринский, южная часть Успенского, Жаман-Сарысуйский синклиниории, Токрауская впадина, Актау-Моинтинский, Атасуйский, Тектурмасский, Спасский и Северо-Балхашский антиклиниории*), пространственно тяготеющих к Центрально – Казахстанскому гравитационному минимуму, выявлены аномально высокие амплитуды новейших движений земной коры (от $+600$ до $+1000$ метров). Ориентация аномалий согласуется с простиранием тектонических нарушений

4.3. Современные вертикальные движения земной коры

В южной части девонского краевого вулкано-плутанического пояса, в Карасорском, Нуринском синклиниориях и Тектурманском антиклиниории на современном этапе развития наблюдаются поднятия с амплитудой от 0 до +2 мм/год (Рисунок 4.2).



I-Выступы метаморфического фундамента; II-Каледонские складчатые зоны; III-Наложенные герцинские структуры в каледонидах; IV-Герцинская Джунгаро-Балхашская система; V- Балхаш-Илийский позднепалеозойский вулканический пояс.

1-30. Тектонические элементы. Красные кружки – очаги землетрясений, красная линия – исследуемый контур

Рисунок 4.2 – Схема современных вертикальных движений и активных разломов Центрального Казахстана (по данным: Нусипов Е, и др. 2007) [41]

По периферии ЦКГМ зафиксированы современные вертикальные движения в пределах -2 мм/год.

В районах южно-восточного Улутауского метаморфического фундамента, Бетпакдалинского антиклиниория, северной части девонского краевого вулкано-плутанического пояса и северо-западной части Жалаир-Найманского разлома. Значения современных вертикальных движений составляют от +2 до +4 мм/год.

В районах северо-восточного Улутауского метаморфического фундамента и в Сарысу-Тенизкой зоне амплитуда современных вертикальных движений изменяется от 0 до +2 мм/год.

В Тенизкой впадине и Майкайнском антиклинории наблюдается прогибание в интервале от -2 до -4 мм/год.

Восточная часть Актау-Моинтинского и Северо-Балхашского антиклинориев в современных вертикальных движениях проявляются активным пригибанием в интервале -2 -4 мм/год.

Новейшие тектонические движения девонского краевого вулкано-плутонического пояса в юго-западной его части имеют пассивное поднятие высот, начинающееся с +300 метров; простирание на северо-восточную часть имеет активизацию прироста с +300 до +500 метров и далее в восточном его направлении значение варьирует в пределах +500 метров.

Выводы

Исследования новейшей тектоники, активных разломов ЦК показывают, что современные тектонические процессы, протекающие в Центральном Казахстане являются следствиями коллизионных эффектов, происходящих в зоне столкновения, и отражают закономерно затухающие явления по мере удаления от зоны столкновения главных структур Индии и Евразии (Зоненшайн, Савостин, 1979; Гатинский и др., 2014; Трифонов и др., 1987; Уломов и др., 1999).

Современная геодинамическая активность района определяется как невысокая, но, вместе с тем, активное воздействие на геологическую среду промышленных взрывов определенно будет менять локальную геодинамическую активность и, как следствие, вызывать увеличение техногенных землетрясений на месторождениях центрального Казахстана, что может создать некоторые проблемы в дальнейшей эксплуатации многочисленных месторождений.

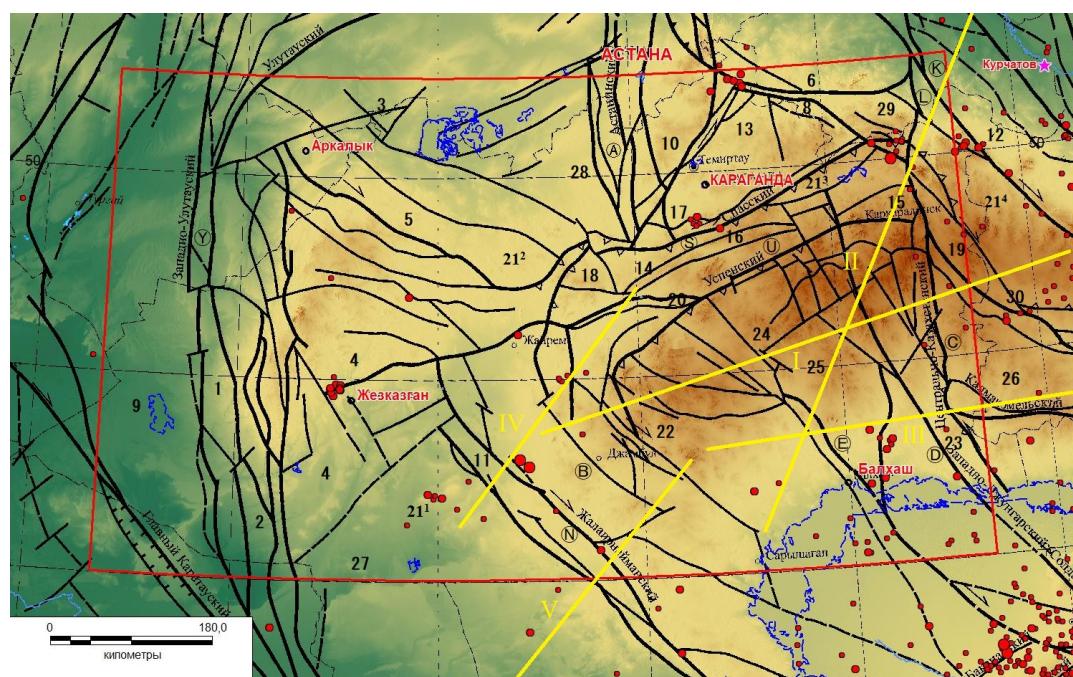
5 ГЛУБИНОЕ СТРОЕНИЕ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

5.1 История изученности глубинного строения

Как известно, Центральный Казахстан представляет собой один из сложных в геологическом отношении регион. Планомерное изучение его глубинного строения берёт начало с конца 50-х годов прошлого столетия.

Большой вклад в исследования земной коры и верхней мантии был внесен Институтом геологических наук им. К.И. Сатпаева Академии наук Казахской ССР и Казахским геофизическим трестом Министерства геологии Казахстана [42].

В результате этих работ вся территории Центрального Казахстана была покрыта сетью профилей ГСЗ-МОВЗ и маршрутами магнитотеллурического зондирования (Рисунок 5.1) [43].



I–Выступы метаморфического фундамента; II–Каледонские складчатые зоны; III–Наложенные герцинские структуры в каледонидах; IV–Герцинская Джунгаро-Балхашская система; V–Балхаш-Илийский позднепалеозойский вулканический пояс.

1-30. Тектонические элементы.

Красные кружки – очаги землетрясений, черные линии – тектонические разломы. Красная линия – исследуемый контур.

Желтые линии профиля ГСЗ-МОВЗ: I-Центрально-Казахстанский, II-Славгородский, III-Кентерлауский, IV-Жалпакский, V-Песчаный.

Рисунок 5.1 – Схема профилей ГСЗ-МОВЗ, совмещенная с сейсмичностью территории Центрального Казахстана [43, с.29].

Общая протяженность профилей ГСЗ-МОВЗ составила 2740км. Профили были отработаны по линиям Центрально-Казахстанский, Славгородский, Кентерлауский, Жалпаксайский и Песчаный (в период 1976–1983гг), ориентированных вкрест простирания основных тектонических структур Центрального Казахстана [43, с.29].

В результате проведенных работ изучено глубинное строение Центрального Казахстана, характер связи структурных элементов верхней части коры с морфологией глубинных границ и прогнозируемым вещественным составом, глубина проникновения и характер проявления крупных разломов в глубоко залегающих структурных этажах земной коры, положение поверхностей тектонических срывов [43, с.29].

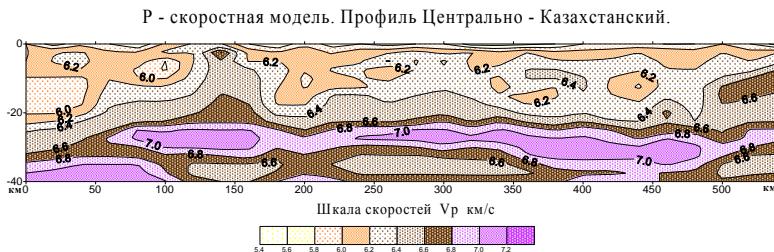
Следующим фактом, известным из опубликованной литературы, является увеличенная мощность земной коры в районе Центрально-Казахстанского гравитационного минимума и в прилегающих к нему районах. К северу от него, в областях развития каледонских структур Казахской складчатой области, наблюдается частичная потеря регулярности прослеживания внутрикоровых сейсмических отражающих границ [43, с.29].

Электрическое сопротивление в зоне самого разлома, снижается, это можно объяснить тем, что в результате возникновения упругих деформаций в массиве горных пород, по разуплотнённой зоне самого разлома происходит миграция влаги, что ведет к снижению электрического сопротивления пород в зоне разлома.

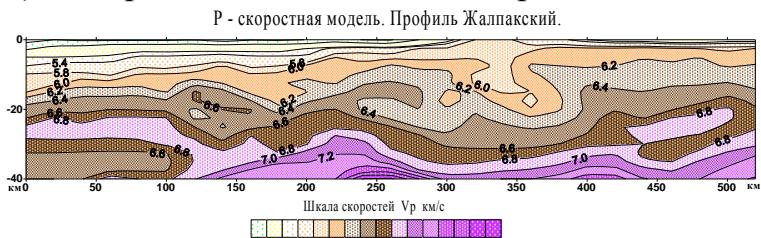
При изучении глубинного строения геолого-геофизическими методами большое внимание было уделено анализу поведения границы Мохо, разделяющей земную кору и верхнюю мантию.

Поэтому, за основу проведенных исследований, нами была взята структурная карта подошвы земной коры Республики Казахстан и сопредельных сейсмоактивных территорий, разработанная в Институте сейсмологии МЧС РК на бумажном носителе в масштабе 1:2 500 000 [44].

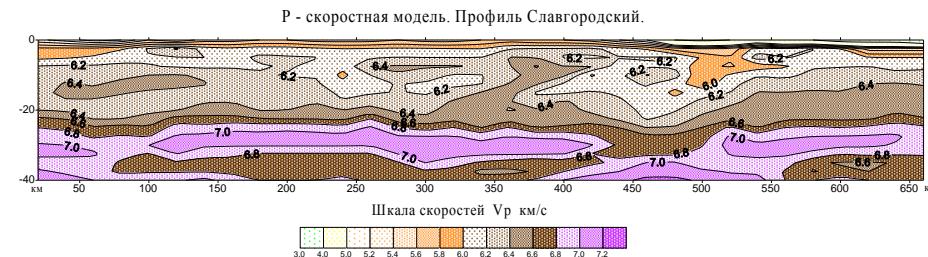
На рисунке 5.2 а,б,в,г,д – представлены разрезы по профилям ГСЗ-МОВЗ



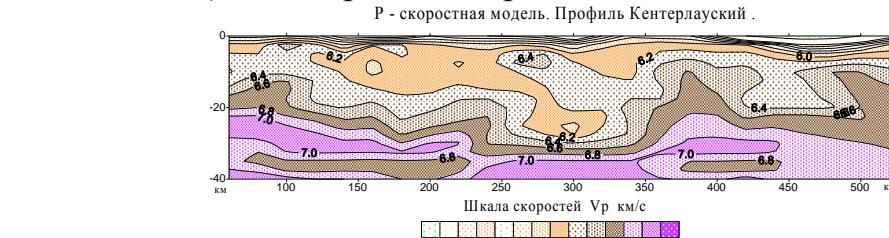
а) Центрально-Казахстанский протяженность 550 км.



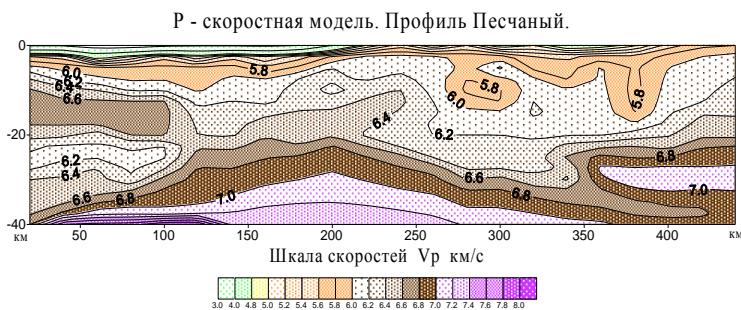
в) Жалпакский протяженность 520 км.



б) Славгородский протяженность 652 км.



г) Кентерлауский протяженность 520 км.



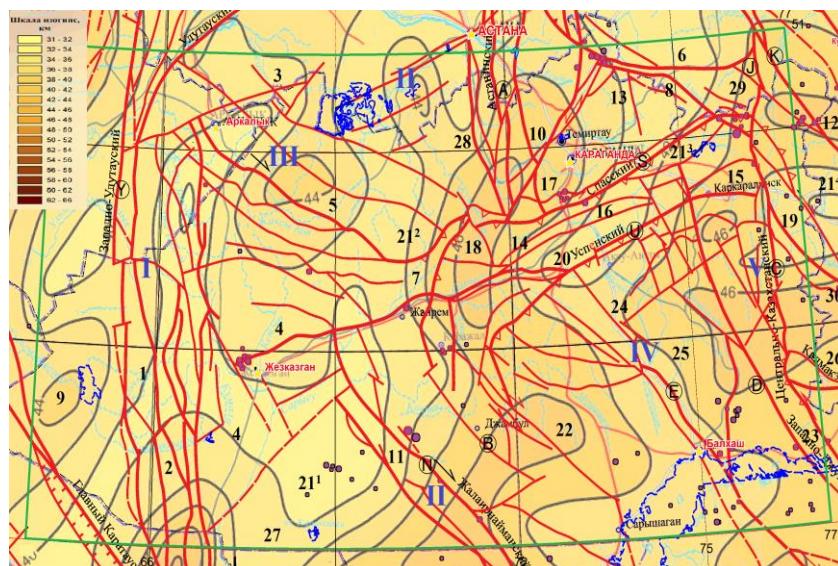
д) профиль Песчаный протяженность 450 км.

Рисунок 5.2 – Скоростные модели региональных профилей ГСЗ-МОВЗ

5.2 Структурный план поверхности Мохо

Поверхность Мохо (или переходная зона Мохо) условно принята в качестве опорного раздела земной коры и верхней мантии. В Центральном Казахстане она отмечается в широком интервале значений скорости прохождения волн от 7,4 км/с до 8,2 км/с. Предполагается, что на границах блоков земной коры с различной тектонической активностью природа границы Мохо и глубина ее залегания могут меняться под влиянием процессов тепломассопереноса, происходящих в основании консолидированной коры и в верхней мантии (дифференциация, текучесть и плавление коры, поднятие мантийных плюмов и т.д.) [43, с.30].

По результатам изучения морфологии поверхности Мохо на территории Центрального Казахстана в рельфе этой поверхности обособляются прогибы и поднятия, структурный рисунок которых не соответствует современному тектоническому плану Центрального Казахстана (Рисунок 5.3) [43, с.30].



I–Выступы метаморфического фундамента; II–Каледонские складчатые зоны; III–Наложенные герцинские структуры в каледонидах; IV–Герцинская Джунгаро-Балхашская система; V– Балхаш-Илийский позднепалеозойский вулканический пояс.

1-30. Тектонические элементы.

Красные кружки – очаги землетрясений, черные линии – тектонические разломы. Красная линия – исследуемый контур.

Рисунок 5.3 – Совмещенная карта подошвы Земной коры (по данным Антоненко А.Н., Воложа Ю.А., Вольвовских И.С. и др.)[43, с.30].

На структурной схеме по поверхности Мохо четко фиксируются три субмеридионально вытянутых разноориентированных узких и глубоких прогиба (до 44 - 46 км) [43, с.31].

Первый - пространственно приурочен к Джалаир-Найманскому, Карагандинскому, Селетинскому и Каражальскому синклиниориям, Актау-

Моинтинскому, Атасуйскому, Спасскому и Майкаинского антиклиниориям [43, с.31].

Второй прогиб по поверхности Мохо простирается в северо-восточном направлении и охватывает Чингизкий мегантиклиниорий, Нуринский и Карасорский, Калмакэмельский и Баканасский прогибы [43, с.31].

Еще один ареал прогибов по поверхности Мохо наблюдается в северных фрагментах Бетпакдалинского антиклиниория и Байконурского синклиниория, в южной части Улутауского выступа. Прогибы по поверхности Мохо разделены поднятиями, в пределах которых поверхность Мохо занимает гипсометрически приподнятое положение и залегает на глубинах 40 – 44 км (Рисунок 5.3) [43, с.31].

Одно из них выделяется в полосе Жаман-Сарысуйского, Успенского и Шедертинского синклиниориев, Тектурмасского, Бощекульского и Ерментауского антиклиниориев. Второе - наблюдается на западном фланге девонского краевого вулкано-плутонического пояса в Жезказганской и Тенизкой впадинах, в северной части Улутауского выступа [43, с.31].

Глубинная дизъюнктивная тектоника и структура поверхности Мохо.

В первую очередь обращает на себя внимание факт несовпадения ориентации глубинной дизъюнктивной тектоники и структурного плана по поверхности Мохо, что опровергает общеизвестные утверждения о расположении глубинных разломов на границах антиклиниорных и синклиниорных зон по данной поверхности. В некотором роде это может отражать ситуацию, в соответствии с которой активные тектонические разломы не обладают сквозькоровым характером и затухают в консолидированной коре либо имеют сложный листрический характер (Рисунок 5.3) [43, с.31].

5.3 Поверхность гранулит-базитового слоя

Результаты анализа по поверхности Мохо были бы неполными без привлечения сведений по поверхности гранулит-базитового слоя [43, с.32].

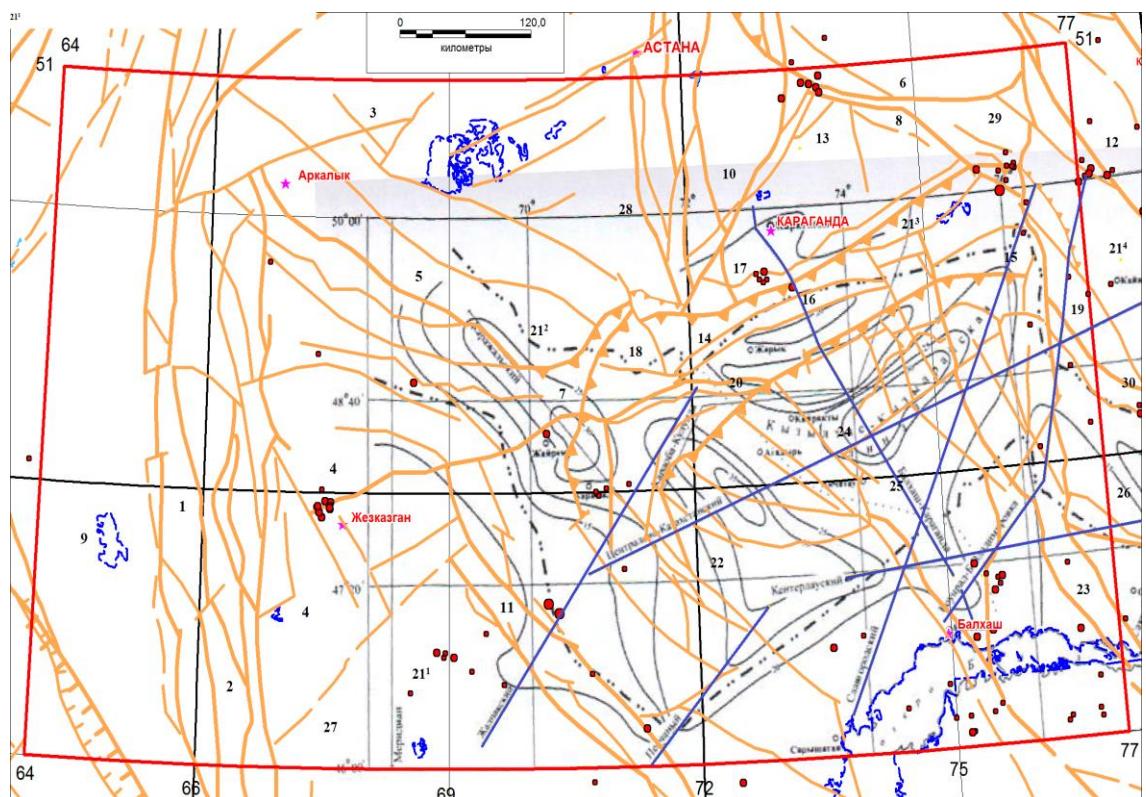
В состав рассматриваемого слоя входят, главным образом, гранулиты основного ряда, представленные гиперстеновыми кристаллическими сланцами, кордиерит-гранатовыми породами, эклогитами, гранатовыми пироксенолитами, друзитами, чарнокитами и кальцифированными.

Минеральные ассоциации этого слоя отвечают двупироксеновой фациальной группе пород, сформированных в процессе метаморфизма при температуре от 900 до 1100–1200 °С и давлении от 6–7 до 10–13 кбар. Региональный метаморфизм гранулитовой фации сопровождается ультраметаморфизмом с формированием метабластических структур. С этими процессами в условиях раздробления фундамента связано формирование эклогитов и гранатовых пироксенолитов [46].

Важным источником сведений о составе нижних горизонтов гранулит-базитового слоя являются также ксенолиты глубинных пород из трубок взрыва кимберлитов. Большая группа ксенолитов соответствует плагиоклазовым

эклогитоподобным породам и амфиболитам. Предполагается, что эти породы образуют однородный недифференцированный базитовый слой в основании базальтового слоя. Следовательно, в нижней части земная кора представлена менее дифференцированными по составу эклогитоподобными породами и амфиболитами, переходными к мантийным эклогитам [43, с.33].

На рисунке 5.4 изображена схема рельефа поверхности гранулит-базитового слоя для фрагмента Центрального Казахстана. Структурный план по поверхности гранулит-базитового слоя не согласуется со структурным планом по поверхности Мохо [43, с.33].



1–30. Тектонические элементы.

Синие линии – профили ГСЗ-МОВЗ, красные кружки – очаги землетрясений, черные линии – изогибы по поверхности гранулит-базитового слоя, оранжевые линии – активные тектонические разломы, красный контур – исследуемая территория.

Рисунок 5.4 – Структурная схема по поверхности гранулит-базитового слоя земной коры Центрального Казахстана с наложенными активными разломами (по Л.В. Шабалиной, 2005) [43, с.33].

Сравнительный анализ этих двух границ раздела земной коры показывает, в Актау-Мойынтинском и Атасуйском антиклиниориях поверхность Мохо следится на глубинах 42–44 км, тогда как поверхность уплотненного гранулит-базитового слоя выделяется на глубинах 30–35 км (Рисунок 5.3) [43, с.33].

Вместе с тем, если прогиб по поверхности Мохо ориентирован субмеридионально, ближе к северо-восточному направлению, то по

поверхности гранулит-базитового слоя этот прогиб ориентирован в северо-западном направлении [43, с.33].

В Жаман-Сарысуйском синклиниории по поверхности Мохо обособляется выступ на глубинах 42–44 км с четкой субмеридиональной ориентированностью, а по поверхности рельефа гранулит-базитового слоя установлены антиформные структуры, то есть прогибы глубиной 25–30 км, которые имеют линейно - вытянутые к северо-востоку формы [43, с.33].

В Каражальском прогибе по поверхности Мохо обособляется выступ на глубинах 40–42 км с четкой субмеридиональной ориентированностью, а по поверхности рельефа гранулит-базитового слоя установлены прогибы глубиной 25–30 км, которые имеют линейно вытянутые к северо-западу формы [43, с.33].

Таким образом, структурные планы по поверхностям Мохо и гранулит-базитового слоя не совпадают друг с другом. По большей мере эти поверхности залегают антиформно по отношению друг другу [43, с.33].

5.4 Связь структурного плана по поверхности Мохо (мантии) с потенциальными геофизическими полями

5.4.1 Гравитационное поле

Не наблюдается очевидной связи между структурным планом по поверхности Мохо и распределением региональных и локальных гравитационных аномалий.

Другим существенным различием является факт, согласно которому в структуре поверхности Мохо проявляется четко выраженная субмеридиональная зональность линейно-вытянутых тектонических элементов, то в региональном поле гравитационных аномалий получили развитие полигональные, мозаичные формы, при ограниченной роли линейно-вытянутых аномалий Δg_a [43, с.31].

Следовательно, структурный план по поверхности Мохо не согласуется с ориентацией региональных и локальных гравитационных аномалий.

Таким образом, резкая плотностная дифференциация блоков земной коры формируется в интервалах глубин выше поверхности Мохо [43, с.31].

5.4.2 Геомагнитное поле

В распределении аномалий магнитного поля наблюдается спорадическая связь с распределением структур по поверхности Мохо.

Примером спорадического проявления взаимосвязей можно рассматривать несколько районов. Один из них обособляется в южной части Улутауского выступа метаморфического фундамента, где поверхность Мохо заглубляется до 44–46 км. Здесь проявляются чередование линейно вытянутых положительных и отрицательных аномалий геомагнитного поля [43, с.31].

Еще один район с хорошей корреляцией обособляется в Жаман-Сарысуйском синклиниории и Токрауской впадине (Северо-Балхашская структурная тектоническая зона). Здесь выступ по поверхности Мохо 42–44 км

пространственно совпадает с областью интенсивных положительных аномалий мозаичного характера [43, с.31].

В Чингизском мегантиклиниории, Баканасской и Калмакэмельской впадинах с глубиной погружения поверхности Мохо до 46 км обособляются резкие отрицательные линейные аномалии со сложным рисунком и ориентацией [43, с.32].

Сарысу-Тенизкая зона глыбовых складок в аномальном геомагнитном поле выделяется изометричными либо полигональными положительными аномалиями. Здесь поверхность Мохо заглубляется до 44 км [43, с.32].

Таким образом, предварительно можно говорить, что в пределах вышеперечисленных тектонических элементов отрицательные аномалии геомагнитного поля отражают прогибы в рельфе поверхности Мохо [43, с.32].

Положительные аномалии геомагнитного поля не отражают либо слабо отражают структурные элементы по поверхности Мохо [43, с.32].

5.4.3 Тепловые поля

Связь между рельефом поверхности Мохо и распределением температур на срезе 30 км не прослеживается, за исключением восточной части территории исследований, в составе которой обособляются Северо-Балхашский антиклиниорий, Токрауская и Калмакэмельская впадины, в пределах которых заглублению по поверхности Мохо в поле геотермических аномалий соответствуют минимум со значениями менее 500°C [43, с.32].

5.4.4 Сейсмичность

Большая часть сейсмических событий на территории Центрального Казахстана проявлялась в интервале глубин 5–24 км [43, с.32].

Наблюдается некоторая зависимость расположения гипоцентров землетрясений от структурного плана по поверхности Мохо. Большая часть гипоцентров позиционируется над прогибами в рельфе этой поверхности [43, с.32].

К примеру, к крупной области прогибов по поверхности Мохо принадлежат Жалаир-Найманский, Карагандинский, Каражальский синклиниории, Актау-Моинтинский антиклиниорий (рисунок 5.3) [43, с.32].

В пределах Жалайр-Найманского синклиниория гипоцентры землетрясений зафиксированы на глубинах 18–19 км, в Карагандинском прогибе – 9 км, Каражальском синклиниории – 5 км, Актау-Моинтинском антиклиниории – 10–15 км [43, с.32].

В области прогибов по поверхности Мохо на восточном фланге территории исследований гипоцентры землетрясений обособляются следующим образом: в Чингизском мегантиклиниории на глубинах 10–13 км, в Токрауской впадине в интервале глубин 5–20 км, в Баянаульском антиклиниории – 24 км [43, с.32].

На юго-западном фланге территории исследований прогиб по поверхности Мохо приурочен к северным фрагментам Бетпакдалинского

антиклиниория, где гипоцентры землетрясений зафиксированы на глубинах 10-11 км [43, с.32].

Остальные гипоцентры землетрясений, зафиксированные в Центральном Казахстане, приходятся на зоны сочленения прогибов и выступов по поверхности Мохо, либо на краевые зоны выступов по этой поверхности [43, с.32].

К примеру, в Северо-Балхашском антиклиниории гипоцентры землетрясений зафиксированы на глубинах 22 км [43, с.32].

Активная сейсмичность проявляется в западном и восточном сегментах девонского краевого вулкано-плутонического пояса. Однако глубина гипоцентров здесь не была рассчитана [43, с.32].

В заключении, на основании выполненных исследований, представляется возможным сформулировать следующие выводы:

1) Ориентация активных тектонических разломов не совпадает со структурным планом по поверхности Мохо, что косвенно указывает на возможный генезис этих разломов на верхнем и средних этажах земной коры.

2) Не наблюдается очевидной геопространственной связи между морфологией поверхности Мохо и распределением региональных и локальных гравитационных аномалий, в том числе конфигурацией, направлением и напряженностью аномалий Δg ;

3) В аномальном геомагнитном поле структурные элементы по поверхности Мохо находят слабое, спорадическое подтверждение.

4) Распределение геотемператур на срезе глубин 30 км показывает их несопоставимость со структурным планом по поверхности Мохо, за исключением восточной части исследуемой территории, к востоку от Центрально-Казахстанского разлома.

5) Большая часть гипоцентров сейсмических событий проявляется над прогибами в рельфе Мохо. Остальные гипоцентры землетрясений, зафиксированные в Центральном Казахстане, приходятся на зоны сочленения прогибов и выступов по поверхности Мохо, либо на краевые зоны выступов по этой поверхности.

6) Не наблюдается связи между глубинами гипоцентров сейсмических событий и структурным планом по поверхности Мохо.

7) Таким образом, можно предположить, что активные деформации земной коры происходят выше поверхности Мохо.

6 ОПРЕДЕЛЕНИЕ МЕХАНИЗМОВ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

6.1 Используемые материалы сейсмического мониторинга

За двадцати одиннадцати летний период в Казахстане создана новая современная сеть высокотехнологичных сейсмических станций, интегрированных в Международные глобальные сети мониторинга. Такая сеть позволяет вести мониторинг сейсмических событий как внутри сети в Центральном Казахстане, так и в соседних регионах. Отметим, что все данные этой сети в режиме реального времени поступают в Центр данных в г. Алматы.

На рисунке 6.1 показана схема расположения сейсмических станций Института Геофизических Исследований НЯЦ РК, данные которых поступают в Центр данных в г. Алматы [47].

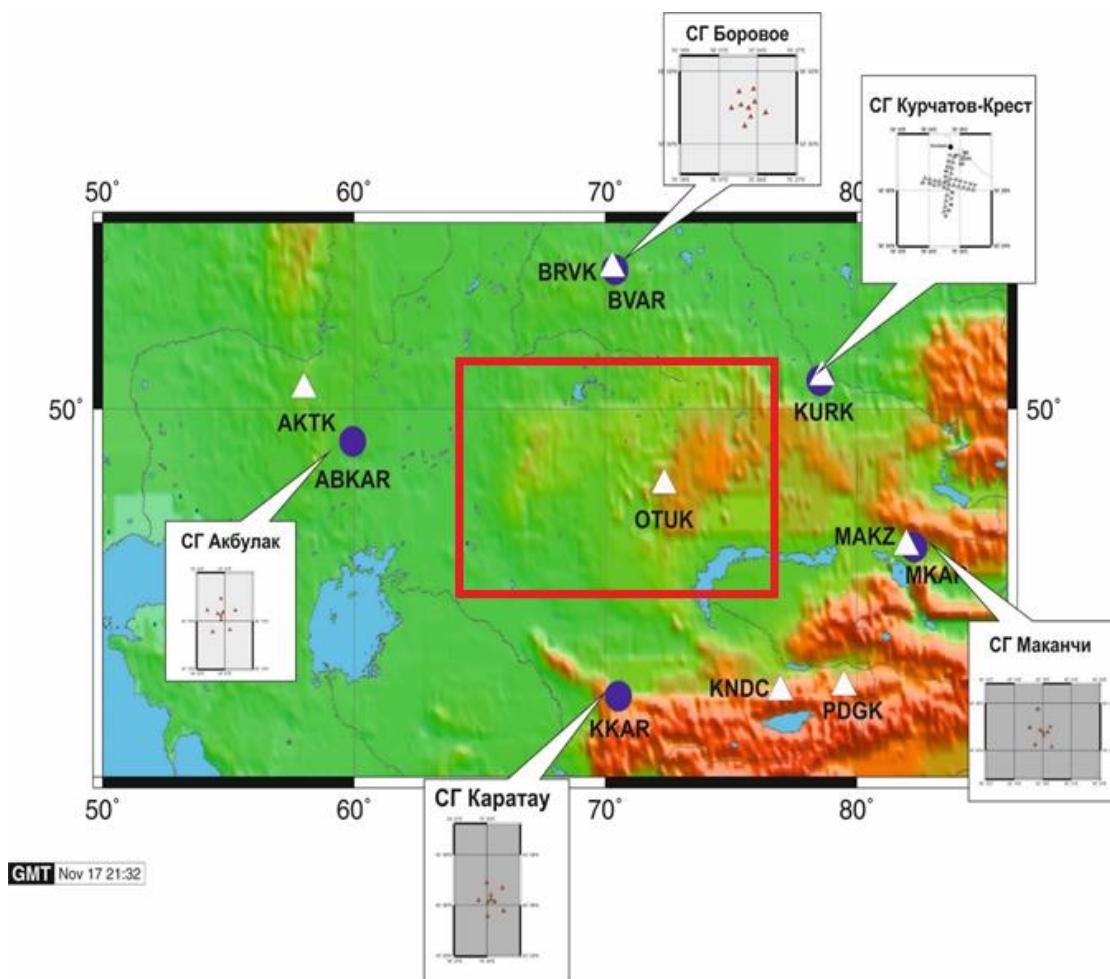


Рисунок 6.1 – Расположение станций на территории Казахстана, информация с которых поступает в Центр данных [47, с.74].

Именно с началом работы этой сети связано изменение взгляда на сейсмичность территории Центрального Казахстана, т.е. районы, которые считались традиционно асейсмичными, оказались сейсмически активными.

Здесь стали регистрироваться события, в том числе и с магнитудой более 5 и интенсивностью в эпицентре более 6 баллов. Это послужило основой для проведения работ по детальному изучению сейсмичности и механизмов очагов с целью пересмотра и уточнения оценок сейсмической опасности этих районов.

Современные данные по сейсмическим событиям формируются в сейсмическом бюллетене событий, составляемом в KNDC (Kazakhstan National Data Center) – подразделении Института геофизических исследований НЯЦ РК (Национальный Ядерный Центр РК).

На основе этого бюллетеня в KNDC проводится распознавание природы событий, выделяются тектонические и техногенные землетрясения. Эта база данных послужила основой для проведения диссертационных исследований.

Для рассматриваемой платформенной территории собраны данные по механизмам очагов 40 землетрясений за период 1976–2018 гг., полученные в основном по записям сейсмических станций Республиканского государственного предприятия Институт геофизических исследований, расположенных в платформенных районах Казахстана. В меньшей степени привлекались данные сейсмических станций Сейсмологическая опытно-методическая экспедиция Республики Казахстан, которые сконцентрированы преимущественно в сейсмических зонах Тянь-Шаня и Джунгарии. Решения механизмов получены для землетрясений начиная с энергетического класса $K=7$, половину данных каталога составляют параметры МОЗ с $K=9–11$, на долю событий с $K < 9$ и относительно сильных землетрясений $K \geq 12$ приходится $\approx 25\%$. [48]

6.1 Методика определения механизмов очагов землетрясений

Определение фокальных механизмов в Центральном Казахстане производится на основе моделирования очага в рамках теории дислокаций по данным о направлениях смещений (знаках) в первых вступлениях продольных волн по стандартной методике Введенской А.В. [49].

Описывается положение в пространстве возможных плоскостей разрывов, направление движений в очагах, а также ориентация главных осей напряжений, под действием которых происходит разрыв. Силовым источником в модели Введенской является двойной диполь.

Точность определения параметров индивидуальных механизмов оценивается степенью допустимых вариаций положения нодальных линий на фокальной сфере в поле экспериментально определенных знаков первых вступлений волн. Отсюда следует важность надежного определения знаков первых вступлений волн на записях землетрясений станциями сети, а также достаточного числа регистрирующих станций и хорошего окружения ими эпицентров.

Надежными являются решения механизмов очагов, в которых вариации определяемых параметров не превышают 20° , а значение согласованности знаков первых вступлений составляет не менее 80% [50]. На первом этапе проводится анализ записей зарегистрированных сейсмических событий, в

результате которого устанавливается возможность надежного определения достаточного количества знаков первых вступлений сейсмических волн (не менее 6).

На рисунке 6.2 приведен пример решения механизма очага при использовании вступлений знаков только Р- волн и знаков Р вместе со знаками S- волн землетрясения с K=9,7.

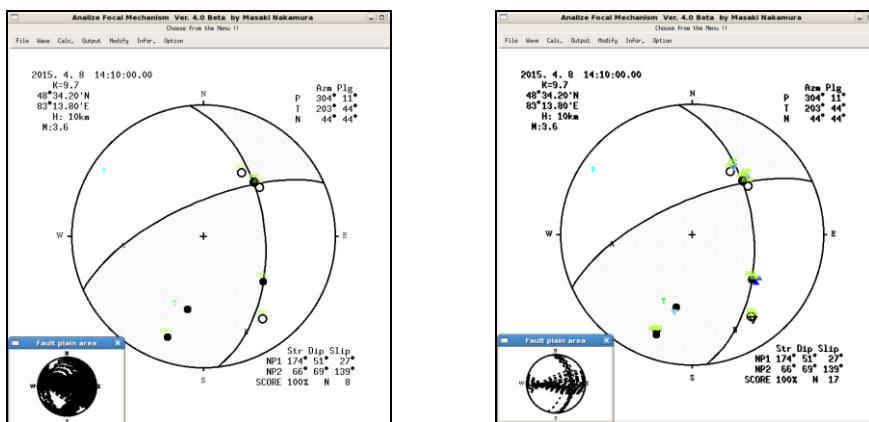


Рисунок 6.2 – Пример решения механизма очага при использовании вступлений знаков только Р- волн и знаков Р вместе с знаками S- волн землетрясения с K=9,7

Как видно из рисунка 6.2, надежность решения существенно улучшается при совместном использовании знаков первых вступлений Р- и S- волн. Разброс значений определяемых параметров в первом варианте не позволяет принять решение механизма очага, тогда как во втором варианте их вариации находятся в допустимых пределах и позволяют считать, что механизм очага определен надежно.

Повышение надежности решения при использовании знаков поперечных волн обусловлено тем, что их нодальные линии существенно отличаются от таковых Р- волн и представляют собой конические поверхности второго и третьего порядка.

6.2 Результаты определения характеристик сейсмических событий

По результатам определения параметров землетрясений была составлена таблица 6.1, которая легла в основу комплексного анализа геологогеофизических данных и была использована при районировании и определении характера распределения металлогенических зон Центрального Казахстана.

Были взяты 57 сейсмических событий с исследумой территории и построены механизмы очагов землетрясений.

6.3 Распознавание типа землетрясений (тектонические, техногенные) в Центральном Казахстане.

Примеры выявленных на этой территории сильных землетрясений.

За истекший более чем двадцать одно летний период функционирования Центра сбора и обработки специальной сейсмической информации (ЦСОССИ) одним из главных достижений для переосмысления взгляда на сейсмическую опасность территории Казахстана являются новые данные о сейсмичности в районах, считавшихся ранее асейсмичными.

За период наблюдения станциями сети ИГИ РК (с 1999 г.) в пределах территории исследований зарегистрированы 2 землетрясения с магнитудой $mb \geq 5$: Шалгинское в 2001 году с $mb=5,4$ и Карагандинское в 2014 г., $mb = 5,2$ [51].

Шалгинское землетрясение в Центральном Казахстане при $Mw=5,2$ имело интенсивность в эпицентре 6 баллов и не было предсказано действующей на то время картой сейсмического районирования Казахстана (Рисунок 6.3).

Обращает на себя внимание сильная вытянутость изосейст этого землетрясения по сравнению с изосейстами землетрясений в горных областях Казахстана. Это может быть свидетельством того, что в платформенной части Казахстана имеет место более слабое затухание сейсмических волн, обусловленное большей консолидированностью пород. Этому факту имеются подтверждения и по независимым исследованиям затухания сейсмических волн в разных районах Казахстана. Для этого землетрясения был определен механизм очага, опубликованный в работе [52]. По нему можно сделать следующие выводы: – Шалгинское землетрясение реализовалось в условиях напряжения горизонтального сжатия в северо-восточном направлении и горизонтального субширотного растяжения. – В очаге произошло смещение блоков в виде правостороннего сдвига по простирианию плоскости северо-восточного направления, что согласуется с ориентацией разлома, к которому приурочен очаг [47, с.76].

Механизм очага Шалгинского землетрясения

Для определения механизма очага использовались сведения о направлениях первых вступлений по продольным волнам, та же расчет параметров механизма очага проводился по программе Масаки Накамура [53-54]. В качестве исходного материала были привлечены данные сейсмических станций сети НЯЦ РК, Сейсмологической опытно – методической экспедиции МЧС РК, Опытно – методической сейсмологической экспедиции ИС НАН КР, а также ряда российских и мировых станций, данные которых опубликованы в сейсмологических бюллетенях Центра сейсмической информации Геофизической службы РАН. Всего использовано 47 знаков первых вступлений Р-волн, из них 32 знака снято непосредственно с сейсмограмм. Отметим, что по

станциям НЯЦ РК имелись цифровые записи этого события, по другим службам знаки определялись по аналоговым фотозаписям [51, с.328].



Рисунок 6.3 – Слева–карта изосейст Шалгинского землетрясения 22 августа 2001 года с $Mw=5,2$, $K=13,2$ [51, с.326].

На рисунке 6.4 приведены эпицентры землетрясения и построены механизмы землетрясений.

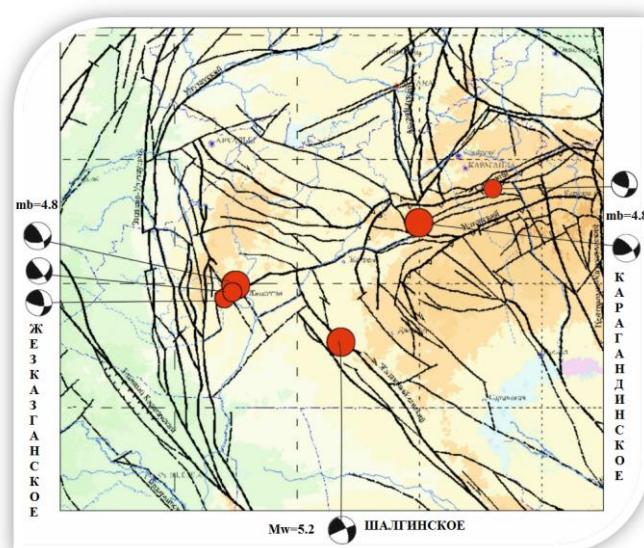


Рисунок 6.4 – Эпицентры сейсмических событий в Центральном Казахстане с определенными механизмами очагов. В том числе, механизмы Шалгинского, Карагандинского и Жезказганского землетрясений

Полученное распределение наблюденных знаков позволяет получить два варианта решения механизма, в которых степень согласованности используемых знаков практически одинакова и составляет 80%, а разброс значений определяемых параметров не превышает 16° (таблица 6.1). В таблице 5.2 приведены параметры механизма очага.

При различии в характере подвижки в очаге в обоих вариантах наблюдается подобие в ориентации нодальных плоскостей и осей напряжений. Первая плоскость имеет северо-восточное простиранье, падение ее в первом варианте 50° на юго-восток, а во втором вертикальное. Простиранье второй плоскости – северо-западное. Падение лежачего крыла на северо-восток под углом 50° и 60°.

Таблица 6.1 – Характеристика точности определения параметров при решении механизма очага Шалгинского землетрясения [51, с.328]

№	Параметры		Центральный угол
	P, T,N, A, B		
Ось сжатия	P		6°
Ось растяжения	T		16°
Промежуточная ось	N		0°
Ось	A (пл.2)		14°
Ось	B (пл.1)		4°

Таблица 6.2 – Параметры механизма очага Шалгинского землетрясения [51, с.328]

№	Оси главных напряжений						Нодальные плоскости					
	T		N		P		NP1			NP2		
	PL	AZM	PL	AZM	PL	AZM	STK	DP	SLIP	STK	DP	SLIP
1 вариант	65	101	25	281	0	191	78	50	57	305	50	124
2 вариант	16	112	64	239	19	16	244	88	-25	336	64	-178

На рисунке 6.5 показаны стереограммы механизма очага для двух вариантов решений. [51, с.329]

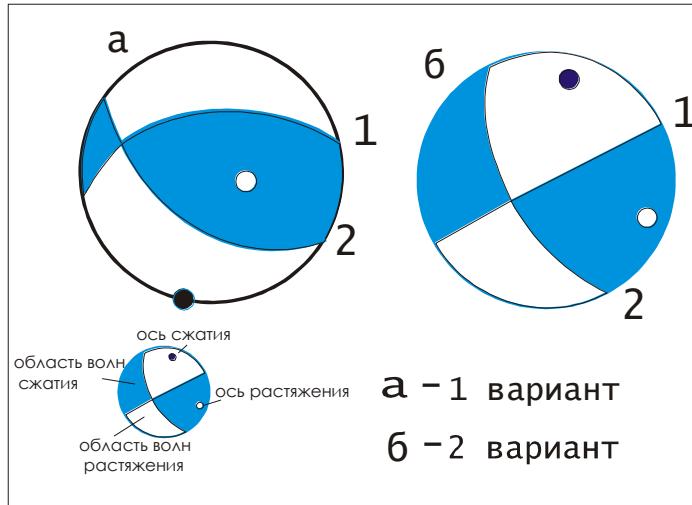


Рисунок 6.5 – Стереограммы механизма очага землетрясения 22.08.2001 [51, с.329].

Карагандинское землетрясение.

21 июня 2014 года все сейсмические станции сети Института геофизических исследований РК зарегистрировали довольно сильное землетрясение в Центральном Казахстане. Любое землетрясение на север от г.Алматы – событие редкое, а особенно, если это ощущимое сильное землетрясение. Чаще в Центральном и Северном Казахстане регистрируются промышленные карьерные взрывы, связанные с разработкой полезных ископаемых. Наиболее близкая к эпицентру станция ИГИ Ортау находилась на расстоянии примерно 160 км от эпицентра [52, с.94].

Записи получены также на станциях Боровое (432 км), Курчатов (426 км), Маканчи и других, которые входят в мировые глобальные сети станций. Их данные автоматически передаются в международные центры – Европейский EMSC в Париже, в Американский NEIC, в Международный сейсмологический центр в Англии ISC (Рисунки 6.7) [52, с.94].

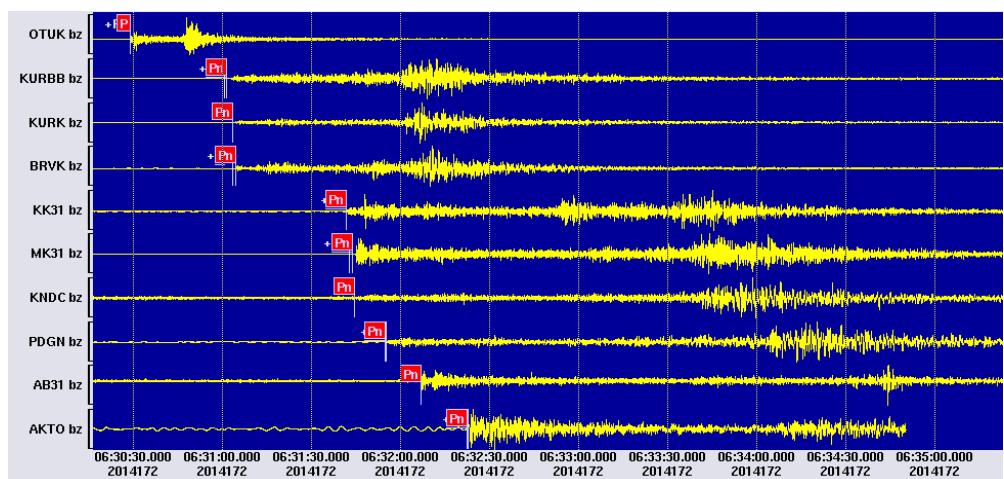
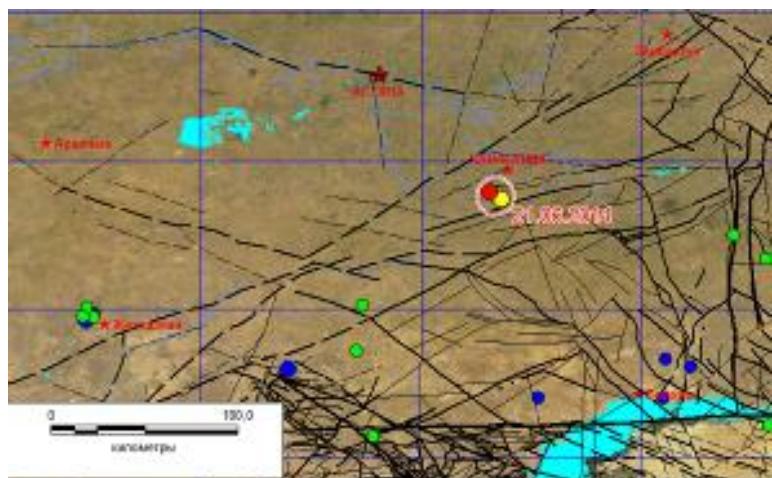


Рисунок 6.7 – Записи землетрясения на станциях ИГИ РК [52, с.94].

Землетрясение было обработано и в Международных центрах данных. Решения разных центров практически совпадают. Координаты эпицентра варьируются в пределах сотых долей градуса, магнитуда $mb=4.8-5.2$, глубина $h=9-20$ км [52, с.94].

Эпицентр землетрясения расположен вблизи южной границы карагандинского каменноугольного бассейна. Назрел вопрос о природе его происхождения. Возможно оно связано с интенсивными работами в этом районе на угольных шахтах? Может ли оно быть техногенным или природным?

Предварительное рассмотрение тектонической обстановки района очага этого землетрясения показывает, что очаг землетрясения расположен на северной границе Успенской зоны смятия северо-восточного простирания шириной до 90 км, ограниченной субпараллельными тектоническими разломами (Рисунок 6.8).



Синие и зеленые кружки – эпицентры ранее произошедших землетрясений. В большом кружке – эпицентр 21.06.2014 г. по данным различных центров. Красный контур – граница Семипалатинского испытательного полигона.

Рисунок 6.8 – Положение эпицентра землетрясения на тектонической схеме

Афтершоковая деятельность в очаге. Детальный анализ записей ближайшей к эпицентру землетрясения 21 июня 2014 г. станции Ортау, относящейся к сети станций ИГИ РК, показал, что после основного события примерно через 17 минут в том же очаге произошел еще один слабый толчок (Рисунок 6.9). Установить природу этого землетрясения как афтершока первого толчка удалось с помощью корреляционного анализа волновых форм по станции Ортау, а также анализа азимутов на источник по трехкомпонентной станции [52, с.96].

Доказано, что это событие относится к той же области, где произошел и основной толчок. Его энергетический класс составил всего 5,2. Заметим, что

энергетический класс главного толчка по оперативным данным оценивался примерно в 12,0. Позже он уточнился и характеризуется значениями $K=11,7$.

Макросейсмическое обследование эпицентральной территории землетрясения проведено сотрудниками Института геофизических исследований ведущим геологом Великановым А. Е. и МНС Узбековым А. Н. через неделю после землетрясения с 28 июня по 3 июля. На территории радиусом чуть больше 100 км от эпицентра землетрясения было проведено обследование 34 населённых пунктов с составлением анкетированных опросов для установления фактической интенсивности сотрясений по шкале сейсмической интенсивности MSK-64 в каждом пункте.

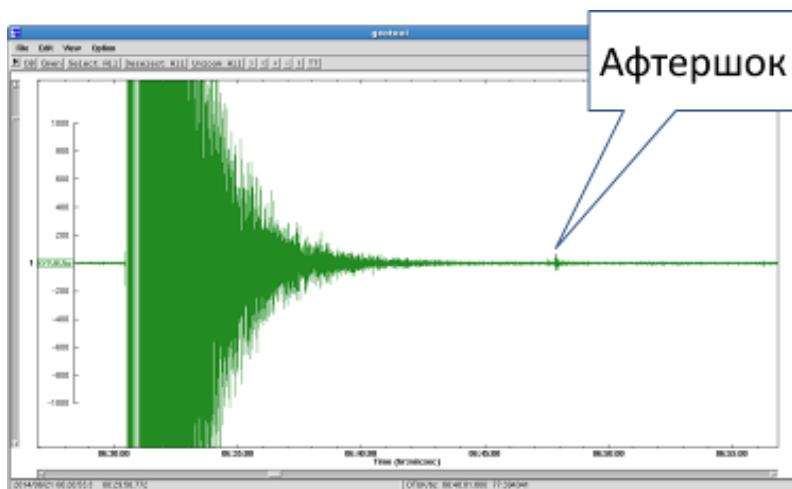
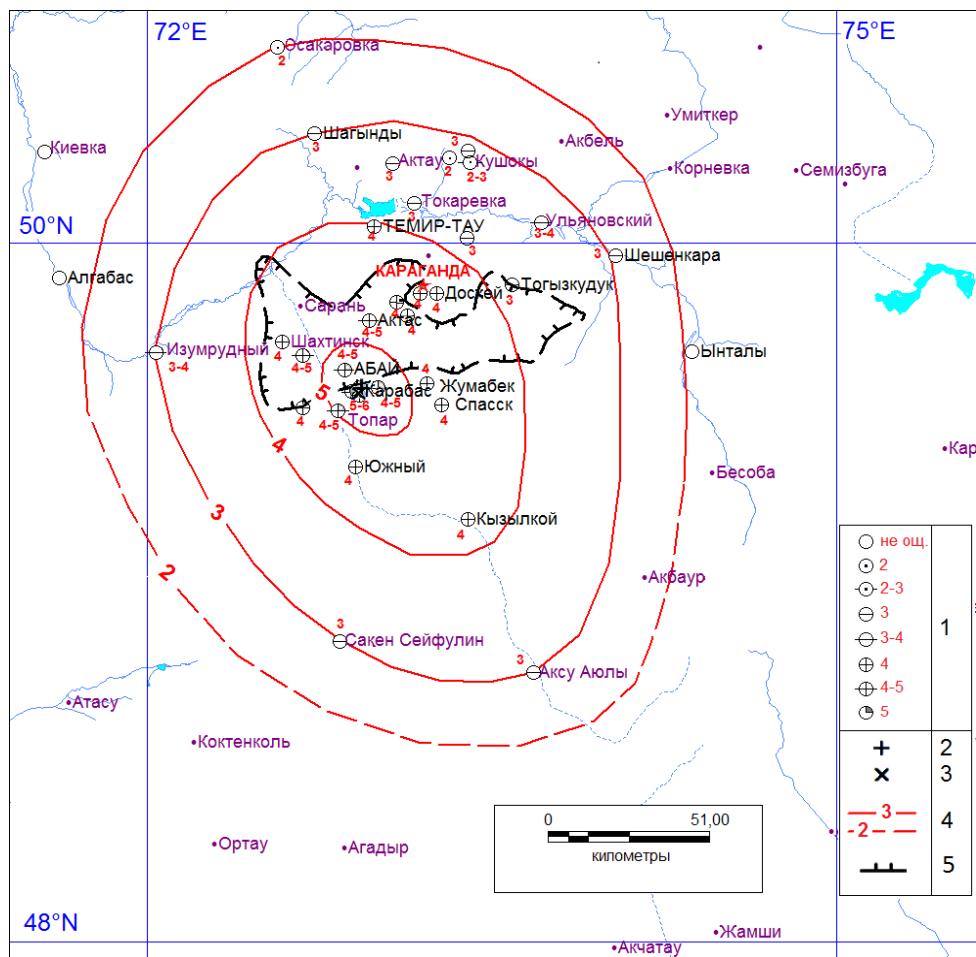


Рисунок 6.9 – Запись станции Ортау, находящейся на расстоянии 160 км от эпицентра, по вертикальной компоненте. В начале рисунка – запись главного толчка [52, с.96]

Маршруты обезода населённых пунктов совпадали с основными направлениями автодорожных трасс, расходящихся в различных направлениях от областного центра г. Караганды. В начале исследований основное внимание было уделено эпицентральной области в районе пос. Карабас, где в непосредственной близости от эпицентра было посещено пять объектов. По результатам макросейсмического обследования составлена таблица макросейсмических данных и построена карта изосейст (рисунок 6.10) [52, с.96].



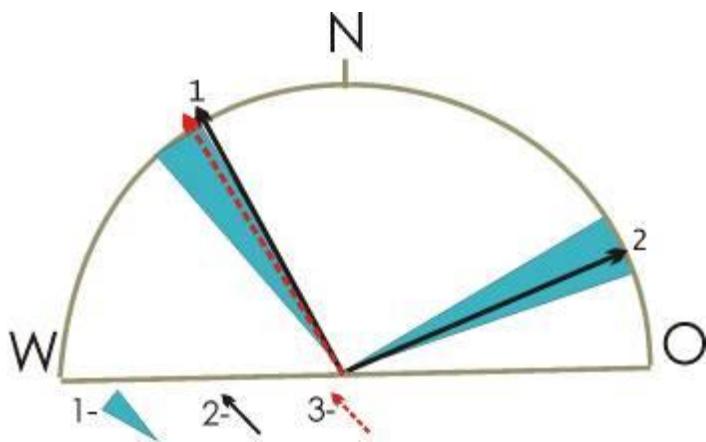
1 – пункты и значения интенсивности сотрясений в баллах по шкале MSK-64; 2, 3 – инструментальный и макросейсмический эпицентры соответственно; 4 – изосейсты и значения балльности; 5 – границы Карагандинского угольного бассейна (Карбасса)

Рисунок 6.10 – Карта изосейст землетрясения 21 июня 2014г.

Интерпретация природы очага землетрясения. По данным механизма очага, землетрясение не является результатом простого обрушения, поскольку знаки первых смещений Р-волн, зарегистрированных в разных азимутах от эпицентра, имеют квадрантное распределение, свойственное тектоническим землетрясениям, реализующимся под действием двойной пары сил (сжатия и растяжения) [52, с.99].

Ориентация осей напряжений сжатия и растяжения, под действием которых произошло землетрясение, согласуется с полем напряжений, в котором реализовались и другие сильные землетрясения западной части Центрально-Казахстанского мелкосопочника [55].

Для выбора из двух возможных плоскостей разрыва одной наиболее вероятной сопоставлены сведения о главной сети разломов исследуемого района и сведения об этом очаге, полученные по данным макрообследования, результаты отражены на рисунке 6.10 [52, с.99].



1 - диапазон азимутов главной сети разломов; 2 - азимуты нодальных плоскостей очага; 3 - азимут большой оси изосейст

Рисунок 6.10 – Сводные направления азимутов большой оси эллипса изосейст, нодальных плоскостей землетрясения и главной сети разломов [52, с.99]

Из рисунка можно отметить, во-первых, согласованность азимутов обеих нодальных плоскостей очага с направлением главной системы разломов, т. е. по этому признаку выбрать наиболее вероятную плоскость разрыва невозможно.

Во-вторых, азимут большой оси эллипса изосейст хорошо согласуется как с нодальной плоскостью северо-западного направления, так и с северо-западным направлением главных тектонических разломов исследуемой территории.

Таким образом, имеющиеся сведения тяготеют к выводу о плоскости разрыва северо-западного простирания с азимутом 331° (обратный азимут 151°). По этой плоскости проявился крутой взброс с некоторой сдвиговой составляющей, что согласуется с динамикой региональных разломов этого направления.

Выводы: Ввод в строй новых сейсмических станций, современные методы обработки данных позволили в последние годы изменить представление о сейсмичности территории Казахстана. Выявлены новые сейсмически активные области, показаны разные по природе источники, связанные как с естественной современной тектонической активностью, так и с техногенными факторами, в первую очередь, с разработкой месторождений твердых полезных ископаемых.

Исследование механизмов очагов землетрясений позволило установить особенности параметров напряженно-деформированного состояния.

Следует отметить, что работы по слабоактивным территориям Казахстана только начинаются. Стоят задачи детального изучения сейсмической опасности Центрального Казахстана, связанной с геологическим строением и активной тектоникой региона.

Актуально изучение характеристик регионального поля тектонических напряжений в этом районе. Важно также показать наличие техногенных

землетрясений и связанного с ними сейсмического риска, способного привести к значительному экономическому ущербу в связи с возможным возникновением сильных событий.

Представления по сейсмичности, увязанные с данными, полученными с новым аппаратурно-методическим обеспечением, позволяет вести мониторинг сейсмических событий в районах разрабатываемых месторождений твердых полезных ископаемых.

7 ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОНАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

7.1 Введение. Вклад казахстанской научной школы в изучение металлогении Центрального Казахстана

История становления металлогенических исследований в Центральном Казахстане связана с именем К. И. Сатпаева – основателя казахстанской школы металлогении. Под его руководством была составлена первая в мировой геологической практике прогнозно-металлогеническая карта [56].

С целью развития металлогенических исследований К. И. Сатпаев организовал комплексные геологоразведочные работы в ряде важнейших горнometаллогенических районов Центрального Казахстана, таких как Успенская тектоническая зона и др. [57].

Полученные за период 1950–1970 г.г. новые данные, привели к изменениям взглядов на происхождение месторождений твердых полезных ископаемых. Большое развитие получили концепции о связи месторождений твёрдых полезных ископаемых с вулканализмом и метаморфогенными процессами.

Был выделен атасуйский тип железо-марганцевых, свинцово-цинковых и баритовых стратиформных руд (А.А. Рожков, 1967; Г.Н. Щерба, 1968), текелийский тип полиметаллических руд в углеродистых формациях (Г.Б. Паталаха, 1989г.).

Дальнейшее углублённое развитие металлогенической науки в Центральном Казахстане связано с привлечением данных региональной геофизики и геохимии, в том числе радиологических методов, привело к формированию нескольких направлений школы К.И. Сатпаева [58].

Первое направление – это развитие идеи геотектоногенов, протяжённых линейных структур, образованных на месте глубинных подвижных зон, о значительной роли в этих структурах процессов дифференциации и вертикальной миграции вещества в земной коре и верхней мантии, которые обусловили многоярусное строение тектоногенов [59].

Второе (основное) направление металлогенической школы К.И. Сатпаева получило развитие в трудах А.К. Каюпова, В.Г. Ли, Л.А. Мирошниченко, Г.Ф. Ляпичева, которые в своих построениях базировалась на выделении структурно-формационных металлогенических зон и формаций.

Итогом металлогенических исследований этого направления (1977–1983 г.г.) явилось издание одиннадцатитомной монографической серии «Металлогения Казахстана. Рудные формации» [61].

Тектоническую основу исследований составляли геосинклинально-складчатые системы с формационно-магматическим анализом орто-, медиа- и парагеосинклинальных зон. В 1990-х эти годах исследования продолжил Л.А. Мирошниченко, внесший новые идеи в металлогенический анализ и прогнозные построения, геодинамические обстановки в терминах тектоники

плит (островодужные, рифтовые). В 1996 г. этим автором составлена схема структурно-минерагенического районирования Казахстана, на которой показаны зоны рифтогенного и островодужного типов с профилирующей рудной минерализацией. Фактографическая основа этих исследований была приведена в виде изданной тридцатитомной справочно-монографической серии «Минеральные ресурсы Казахстана», в которой по разработанным классификациям была дана характеристика 6596 месторождениям. Карты содержат информацию по промышленно-генетическим типам и масштабам месторождений, элементам-спутникам, техногенному сырью, гидрохимическим аномалиям, прогнозам на отдельные виды полезных ископаемых. Среди других направлений металлогенических исследований необходимо выделить разработки в области тектоно-фациального анализа и представлений о сводово-глыбовых структурах и областях тектоно-магматической активизации (ТМА) [60].

Позже был составлен и издан атлас «Минеральные ресурсы Казахстана», содержание которого показывает распределение месторождений металлогенических и неметаллогенических полезных ископаемых по областям консолидации: докембрийской, каледонской, герцинской, мезо-кайнозойской [62].

Концепция и термины «сводово-глыбовая тектоника и сопряжённые с ней зоны ТМА» впервые для территории Казахстана были применены М.А. Абдулкабировой при металлогеническом анализе золотоносных структур Северного и Центрального Казахстана [63].

В дальнейшем, с развитием фундаментальных металлогенических исследований отчётливо наметилось направление, связанное с выявлением роли седиментогенной геохимической специализации геологических формаций и последующих процессов масштабного перераспределения малоустойчивых компонентов слабо литифицированных пород в связи с их диагенетическими и динамо-метаморфическими преобразованиями в формировании месторождений, в том числе и золота.

Были установлены, с одной стороны длительность и многоэтапность минералообразования на большинстве крупных месторождений золота в вулканогенно-осадочных (джеспилито- и колчеданоносных) и углеродисто-терригенных (флишоидных и молассовых) толщах, а с другой – полигенный характер источника рудо- и петрогенных компонентов, слагающих рудные залежи [64].

По данным палеогеографических, палинспастических, тектонических, тектонофациальных и геодинамических реконструкций, рассмотрена эволюционная модель формирования палеозоид Казахстана и время становления составного аккреционно-коллизионного Казахстанского палеоконтинента. На этой основе разработана схема тектонического районирования и структурных стилей палеозоид Казахстана [65].

На данной схеме контрастно проявились главные тектонические швы, которые дают ключи к раскрытию тектонической делимости земной коры на

автономно развивающиеся блоки первого и второго порядка – террейны, а также к процессам формирования зон металлогенеза Центрального Казахстана [66].

В процессе специальных исследований магматических комплексов Центрального Казахстана сделан значительный шаг в установлении общих закономерностей их размещения и количественно выраженных петрохимических и минералогических критериев. Выделены интрузивные комплексы, характеризующиеся строго определенной металлогенической специализацией [60, с. 15–16].

7.2 Геофизические исследования при решении задач металлогенеза

При металлогеническом анализе и выявлении элементов дизъюнктивной тектоники Центрального Казахстана большую роль сыграли геофизические исследования.

По результатам последних, впервые в Бетпакдале (Центральный Казахстан) было установлено наличие древних погребённых структур, сложенных интенсивно дислоцированными докембрийскими и нижнепалеозойскими толщами пород [67, с. 195].

В последующем, для всей территории Центрального Казахстана по геофизическим данным были построены модели литосферы до глубин 100–200 км, установлено неоднородно-блочное строение верхней мантии (Д.Альмуханбетов, А.Н.Антоненко, В.Н.Любецкий, В.М.Пилифосов, И.П.Беневоленский, Б.М.Уразаев и др.). К примеру, «Карта глубинного тектонического строения Казахстана масштаба 1:2500000», составленная В.Н.Любецким с соавторами, отражает результат взаимодействия процессов плитной и плумовой тектоник. Результаты геологической интерпретации геофизических данных были использованы для выяснения причин разнообразия металлогенеза различных литосферных блоков, изучения глубинной структуры металлогенических комплексов, их типизации по геофизическим параметрам и рудной специализации [68-69].

7.3 Результаты исследований

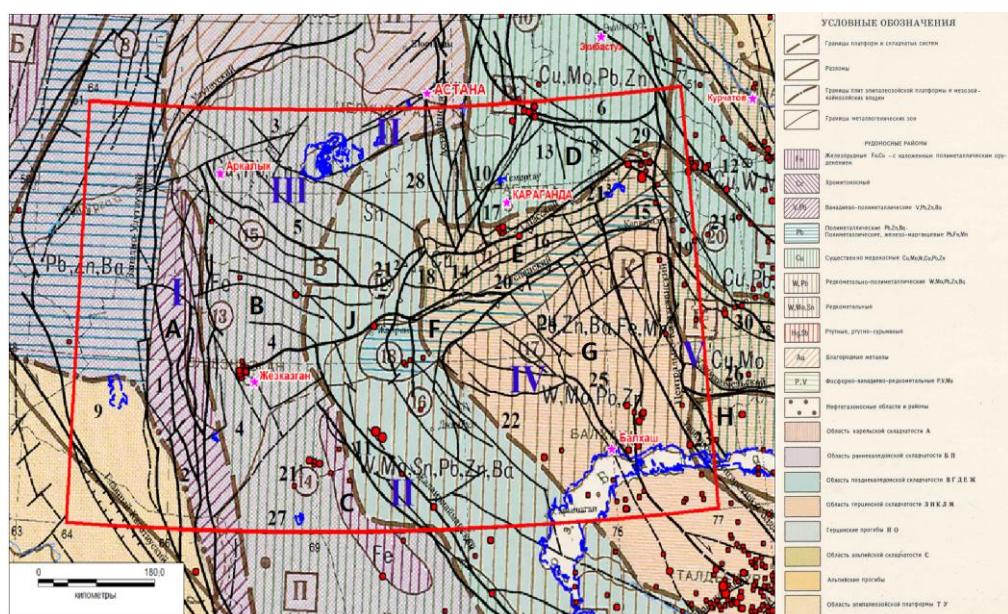
Целью настоящего раздела диссертации является определение характера проявления металлогенических зон Центрального Казахстана в геофизических полях и глубинном строении.

В качестве критериев были выбраны: масштаб и тип проявлений магматических формаций и глубинных разломов, значения тепловых потоков и температур на срезах земной коры 10 и 30 км, аномалий новейших движений земной коры, сейсмический режим и глубина очагов землетрясений, морфология, ориентация и напряжённость аномалий геомагнитного поля, региональная, коровая и локальная составляющие аномалий поля силы тяжести, глубины залегания и структурный план поверхностей Мохо и гранулит-базитового слоя.

Большое внимание в диссертации уделено связям аномалий геофизических потенциальных полей, сейсмичности, глубинной тектоники и современному структурному плану тектонических элементов Центрального Казахстана.

В фактографическую основу выполненных исследований были положены: «Схема тектонического и минерагенического районирования КазССР и прилегающих территорий союзных республик в масштабе 1: 10 000 000» (под редакцией В.Ф. Беспалова, М.С. Серикбаева, 1982), разномасштабные карты геофизических потенциальных полей (геомагнитного, гравитационного теплового, сейсмического).

По результатам комплексного анализа тектонического, петрографического, историко-геологического и металлогенического факторов на территории Центрального Казахстана выделяются следующие металлогенические зоны (Рисунок 7.1) [70].



I—Выступы метаморфического фундамента; II—Каледонские складчатые зоны; III—Наложенные герцинские структуры в каледонидах; IV—Герцинская Джунгаро-Балхашская система; V—Балхаш-Илийский позднепалеозойский вулканический пояс.

1-30. Тектонические элементы.

Красные кружки — очаги землетрясений, черные линии — тектонические разломы. Красная линия — исследуемый контур.

Рудоносные районы: Fe—Железорудные FeCu—с наложенным полиметаллическим оруднением; Cr—хромитоносные; V,Pb—Ванадиево-полиметаллические V,Pb,Zn,Ba; Pb—полиметаллические Pb,Zn,Ba, железо-марганцевые Pb,Fe,Mn; Cu—существенно меденосные Cu,Mo,Ni,Cu,Pb,Zn; W,Pb—Редкометально-полиметаллические W,Mo,Pb,Zn,Ba; W,Mo,Sn—Редкометальные; Au—благородные металлы; P,V-fosфорно-ванадиево-редкометальные P,V,Mo.

Рисунок 7.1 – Совмещённая карта тектонического и металлогенического районирования и активных разломов Центрального Казахстана (под редакцией: Беспалова В.Ф., Серикбаева М.С., 1982г.) с изменениями и дополнениями.

Металлогеническая зона «А» (Улутауский массив). Занимает площадь более 25 100 км² и приурочена к Улутаускому выступу метаморфического фундамента (область байкальской складчатости), перспективному на обнаружение месторождений полиметаллических руд.

Формирование этой рудоносной зоны генетически связано с интрузиями основного – среднего состава и/или блоками ультрамафитов и эфузивов основного-среднего составов.

В тепловом поле Улутауская металлогеническая зона обособляется промежуточными значениями тепловых потоков (40÷50 мВт/м²), увеличенными температурами на срезах земной коры 10 км (200-300°C) и 30 км (800-900°C).

Геотермические аномалии здесь вытянуты в меридиональном направлении и отличаются полосовым обликом (Рисунок 3.7-3.9).

Важно отметить, что увеличенные значения геотермических аномалий имеют прямую зависимость с районами развития консолидированной коры основного и ультраосновного состава с теплопроводностью пород 0,6-1,1 кДж/(кг*К) [71].

Улутауская металлогеническая зона, в целом асейсмична, за исключением своей южной части, где известны единичные очаги землетрясений.

Новейшие движения земной коры здесь имеют блочно-мозаичный характер, а их амплитуды увеличиваются с запада на восток от +100 до +400 метров (Рисунок 4.1).

В геомагнитных полях металлогенической зоны «А» наблюдаются отрицательные аномалии ΔT_a , ориентированные субмеридионально с напряженностью, изменяющейся в диапазоне -50÷-1900 нТл. Местами выделяются спорадически развитые линейные аномалии геомагнитного поля положительного знака (+50 ÷+600 нТл) (Рисунок 3.1).

Интенсивность, знак, морфология и ориентация магнитных аномалий свидетельствуют о длительном и поэтапном формировании земной коры Улутауской металлогенической зоны.

Характерной особенностью региональной составляющей поля силы тяжести являются цепочки кулисообразно расположенных интенсивных линейно-вытянутых максимумов интенсивностью до +25÷+40 мГал, простирающихся в меридиональном направлении (Рисунок 3.3).

Аномалии коровой составляющей гравитационного поля также линейно вытянуты в меридиональном направлении и имеют интенсивность, варьирующую в пределах +10÷+30 мГал. В южной части Улутауского массива наблюдаются отрицательные аномалии Δg_a -10÷-30 мГал (Рисунок 3.4).

Значения аномалий локальной составляющей поля силы тяжести здесь варьируют в пределах 0÷+10 мГал. В южной части Улутауского массива наблюдается переменные значения аномалий Δg_a -5÷+10 мГал (Рисунок 3.5).

В районах смены знака гравитационных аномалий появляются единичные очаги землетрясений.

В целом, характер гравитационных аномалий свидетельствует в пользу развития земной коры, насыщенной продуктами магматизма среднего-основного (местами ультраосновного) составов.

В металлогенической зоне «А» поверхность Мохо преимущественно выделяется на глубинах 38-40 км и только на самом юге, в пределах северных отрогов Бетпакдалинского антиклиниория, в Байконурском синклиниории и в южной части Улутауского выступа наблюдается заглубление этой поверхности до 46-48 км.

Структуры по поверхности Мохо обладают полигональными формами и не контролируются глубинными разломами, что свидетельствует о складчато-глыбовом генезисе Улутауского массива.

Металлогеническая зона «В» (Жезказганская впадина, Сарысу-Тенизская зона глыбовых складок, Тенизская впадина, Бетпакдалинский антиклиниорий). Образована тектоническими элементами раннекаледонской складчатости с преимущественно разведанными месторождениями меди, свинца и цинка). Общая площадь металлогенической зоны «В» составляет 108 200 км² (Рисунок 7.1).

В тепловом поле металлогеническая зона «В» обособляется последовательным наращиванием в южном направлении значений тепловых потоков от 30 мВт/м² в Тенгизской впадине и до 80 мВт/м² в Бетпакдалинском антиклиниории (Рисунок 3.7-3.9).

Об эндогенной природе руд Жезказганской впадины говорит набор элементов-примесей (Re, Ni, Co, Os, Ag), а о высокой температуре рудообразующих растворов и отсутствии пострудного метаморфизма – наличие в рудах минеральных твёрдых растворов халькопирит-борнит-дигенита (не ниже 250–300°C) и кубической модификации халькопирита – путоранита (выше 550°C) [72]. Это даёт возможность предполагать интрузивный контроль оруденения.

Северная часть металлогенической зоны «В» (Тенизская впадина и Сарысу-Тенизская зона глыбовых складок) асейсмична. И только в зоне сочленения Улутауского массива с Жезказганской впадиной зафиксированы очаги землетрясений, концентрирующиеся на глубинах 4-21 км.

Амплитуды новейших движений земной коры составляют +300+400 метров в Тенизской впадине и в южной части Жезказганской впадины, в северной части Бетпакдалинского антиклиниория (Рисунок 4.1).

В зоне сопряжения северо-восточной части Улутауского выступа метаморфического фундамента с западной частью Сарысу-Тенизской зоны глыбовых складок, в Жезказганской впадине в неоген-четвертичное время тектонические процессы проходили более активно. Здесь амплитуда поднятий составила +500÷+600 метров (Рисунок 4.1).

Аномалии новейших движений земной коры в металлогенической зоне «В» выделяются полигональной формой формирующих их тектонических элементов, значения амплитуд которых выше, чем в металлогенической зоне «А».

В аномальном геомагнитном поле район Тенизкой впадины, сложенный палеозойскими образованиями (наложенные герцинские структуры на каледонидах), выделяется изометричными либо полигональными отрицательными аномалиями ΔT_a с напряженностью -200 и -500 нТл. Местами наблюдается инверсия магнитных аномалий, которые здесь приобретают значения +50÷+200 нТл (Рисунок 3.1).

Ориентация аномалий геомагнитного поля не согласуется со структурным планом этой впадины, в том числе с разломами, вытянутыми в субширотном направлении. В некотором роде это свидетельствует о проявлении наложенных фаз тектогенеза, что сказалось на формировании геомагнитного поля Тенизской впадины.

В аномальном геомагнитном поле Жезказганской впадины зафиксирована четко выраженная зона аномалий ΔT_a , вытянутая в северо-западном направлении и состоящая из трех максимумов с интенсивностью +200÷+400 нТл. Эта зона аномалий, вероятно, вызвана скрытым (неэродированным) интрузивом основного-среднего составов, сыгравшим важную роль в метаморфогенных процессах (Рисунок 3.1).

В Бетпакдалинском антиклиниории значения чередующихся линейно-вытянутых положительных и отрицательных экстремумов геомагнитного поля, варьируют в диапазоне от -100÷-900 до +80÷+600 нТл.

Интенсивность, знак, морфология и ориентация магнитных аномалий свидетельствуют об отсутствии здесь линейных магматических дислокаций и поэтапном внедрении продуктов магматизма в земную кору металлогенической зоны «В».

Характерной особенностью региональной составляющей гравитационного поля является присутствие интенсивных линейно-вытянутых максимумов, простирающихся в меридиональном направлении. Интенсивность последних изменяется в широких пределах, от +25÷+40 до -55÷-155 мГал (Рисунок 3.3).

Значения аномалий коровой составляющей гравитационного поля варьируют в пределах +10÷+50 мГал. В северной части Сарысу-Тенизкой зоны глыбовых складок и южной части Тенизкой впадины наблюдается отрицательные аномалии (-10÷-30 мГал) (Рисунок 3.4).

Аномалии локальной составляющей поля силы тяжести характеризуются отрицательным знаком и значениями, которые варьируют в коридоре -5÷-10 мГал. В северо-восточной части Жезказганской и северной части Тенизкой впадин, северной части Сарысу-Тенизкой зоны глыбовых складок наблюдается площади с положительными аномалиями Δg_a 0÷+10 мГал (Рисунок 3.5).

Линейно-вытянутые аномалии гравитационного поля хорошо согласуются с развитыми здесь линейными батолитами раннеорогенной гранодиорит-лейкогранитовой серии пород, протягивающихся на значительные расстояния.

По поверхности Мохо в металлогенической зоне «В» наблюдается система поднятий в интервале глубин 38-42 км и только в Сарысу-Тенизкой зоне глыбовых складок происходит заглубление этой поверхности до 42-44 км.

Структуры по поверхности Мохо обладают сложными геометрическими формами и не контролируются разломами. Преимущественно их простирание ортогонально глубинным разломам.

Металлогеническая зона «С»: южная часть девонского краевого вулкано-плутонического пояса (раннекаледонская складчатость) – небольшая по площади (5646 км^2) полоса развития месторождений железа с наложенными полиметаллическими оруденениями (Рисунок 7.1).

Металлогеническую зону «С» формируют магматические породы широкого спектра- кварцевые диориты, гранодиориты и граниты, согласно существующим концепциям, сформировавшиеся в раннем девоне в условиях активного развития рифтовых зон.

В результате, одновременно с появлением вулканических поясов образовались гранодиоритовые плутоны (дайки), представляющие собой по вертикали ряд гранодиортового семейства [73].

В геотермическом поле металлогеническая зона «С» обособляется промежуточными значениями тепловых потоков ($50\div60 \text{ мВт/м}^2$), увеличенными температурами на срезах 10 км ($270\div290^\circ\text{C}$) и 30 км ($900\div1000^\circ\text{C}$) (Рисунок 3.7).

По простиранию металлогенической зоны наблюдается активная сейсмичность. Глубина сейсмических очагов здесь варьирует в диапазоне 1-15 км.

Амплитуды новейших движений земной коры изменяются от +200 до +400 метров (Рисунок 4.1).

Аномальные геомагнитные поля металлогенической зоны «С» вытянуты в северо-западном направлении и согласуются с современным структурным планом, в том числе с разломами. Интенсивность отрицательных магнитных экстремумов варьирует в пределах $-50\div-500 \text{ нТл}$ (Рисунок 3.1).

Характерной чертой аномалий поля силы тяжести является присутствие интенсивных линейно-вытянутых относительных максимумов, простирающихся в северо-западном направлении и согласующихся с простиранием рудоносного района – критерий активных тектономагматических процессов.

Интенсивность аномалий региональной составляющей гравитационного поля здесь достигает $+35\div+50 \text{ мГал}$. Аномалии коровой составляющей – варьируют в пределах $+10\div+60 \text{ мГал}$. Напряженность аномалий локальной составляющей поля силы тяжести изменяется в широком диапазоне, от $-5\div-10$ до $+5\div+15 \text{ мГал}$ (Рисунок 3.3).

В металлогенической зоне «С» по поверхности Мохо проявляется выступ в интервале глубин 38-40 км.

Простижение структуры по поверхности Мохо не согласуется с ориентацией глубинных разломов и металлогенической зоны «С».

Металлогеническая зона «D»: Ерментауский, Бощекульский и Чингизкий мегантиклиниории, восточная часть девонского краевого вулкано-плутонического пояса, Баянаульский и Селетинский синклиниории (позднекаледонская складчатость), Шедертинская впадина, северная часть Карагандинского прогиба (наложенные герцинские структуры в каледонидах), северная часть Карасорского синклиниория (герциниды Джунгаро-Балхашской системы).

Крупная (площадью 45 520 км²), выпуклая к северу дугообразная зона, в пределах которой разведаны полиметаллические руды: медь, молибден, свинец, цинк, ванадий и марганец (Рисунок 7.1).

В гранитизированных породах встречаются гранодиорит и гранит-порфирит и более поздние вогезиты, которые пересекают все гранитоиды предыдущего этапа и предшествуют дайкам долеритовой серии.

В тепловом поле металлогеническая зона «D» обособляется минимальными значениями тепловых потоков (20÷40 мВт/м²) и сокращёнными значениями температур на срезах консолидированной коры 10 км (100-150 °С) и 30 км (500 °С) (Рисунок 3.7-3.8).

В поле новейших движений земной коры металлогеническая зона «D» выделяется максимальными значениями амплитуд (от +400 до +800 метров и более). Аномалии характеризуются полигональными формами и в плане повторяют геометрические формы тектонических элементов данного рудоносного района (Рисунок 4.1).

В геомагнитном поле здесь обособляются мозаичные либо субизометричные (в том числе кольцевые) отрицательные локальные аномалии ΔТа с напряженностью от -205 до -400 нТл, приуроченные к Бощекульскому антиклиниорию, Селетинскому синклиниорию и Шедертинской впадине, восточной части девонского краевого вулкано-плутонического пояса (Рисунок 3.1).

В Ерментауском и Чингизком антиклиниории и Баянаульском синклиниории они замещаются аномалиями переменного геомагнитного поля с вариациями значений от -210 до +430 нТл (Рисунок 3.1).

Аномалии геомагнитного поля металлогенической зоны «D», по-видимому, приурочены к закартированным штокам и массивам нижнепермских сиенодиоритов.

Площади на севере Карагандинской впадины выделяются положительными вариациями аномалий геомагнитного поля в широком диапазоне (+110÷+520 нТл) (Рисунок 3.1), интерпретируемые сравнительно неглубоким залеганием посткарбоновых интрузивов (гранодиоритов).

Интенсивность отрицательных аномалий региональной составляющей гравитационных минимумов здесь достигает аномально больших величин (-175÷-200 мГал). Наблюдается соответствие региональных аномалий Δg_a с ориентацией аномалий новейших движений земной коры и геомагнитного поля, а также с простиранием тектонических элементов металлогенической зоны «D» (Рисунок 3.3).

В Селетинском антиклиниории и восточной части девонского краевого вулкано-плутонического пояса обособляются положительные значения аномалий коровой составляющей гравитационного поля интенсивностью $+10 \div +20$ мГал.

В Бощекульском, Ерментауском антиклиниориях, в Шедертинской и северной части Карагандинской впадин овальные и вытянутые аномалии коровой составляющей поля силы тяжести соответствуют значениям Δg_a интенсивностью $-10 \div -40$ мГал.

В поле коровой составляющей гравитационного поля металлогенической зоны «D» морфология и ориентация аномалий Δg_a не коррелируются с аномалиями потенциальных полей.

В поле локальной составляющей гравитационного поля проявляется тренд в унаследованности геопространственного положения от аномалий коровой составляющей, но только с более сложным их рисунком и сочетанием геометрических форм. Аномалии изрезанные, полигональной, вытянутой и изометричной формы с интенсивностью $-5 \div +10$ мГал.

Поверхность Мохо в Баянаульском и Селетинском синклиниории выделяется на глубинах 40-42 км, тогда как в Чингизком мегантиклиниории и Карагандинском прогибе происходит заглубление этой поверхности до 42-46 км.

Простижение структур по поверхности Мохо не согласуется с ориентацией тектонических элементов металлогенической зоны «D». Не наблюдается совпадение структурного плана с глубинными разломами, что свидетельствует о коровом уровне заложения этих разломов.

Поверхность гранулит-базитового слоя закартирована только в районе Карагандинского прогиба, где выделяется на глубинах до 15 км.

Структурный план по поверхности гранулит-базитового слоя не согласуется с простирианием глубинных тектонических разломов и со структурным планом по поверхности Мохо, что в свою очередь свидетельствует о разном уровне в земной коре структурообразующих тектонических подвижек.

Металлогеническая зона «E»: Атасуйский, Тектурмасский и Спасский антиклиниории (герцинская складчатость), южная часть Карагандинского прогиба, северный фланг девонского краевого вулкано-плутонического пояса (наложенные герцинские структуры в каледонидах).

Металлогеническая зона «E» линейно-вытянута в северо-восточном направлении и характеризуется разведенными запасами месторождений меди. Общая площадь рудоносного района составляет 26 960 км² (Рисунок 7.1).

К северу от девонского краевого вулкано-плутонического пояса вулканиты замещаются континентальными молассами, выполняющими ряд мульд, наложенных на различные зоны каледонид и на выступы докаледонского фундамента.

Тектурмасский антиклиниорий сложен тремя складчатыми комплексами пород. Два нижних – формируют разновозрастные и разнотипные офиолиты, разделенные серпентинитовым меланжем.

Неоднородность глубинного строения этой зоны подчеркивается крайне неравномерным распределением теплового потока. На западном фланге металлогенической зоны «Е» зафиксированы экстремально высокие показания теплового потока ($60\div80$ мВт/м²), тогда как на его восточном фланге они снижаются до $30\div40$ мВт/м².

В поле геотермических аномалий на срезе глубин 10 км обособляются минимальные значения температур ($100\div150^{\circ}\text{C}$). Аналогичный тренд в распределении геотермических аномалий наблюдается на срезе глубин 30 км ($500\div550^{\circ}\text{C}$).

Направления геотермических аномалий и распределение температур на срезах 10 и 30 км не согласуются с ориентацией металлогенической зоны «Е» (Рисунок 3.7).

Тектонические нарушения простираются в северо-восточном направлении и характеризуются высокой плотностью размещения.

На северном фланге металлогенической зоны «Е» (южная часть Карагандинского прогиба) наблюдаются сейсмические события в интервале глубин 9-20 км.

В областях с герцинской складчатостью (Спасский, Атасуйский, Тектурмасский антиклиниории), пространственно тяготеющих к северной части Центрально - Казахстанского гравитационного минимума, выявлены аномально высокие амплитуды новейших движениях земной коры ($+600\div1000$ метров) (Рисунок 4.1).

Ориентация аномалий совпадает с простиранием металлогенической зоны «Е» и нарушающих ее геологическое строение разломами, что в некотором роде свидетельствует об унаследованном характере тектонических дислокаций в неоген-четвертичное время.

В геомагнитном поле здесь обособляются системы полосовых отрицательных аномалий, напряжённость которых варьирует в диапазоне $-250\div-450$ нТл, а распределение последних полностью контролируется разрывными дислокациями.

В южной части металлогенической зоны «Е» появляются линейные и мозаичные аномалии ΔTa положительного знака интенсивностью $+150\div+480$ нТл, которые полностью согласуются с пространственным позиционированием развитых здесь глубинных разломов (Рисунок 3.1).

В поле региональной составляющей силы тяжести контрастно выделяются две линейные системы аномалий, северная и южная. В северной системе зафиксированы относительные максимумы напряженностью $-10\div-50$ мГал. В южной системе установлено резкое понижение интенсивности аномалий гравитационного поля до $-220\div-250$ мГал (Рисунок 3.3).

Аналогичный тренд проявляется в распределении коровой составляющей поля силы тяжести. В северной части металлогенической зоны «Е»

напряжённость гравитационных аномалий варьирует в пределах $0 \div +10 \div +15$ мГал. В южной – составляет $-30 \div -40$ мГал.

Аномалии локальных составляющих поля силы тяжести теряют свою линейность и не поддаются зональному районированию. Интенсивность локальных аномалий Δg_a варьирует в пределах $-5 \div +10$ мГал.

В центральной части металлогенической зоны «Е», в районе Спасского антиклиниория, обособляется выступ по поверхности Мохо на глубинах 40-42 км. На западном и восточных флангах этого района (в Атасуйском, Тектурмаском антиклиниории и восточной части девонского краевого вулкано-плутонического пояса) происходит заглубление этой поверхности до 42-46 км.

Структуры по поверхности Мохо ортогонально секут тектонические элементы металлогенической зоны «Е» (Таблица 7.1).

Поверхность гранулит-базитового слоя в районе Спасского и Атасуйского антиклиниориев выделяется на глубинах до 20 км.

Структуры по поверхности гранулит-базитового слоя согласуются с ориентацией разломов, направлением антиклиниориев, совпадают с контурами рудоносного района и конформна поверхности Мохо. Однако, расположены под большим углом к структуре по поверхности Мохо.

Металлогеническая зона «F»: Нуринский синклиниорий и южная часть Успенского синклиниория (герцинская складчатость).

Выделяется к югу от металлогенической зоны «Е» и обладает аналогичным северо-восточным простиранием. Здесь разведаны месторождения полиметаллических (свинец, цинк, барий) и железо-марганцевых руд. Общая площадь рудоносного района составляет $25\ 890$ км 2 (Рисунок 6.1).

Нуринский синклиниорий формирует габброиды жайремского комплекса и гранитоиды топарского комплекса, в составе которых присутствуют перидотит, диалагит, габбро, диорит, гранодиорит, адамеллит, гранит слюдяной, аляскит, эсексит, моноцит, сиенит, щелочной гранит. В Успенской зоне лейкогранитный массив Жамантас интрурирован субщелочными гранитами [74].

Распределение тепловых потоков и температур на срезах 10 и 30 км в металлогенической зоне «F» имеет схожий характер с распределением этих параметров в металлогенической зоне «Е», с небольшими вариациями.

Так, в распределении геотермических аномалий на срезе консолидированной коры на глубинах 10 км наблюдаются минимальные значения температур ($100 \div 180^\circ\text{C}$). Схожий тренд в проявлении геотермических аномалий на срезе глубин 30 км ($500 \div 620^\circ\text{C}$) (Рисунок 3.7, таблица 7.1).

В Нуринском синклиниории, в полосе развития Центрально-Казахстанского и Успенского разломов наблюдаются очаги землетрясений в интервале глубин 5-15 км.

Тектонические элементы металлогенической зоны «F» пространственно тяготеют к «эпицентру» Центрально-Казахстанского гравитационного минимума. Здесь выявлены аномально высокие амплитуды новейших движений земной коры (800-1000 метров), за исключением западного фланга,

где значения этих амплитуд уменьшаются до 400 метров. Ориентация аномалий согласуется с простиранием тектонических нарушений (Рисунок 4.1, таблица 7.1).

В геомагнитном поле металлогенической зоны «F» обособляются системы мозаичных аномалий. В западной части этого района они преимущественно отрицательные с напряжённостью от $-50 \div -230$ нТл, в восточной – положительные с интенсивностью от $+100 \div +320$ нТл.

Характерной особенностью региональной составляющей поля силы тяжести является присутствие интенсивных линейно-вытянутых отрицательных аномалий ($-165 \div -285$ мГал), ориентация которых согласуется с простиранием разломов и рудоносного района, в целом (Рисунок 3.3, таблица 7.1).

Аномалии коровой составляющей поля силы тяжести также вытянуты в северо-восточном направлении и согласуются с ориентацией разломов и тектонических элементов. Их напряжённость изменяется в пределах $-40 \div -50$ мГал. Исключение составляют площадь Жайрем и отдельные площади Нуринского синклиниория, где напряжённость гравитационного поля варьирует в интервале $-10 \div +10$ мГал.

В поле локальной составляющей силы тяжести, наблюдаемые аномалии проявляются мозаичным или лоскутным характером, с различными размерами и ориентацией, не контролируемые разломами и интенсивностью $-10 \div +10$ мГал.

Генезис локальных аномалий связан с неглубоко залегающими геологическими неоднородностями, которые не имеют глубинных корней, т.е. не отражаются в поле коровой и региональной составляющей аномалий силы тяжести.

Структурный план по поверхности Мохо в металлогенической зоне «F» аналогичен металлогенической зоне «E» и в его составе также выделяются три части. В центральной части металлогенической зоны «F» поверхность Мохо установлена на глубинах 40-42 км.

В западном и восточном (Нуринский синклиниорий) направлениях происходит заглубление поверхности Мохо до 42-46 км.

Поверхность гранулит-базитового слоя в районе Успенского синклиниория гипсометрически приподнята и обособляется на глубинах до 15км.

В центральной и восточной части металлогенической зоны «F» поднятие по поверхности гранулит-базитового слоя контролируется глубинными разломами. В юго-западной части этого района наблюдается картина, в соответствии с которой структуры по поверхности гранулит-базитового слоя не согласуются ни с простиранием глубинных разломов, ни с ориентацией района. Кроме того, здесь выявлено заглубление гранулит-базитового слоя до 20-30 км.

Поверхности Мохо и гранулит-базитового слоя не конформны. По отношению к друг другу расположены под углом.

Металлогеническую зону «G»: образуют Актау-Моинтинский антиклиниорий, Жаман-Сарысуйский синклиниорий, Токрауская впадина (герцинская складчатость).

Имеет дугообразную конфигурацию и площадь в 79 360 км² и размещается на площадях Центрально-Казахстанского гравитационного минимума (Рисунок 7.1).

Ориентация разломов соответствует геометрической форме металлогенической зоны «G», где разведаны редкометалльные и полиметаллические месторождения (вольфрам, молибден, свинец и цинк).

В Токрауской впадине (рифтового типа с субокеанической корой) размещается крупный балхашский батолит нижнекаменноугольного возраста, сложенный гранодиорит-тоналитами. Габбро и диориты здесь менее распространены (5%).

В Жаман-Сарысуйской, Западно-Моинтинской зонах Прибалхашья распространены массивы средне-верхнекаменноугольного возраста. В строении магматических тел преобладают (60-70%) гранодиориты, заметную роль (10-30%) играют нормальные и лейкократовые граниты, изредка встречается габбро.

В тепловом поле здесь обособляются минимальные и промежуточные значения тепловых потоков (от менее 30 до 60 мВт/м²). Причём, минимальные значения тепловых потоков выделяются в областях интенсивных гравитационных минимумов (Рисунок 3.7, таблица 7.1).

Температуры в консолидированной коре на срезах 10 и 30 км принимают минимальные значения, соответственно 125-170°C и 500-600°C.

По внешнему контуру металлогенической зоны «G» зафиксированы гипоцентры землетрясений по плоскостям глубинных разломов в интервале глубин 4-11 км.

В поле новейших движений земной коры эта зона проявляется экстремально высокими значениями амплитуд (до +800÷+1000 метров), которые хорошо совпадают с крупными областями интенсивных гравитационных минимумов (Рисунок 4.1).

В распределении магнитных аномалий металлогенической зоны «G» установлено несовпадение положительных мозаичных аномалий геомагнитного поля (с интенсивностью +100÷+300 нТл и более) с направлениями глубинных разломов в Актау-Моынтинском антиклиниории и Жаман-Сарысуйском синклиниории.

В Токрауской впадине большая часть отрицательных линейно-вытянутых и полосовых геомагнитных аномалий (с интенсивностью -200÷-400 нТл) совпадают с простиранием глубинных разломов (Рисунок 3.1).

В металлогенической зоне «G» региональная составляющая поля силы тяжести проявляется в форме мозаичных и субизометричных отрицательных экстремумов (-185÷-300 мГал и более), без чётко выраженной ориентации (Рисунок 3.1).

Аномалии коровой составляющей поля силы тяжести обособляются значениями интенсивностью -10÷-50 мГал. Ориентация этих аномалий подчинена простиранию глубинных разломов. В большей мере это

свидетельствует о коровом уровне заложении глубинных разломов металлогенической зоны «G».

Исключение составляет юго-восточная часть Актау-Мойынтинского антиклиниория, обособляющаяся знакопеременными гравитационными аномалиями небольшой интенсивности (от +10 до -30 мГал).

В поле локальной составляющей силы тяжести наблюдаемые аномалии проявляются мозаичным или лоскутным характером с различными размерами и ориентацией, не контролируемой разломами и характеризующиеся минимальной интенсивностью $-10 \div +10$ мГал. Генезис локальных аномалий связан с неглубоко залегающими геологическими плотностными неоднородностями, которые не имеют глубинных корней.

В металлогенической зоне «G» структурный план по поверхности Мохо аналогичен структурному плану в металлогенических зонах «E» и «F». В центральной и восточной частях металлогенической зоны «G» (Токрауская впадина, Жаман-Сарысуйский синклиниорий) обособляется поднятие с глубинами залегания поверхности Мохо 42 км и менее. На западном фланге этого района (Актау-Мойынтинский антиклиниорий) поверхность Мохо заглубляется до 44-46 км. Глубинные разломы секут под углом структуры по поверхности Мохо.

Размещение структур по поверхности гранулит-базитового слоя не согласуются со структурным планом по поверхности Мохо. Структурные планы этих важнейших геономических границ литосферы ориентированы под различным углом по отношению друг к другу.

Согласованность глубинных разломов и структурного плана по поверхности гранулит-базитового слоя проявляется неоднозначно.

В Актау-Мойынтинском антиклиниории структурный план по поверхности гранулит-базитового слоя совпадает с ориентацией тектонических разломов. В Жаман-Сарысуйском синклиниории и Токрауской впадине не наблюдается корреляции ориентации глубинных разломов со структурой по поверхности гранулит-базитового слоя.

В Актау-Мойынтинском антиклиниории установлено заглубление гранулит-базитового слоя до 25-35 км. В Жаман-Сарысуйском синклиниории и Токрауской впадине искомая поверхность воздымается до 20-30 км.

Металлогеническая зона «H»: Калмакэмельская и Баканасская впадины, Северо-Балхашский антиклиниорий (области с герцинской складчатостью).

Занимает площадь 9020 км² и расположена в юго-восточной части исследуемой территории, где разведаны преимущественно медоносные месторождения (медь, молибден) (Рисунок 7.1).

В составе магматических тел этого района выделяются габбро-диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, метагранодиориты, плагиограниты, а также адамеллиты, амфиболовые граниты, биотит-амфиболовые граниты, лейкограниты, биотитовые граниты, аляскиты.

В металлогенической зоне «H» установлены минимальные значения тепловых потоков (менее 40 мВт/м²) и температур на срезе глубин 10 км,

которые изменяются в относительно узком диапазоне (150-180°С). Аналогичное распределение температур наблюдается на срезе глубин 30 км (менее 500°С).

Сейсмические события с повышенной плотностью очагов землетрясений концентрируются в полосе глубинных разломов, осложняющих структуру выделяемых здесь геологических элементов. Гипоцентры этих землетрясений варьируют в широком интервале глубин (2-29 км).

Амплитуды новейших движений земной коры в Балхаш-Илийском позднепалеозойском вулканическом поясе увеличиваются с юго-востока на северо-запад, от +500 до +1000 метров (Рисунок 4.1).

В геомагнитных полях металлогенической зоны «Н» отрицательные линейно-вытянутые аномалии совпадают с простиранием и направлением глубинных разломов. Интенсивность аномалий ΔT изменяется в диапазоне -150÷-400 нТл. Распределение геомагнитных аномалий контролируется собственно Северо-Балхашским антиклиниорием, имеющего дугообразную форму (Рисунок 3.1).

В Баканской впадине наблюдается знакопеременное геомагнитное поле. В северной части этой впадины зафиксированы линейные-вытянутые геомагнитные аномалии отрицательного знака с интенсивностью в диапазоне от менее 100 до 200 нТл и более.

Характерной особенностью региональной составляющей поля силы в геологических структурах Балхаш-Илийского позднепалеозойского вулкано-плутонического пояса (в Калмакэмельской и Баканской впадинах) является совпадение аномалий с интенсивностью до -110 мГал с простиранием глубинных разломов и структурным планом тектонических элементов на дневной поверхности (Рисунок 3.3).

Аномалии коровой составляющей поля силы тяжести характеризуются полигональными формами со сложными фестончато-изрезанными краями. В районе Баканской впадины положительные значения аномалии гравитационного поля варьируют в пределах 30÷50 мГал. В Северо-Балхашском антиклиниории наблюдается знакопеременное поле аномалии силы тяжести с интенсивностью от -10÷-30 до +20÷+30 мГал.

Значения аномалий локальной составляющей гравитационного поля здесь не поддаются зональному районированию. Отметим только факт выделения в полосе развития глубинных разломов относительных максимумов аномалий Δg_a с интенсивностью +5÷+10 мГал, редко больше. На остальных площадях металлогенической зоны «Н» получило развитие сложная мозаика отрицательных аномалий со значениями напряженности -5÷-10 мГал.

По поверхности Мохо обособляется прогиб на глубинах 44-46 км, строение которого осложнено разломами, секущими его под углом. Наблюдается согласованность глубинных разломов и структурного плана по поверхности Мохо.

По поверхности гранулит-базитового слоя здесь проявляется выступ (до 15-20 км), антингормно залегающий прогибу по поверхности Мохо и согласующегося с ориентацией глубинных разломов.

Структурные элементы по поверхности этих двух геономических границ литосферы ориентированы под различным углом по отношению друг к другу.

Металлогеническая зона «J»: северо-западная часть девонского краевого вулкано-плутонического пояса (раннекаледонская складчатость), Жалаир-Найманский синклиниорий, Майкаинский и южная части Актау-Моиынтинского антиклиниория, Каражальский прогиб (позднекаледонские складчатости).

Расположена в центральной части региона исследования, занимает площадь 100 100 км² и является одной из самых крупных (Рисунок 7.1). В пределах этого района разведаны и эксплуатируются редкометалльные и полиметаллические месторождения (вольфрам, цинк, свинец, барий, олово и молибден).

В составе магматических тел здесь выделяются, габбро, диориты, гранодиориты, и плагиограниты.

Металлогеническая зона «J» имеет дугообразную вытянутую форму и обрамляет с запада структуры Центрального Казахстанского гравитационного минимума.

Пространственная ориентация Жалаир-Найманского синклиниория согласуется с ориентацией глубинных разломов. В Каражальском прогибе, Майкаинском антиклиниории и девонском краевом вулканическом поясе не наблюдается корреляции с ориентацией тектонических разломов.

В металлогенической зоне «J» обособляются минимальные и средние значения тепловых потоков (30÷60 мВт/м²). Температуры на срезах глубин 10 и 30 км характеризуются минимальными значениями и трендом нарастания в юго-западном направлении. На срезе глубин 10 км температуры изменяются в интервале 150 до 220 °С. На срезе 30 км они варьируют в диапазоне от 500 до 800°С и выше.

Поле новейших движений земной коры характеризуется увеличенными значениями амплитуд (в диапазоне от +300 до +600 метров) в пределах Жалаир-Найманского синклиниория, Каражальского прогиба, северо-западной части девонского краевого вулкано-плутонического пояса, Майкаинского антиклиниория (Рисунок 4.1).

Сейсмические события (на глубинах 18-30 км) проявляются по плоскостям глубинных разломов чаще всего в районах смены знака аномалий силы тяжести и аномалий геомагнитных полей.

Аномалии геомагнитных полей в Каражальском прогибе обладают полигональной и овальной формами с изрезанными краями и отрицательными значениями в интервале от -150÷-400 нТл и более (Рисунок 3.1).

В Жалаир-Найманском синклиниории обособляются линейно - вытянутые аномалии ΔТа, ориентация которых подчинена глубинным разломам. В юго-восточной части наблюдаются положительные аномалии геомагнитного поля с интенсивностью +100÷+250 нТл, в северо-западной части проявляются отрицательные аномалии с значениями до -500 нТл.

В районе Майкайнского антиклиниория обособляются субизометричные положительные геомагнитные аномалии в интервале до +500 нТл и более.

В поле региональной составляющей поля силы тяжести в Майкайнском антиклиниории и Каражальском прогибе выявлены мозаичные и полигональные аномалии с интенсивностью $+10\div-75$ мГал, тогда как в Жалаир-Найманском синклиниории проявляются крупные линейно-вытянутые отрицательные экстремумы со значениями до -210 мГал (Рисунок 3.3).

Аномалии коровой составляющей поля силы тяжести в Каражальском прогибе и Майкайнском антиклиниории обладают мозаичными и полигональными формами с напряженностью от -10 до +30 мГал. Глубинные разломы не контролируют распределение аномалий.

В Жалаир-Найманском синклиниории проявляются отрицательные линейно-вытянутые аномалии, значения напряженности которых варьируют в пределах $-10\div-30$ мГал и более. Ориентация аномалий согласуется с простиранием глубинных разломов.

Аномалии локальной составляющей поля силы тяжести обладают унаследованным или похожим рисунком распространения региональных и коровых составляющих. Напряженность локальных аномалий варьирует в пределах $+10\div-15$ мГал.

Жалаир-Найманский синклиниорий и северо-западная часть девонского краевого вулкано-плутонического пояса по поверхности Мохо обособляются в интервале глубин 40-42 км. Каражальский прогиб и Майкайнский антиклиниорий характеризуются заглублением этой поверхности до 42-45 км.

В Каражальском прогибе поверхность гранулит-базитового слоя заглубляется до 25-30 км. В Жалаир-Найманском синклиниории она выделяется на глубинах до 20 км.

Корреляция структурных форм по поверхности гранулит-базитового слоя и Мохо носит сложный дифференцированный характер. В северо-западной части Каражальского прогиба и девонского краевого вулкано-плутонического пояса структурный план по поверхности гранулит-базитового слоя согласуются с ориентацией тектонических разломов.

В Майкайнском антиклиниории и девонском краевом вулканическом поясе не наблюдается связи ориентации глубинных разломов со структурой по поверхности гранулит-базитового слоя.

Выводы: В заключении необходимо отметить, что на основании проведённых исследований установлено, что каждая металлогеническая зона Центрального Казахстана обладает собственным специфическим набором геологого-геофизических признаков:

I. Зона («А»), перспективная на обнаружение полиметаллических руд, обособляется:

- Промежуточными значениями тепловых потоков ($40\div50$ мВт/м²), увеличенными температурами на срезах 10 км ($200\div300^{\circ}\text{C}$) и 30 км ($800\div900^{\circ}\text{C}$).
- Минимальными амплитудами ($+100\div+400$ метров) новейших движений земной коры.

- Асейсмичным режимом.
 - Отрицательными аномалиями геомагнитного поля, ориентированными субмеридионально, и напряженностью, изменяющейся в диапазоне $-50 \div -1900$ нТл.
 - Линейно-вытянутыми интенсивными максимумами региональной ($+25 \div +40$ мГал) и коровой ($+10 \div +30$ мГал) составляющих поля силы тяжести, простирающихся в меридиональном направлении.
 - Минимальными глубинами залегания поверхности Мохо (38-40 км).
 - Существенно меденосные зоны «В», «Е» и «Н» с разведенными месторождениями меди, молибдена, свинца цинка выделяются:
 - Нестабильным тепловым потоком ($30 \div 80$ мВт/м²), широкими вариациями температур на срезах 10 км ($150 \div 300^\circ\text{C}$) и 30 км ($500 \div 1000^\circ\text{C}$).
 - Аномально высокими амплитудами новейших движений земной коры (от $+600$ до $+1000$ метров), за исключением металлогенической зоны «В», где они снижаются до $+300 \div +600$ м.
 - Повышенной плотностью очагов землетрясений, которые концентрируются в полосе глубинных разломов в широком интервале глубин (2-29 км).
 - Отрицательными линейно-вытянутыми аномалиями геомагнитного поля напряженностью $-150 \div -500$ нТл. На отдельных площадях появляются линейно-вытянутые положительные экстремумы геомагнитного поля интенсивностью $+80 \div +600$ нТл. Ориентация аномалий геомагнитного поля совпадает с простиранием и направлением глубинных разломов.
 - Присутствием систем интенсивных линейно-вытянутых и полигональных (со сложными фестончато-изрезанными краями) аномалий региональной ($-10 \div -250$ мГал) и коровой ($-40 \div +50$ мГал) составляющих гравитационного поля, совпадающих с простиранием глубинных разломов и структурным планом тектонических элементов на дневной поверхности.
 - Выступом по поверхности гранулит-базитового слоя (до 15-20 км), согласующимся с ориентацией глубинных разломов и направлением тектонических элементов.
- II. Зона развития месторождений железа с наложенными полиметаллическими оруденениями («С») проявляется:*
- Промежуточными значениями тепловых потоков ($50 \div 60$ мВт/м²), аномально высокими температурами на срезах земной коры 10 км ($270 \div 290^\circ\text{C}$) и 30 км ($900 \div 1000^\circ\text{C}$).
 - Минимальными амплитудами новейших движений земной коры ($+200 \div +400$ метров).
 - Сейсмическими очагами в диапазоне глубин 1-15 км.
 - Отрицательными магнитными экстремумами с интенсивностью, варьирующей в интервале $-50 \div -500$ нТл.
 - Значениями напряженности региональной составляющей $+35 \div +50$ мГал и коровой составляющей $+10 \div +30$ мГал гравитационного поля.

- Выступом по поверхности Мохо в интервале глубин 38-40 км.

III. Зона («D») развития полиметаллических руд с разведанными месторождениями меди, молибдена, свинца, цинка, ванадия и марганца обособляется:

– Минимальными значениями тепловых потоков ($20\div40 \text{ мВт/м}^2$) и температур на срезах консолидированной коры 10 км ($100\div150^\circ \text{ С}$) и 30 км (500° С).

– Аномально высокими амплитудами новейших движений земной коры (400-800 метров и более).

– Переменным геомагнитным полем с вариациями значений от -400 до +530 нТл.

– Овальными и вытянутыми аномалиями региональной составляющей гравитационного поля напряженностью $-175\div-200 \text{ мГал}$ и коровой составляющей поля силы тяжести интенсивностью $-40\div+20 \text{ мГал}$.

– Выступом по поверхности гранулит-базитового слоя, закартированного на глубинах до 15 км, с геометрическими формами, не согласующимися с простиранием глубинных тектонических разломов.

IV. Зона развития полиметаллических (свинец, цинк, барий) и железомарганцевых руд («F») выделяется:

– Минимальными значениями температур на глубинах 10 км ($100\div180^\circ \text{ С}$) и на срезе глубин 30 км ($500\div620^\circ \text{ С}$).

– Аномально высокими амплитудами новейших движений земной коры (+800+1000 метров).

– Очагами землетрясений в интервале глубин 5-15 км.

– Системами мозаичных аномалий геомагнитного поля переменного знака. В западной части этого района они преимущественно отрицательные с напряженностью от $-50\div-230 \text{ нТл}$, в восточной – положительные с интенсивностью от $+100\div+320 \text{ нТл}$.

– Присутствием интенсивных линейно-вытянутых отрицательных экстремумов региональной ($-165\div-285 \text{ мГал}$) и коровой ($-40\div-50 \text{ мГал}$) составляющих поля силы тяжести, ориентация которых согласуется с простиранием разломов и тектонических элементов.

– Выступом по поверхности гранулит-базитового слоя в центральной и восточной частях рудоносной зоны «F» (на глубинах до 15 км), контролируемом глубинными разломами. На остальных площадях этого района наблюдается прогиб по поверхности гранулит-базитового слоя (до 20-30 км), не согласующийся ни с простиранием глубинных разломов, ни с ориентацией района.

V. Зоны развития редкометалльно-полиметаллических руд («G» и «J») с разведенными месторождениями вольфрама, молибдена, свинца, цинка, олова, бария проявляются:

– Минимальными и промежуточными значениями тепловых потоков ($30\div60 \text{ мВт/м}^2$) и температур в консолидированной коре на срезе 10 км ($125\div150^\circ \text{ С}$).

220°C) и увеличенными температурами в земной коре на срезе 30 км (500 - 800°C).

- Экстремально высокими вариациями амплитуд новейших движений земной коры (от +300 +600 до +800+1000 метров).
- Заглублёнными гипоцентрами землетрясений (до 18-30 км).
- Преимущественно положительными мозаичными аномалиями геомагнитного поля (с интенсивностью +100÷+500 нТл и более), не подчиняющимися направлениям глубинных разломов. На отдельных площадях появляются отрицательные линейно-вытянутые и полосовые геомагнитные аномалии (с интенсивностью -200÷-400 нТл), совпадающие с простиранием глубинных разломов.
- Мозаичными и субизометричными, преимущественно отрицательными аномалиями региональной (-75÷-300 мГал и более) и коровой (-10÷-50 мГал) составляющей поля силы тяжести. Глубинные разломы не контролируют распределение аномалий.
- Заглублением поверхности гранулит-базитового слоя (до 20-30 км). На части металлогенических зон «G» и «J» структурный план по этой поверхности согласуется с ориентацией тектонических разломов. На остальных площадях - не наблюдается согласования ориентации глубинных разломов со структурой по поверхности гранулит-базитового слоя.

Металлогенические зоны Центрального Казахстана неоднозначно проявляются:

- В поле локальной составляющей силы тяжести с напряжённостью аномалий -10 ÷+15 мГал, характеризующихся различными размерами и ориентацией, с изрезанной, полигональной, вытянутой и изометричной формами и не поддающиеся зональному районированию, часто не контролируемые разломами. Генезис этих аномалий связан с неглубоко залегающими геологическими неоднородностями, которые не имеют глубинных корней.
- По поверхности Мохо, по которой наблюдаются как зоны поднятий (на глубинах 38-42км), так и области прогибов (до 42-46км). Исключение составляют металлогенические зоны «A» и «C».
- Структуры по поверхности Мохо, независимо от металлогенических зон обладают полигональными геометрическими формами и не контролируются выявленными разломами. Преимущественно их простижение ортогонально глубинным разломам. И только в металлогенической зоне «Н» наблюдается согласованность глубинных разломов и структурного плана по поверхности Мохо.
- По не конформному залеганию поверхностей гранулит-базитового слоя и поверхности Мохо, структурные планы которых расположены под большим углом друг к другу. Исключение составляют металлогенические зоны «G» и «J», где эти важнейшие геономические границы литосферы могут залегать конформно.

8 РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ПРОВЕДЕНИЮ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОНАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

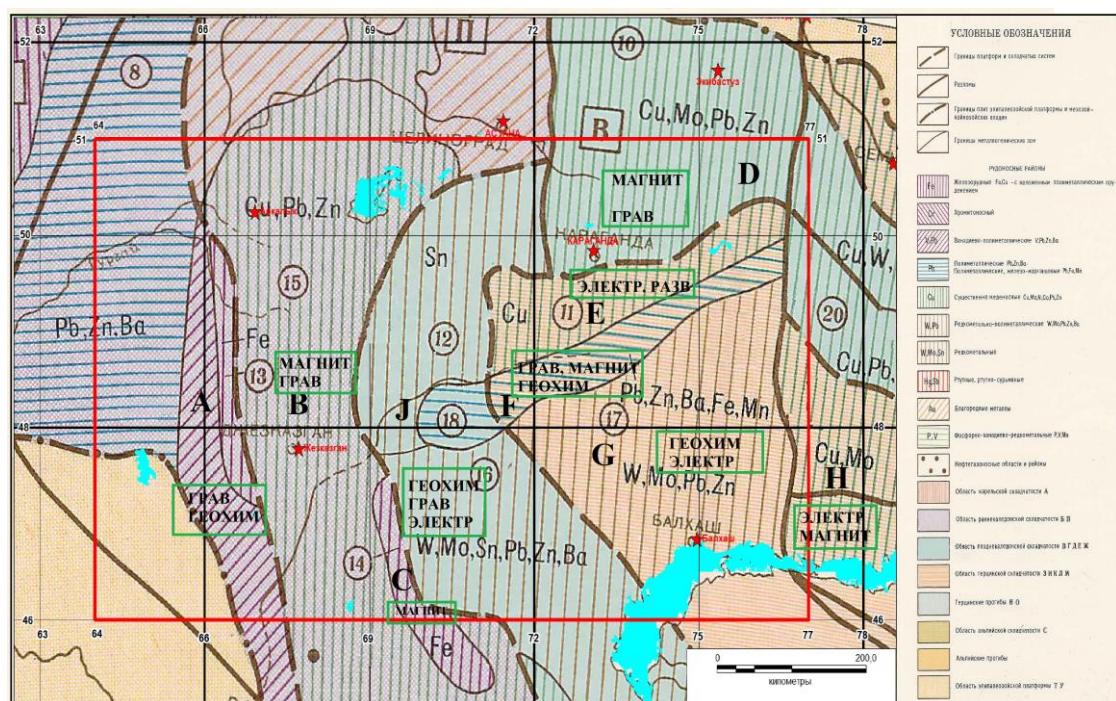
По результатам выполненных диссертационных исследований представляется возможным рекомендовать следующие целесообразные комплексы геофизических работ в зависимости от типа металлогенических зон Центрального Казахстана.

8.1 Металлогеническая зона «А»

Зона «А» перспективна на обнаружение месторождений ванадий-полиметаллических (V, Pb, Zn) руд.

В качестве основного метода геологоразведочных работ рекомендуется проведение наземной гравиразведки, хорошо зарекомендовавшей себя при поисках галенит-баритовых руд. Поскольку Pb и V – по массе тяжелые элементы дают положительные аномалии гравитационного поля.

В качестве дополнительного метода исследований рекомендуется геохимическая съемка, направленная на выявление ореолов рассеяния V, Zn.



красный контур – исследуемая территория, зеленый контур – рекомендуемые геофизические методы, А, В, С, Д, Е, F, G, H, J – металлогенические зоны. В зеленых квадратиках выделены геофизические методы, красные звездочки – населенные пункты\города.

Рисунок 8.1 – Виды геолого-геофизических исследований по поискам и разведки в металлогенических зонах Центрального Казахстана (под редакцией В.Ф. Беспалов, М.С. Серикбаев, 1982г).

8.1.1 Методика проведения гравиметрических исследований

По форме участок проведения гравиметрических исследований может быть любым, но прямоугольная форма предпочтительней, так как это облегчает последующую обработку и интерпретацию аномалий поля силы тяжести. Выбор площадей и участков необходимо будет определять по результатам ранее проведенных работ.

Для оценки качества съемки в процессе полевых работ необходимо будет провести независимые контрольные наблюдения. В каждый последующий рейс будут включены несколько контрольных пунктов из предыдущих рейсов, а также секущие профили рядовой сети.

Измерения на всех пунктах рекомендуется производить гравиметром типа Autograv CG-6. Время рабочего режима гравиметра – 4-6 часов, его погрешность составляет 0.001 мГл.

Камеральная обработка данных гравиметрической съемки делится на два вида – первичную и окончательную. Первичная обработка производится в поле, в процессе проведения съемочных работ, окончательная - выполняется в камеральных условиях на базе партии или экспедиции.

При первичной камеральной обработке проводится расчет полных значений ускорения силы тяжести с введением поправок на лунно-солнечные вариации (при высокоточной съемке), иногда на температуру и нелинейность шкалы прибора, а также рассчитываются полученные (реальные) погрешности съемки, чаще всего на смещение нуля гравиметра.

При окончательной обработке необходимо учитывать то обстоятельство, что наблюдения с гравиметром обычно проводятся на неровном рельфе земной поверхности. При этом значение силы тяжести зависит от высоты точки наблюдения – с увеличением высоты значения силы тяжести уменьшается.

Для того, чтобы рельеф поверхности наблюдения не вносил ошибок в наблюденные данные, в результаты гравиметрической съемки будут введены поправки на высоту точки стояния в свободном воздухе.

Значение поля силы тяжести в точках над объектом рекомендуется вычислять двумя методами: аналитическим и методом палеток с помощью современного программного обеспечения.

Для решения поставленных задач интервал сечения изоаномал отчетной карты при региональных и поисковых съемках должен быть меньше амплитуды исследуемых аномалий, а при детальных разведочных съемках – в 2-3 раза.

Исходя из этого, для составления отчетной карты будет выбран масштаб 1: 25 000 или 1:50 000.

Ожидаемые результаты

Построение графиков аномалий силы тяжести, расчет среднеквадратической погрешности, построение схемы распределения гравитационных аномалий. Построение петро-плотностной модели с использованием данных о размерах рудных тел, их форме и глубине залегания.

8.1.2 Литогеохимический метод поисков по ореолам и потокам рассеяния

Одной из главных задач рекомендуемых геохимических работ, нацеленных на выявление месторождений цинка и ванадия, станет выделение их контуров по площади поисковых работ с оптимизацией финансовых затрат на горные и буровые работы. Одним из таких методов оптимизации является выделение ореолов продуктивной стадии минерализации.

Условия применения

Поиски прогнозируемых месторождений ванадий-полиметаллических (V, Pb, Zn) руд по их первичным и вторичным ореолам и потокам рассеяния проводятся путем систематического отбора литохимических проб по определенной сети на поисковой стадии разведки месторождений полезных ископаемых.

Целесообразность использования этих методов зависит главным образом от степени корреляции ореолов рассеяния с коренным оруденением и его первичными ореолами.

Применение литохимических поисков по вторичным ореолам рассеяния прогнозируемых месторождений цинка и ванадия на стадиях разведки может оказаться необходимым в случаях, когда по тем или иным причинам не были своевременно, до начала разведочных работ, оценены фланги и ближайшие окрестности разведуемого месторождения.

Во всех случаях до постановки литохимических поисков по вторичным ореолам и потокам рассеяния должно быть проведено районирование территории по условиям проведения геохимических работ.

Рекомендуемые литохимические поиски масштаба 1: 50 000 (1: 25 000) с составлением крупномасштабных карт необходимо будет провести с учетом раннее полученных результатов в районах, где установлено наличие промышленного оруденения или доказана их перспективность на основе имеющихся ландшафтно-геохимических, геологических, почвенных и других карт. При недостаточности сведений для такого районирования должны быть организованы работы для получения недостающих материалов.

При этом литохимическое опробование керна картировочных скважин является обязательным и проводится непрерывно с целью выявления, как первичных ореолов, так и погребенных вторичных ореолов рассеяния рудных месторождений.

При удовлетворительной обнаженности будут опробованы коренные рудовмещающие породы с целью выявления и оценки первичных ореолов. При неудовлетворительной обнаженности эффективнее опробование рыхлых отложений с целью выявления и оценки вторичных ореолов рассеяния с учетом степени соответствия (корреляции) в данных условиях первичных и вторичных ореолов.

Методика проведения работ

Литохимические поиски по потокам рассеяния будут производиться путем опробования всей площади по сети маршрутов, густота которых зависит

от степени эрозионного расчленения местности, выбранного масштаба работ и площади водосборной воронки. Расстояния между точками отбора проб принимаются от 100 до 500 м.

Профили следует ориентировать вкрест господствующему простиранию рудоконтролирующих структур и металлогенических зон.

Для надежного выявления последних расстояние между профилями основной сети не должно превышать 0,9 предполагаемой длины ореола, а расстояние между точками отбора проб — не более половины его предполагаемой ширины. Это обеспечит обнаружение ореола не менее чем одним профилем и двумя аномальными точками, а в 10 % случаев двумя профилями и двумя-тремя аномальными точками.

В случае необходимости будут проведены глубинные геохимические поиски с целью оценки выявленных наложенных литохимических, биогеохимических и других аномалий, следует производить не менее чем по 2—3 параллельным профилям. Эти профили должны пересекать аномалию в центральной ее части, с расстоянием между ними 1000—250 м, с числом скважин в профиле не менее 3—5 при расстоянии между ними 100—25 м.

Допускается оперативное сгущение или разрежение выбранной сети литохимического опробования в процессе выполнения работ в зависимости от геологических условий и полученных результатов, но с сохранением ее равномерности, обеспечивающей объективный характер результатов поисков.

Ожидаемые результаты

Ожидаемыми результатами поисков по литохимическим ореолам станут:

- выделение конкретных участков для проведения детальных горных и буровых работ;
- составление карты прогноза полезных ископаемых и прогнозно-металлогенических схем фундамента, залегающего под более молодыми образованиями;
- выделение рудопроявлений, заслуживающих дальнейшей оценки, с подсчетом на перспективных площадях ожидаемых прогнозных ресурсов минерального сырья.

8.2 Металлогеническая зона «В»

В этой металлогенической зоне получили развитие существенно меденосные комплексы пород, содержащие Cu, Mo, Ni, Co, Pb, Zn.

Основные рекомендуемые методы: магниторазведка (выделение сети тектонических нарушений и интрузивных образований (эндо- и экзоконтакты)), электроразведка методами вызванной поляризации (выделение сульфидосодержащих пород (пирит, халькопирит, молибденит) (Cu, Mo).

Дополнительные исследования – гравиразведка (поиски галенитовых руд) и геохимия (выделение ореолов рассеяния Ni, Co, Zn.).

8.2.1 Обоснование для проведения магниторазведочных работ

При поисках и разведке медно- никелевых месторождений, связанных с интрузиями основных и ультраосновных пород магниторазведка широко применяется для оконтуривания интрузивных тел и детального изучения приконтактовых зон.

В металлогенической зоне «В» выявлены увеличенные значения аномального геомагнитного поля, а резкие изменения напряженности поля отражают различную намагниченность пород. Поскольку магнитные аномалии образуется вследствие присутствия в составе руд ферромагнитных минералов (магнетита и пирротина)

Медь - диамагнетик, никель - слабый ферромагнетик, а наличие частиц магнетита делает металлогеническую зону «В» в целом магнитоактивной. Медно-никелевые месторождения характеризуются наличием аномальных геомагнитных полей интенсивностью до 500 нТл и даже больше.

Зоны глубинных разломов уверенно выделяются при помощи аэромагнитной съемки. Для получения качественных результатов целесообразно производить съемку на различных высотных уровнях.

Сульфидные медно-никелевые месторождения зоны «В» связаны с магматическими формациями, проявившимися в эпохи максимальной тектономагматической активизации в позднем докембрии и в палеозое.

Почти все промышленные сульфидные медно-никелевые рудные формации земной коры приурочены к структурам раздвигового характера – рифтогенным системам, с которыми связано выведение на поверхность значительных масс мантийного ультрамафит-мафитового вещества. Анализ геотектонических позиций является главным региональным критерием поисков этих месторождений, не зависимо от их формационных типов.

Методика выполнения

Рекомендуется к выполнению высокоточная магнитная съемка (в масштабах 1:25000 и 1:50 000) с применением БПЛА и решением поисковых, детальных задач.

Благодаря усовершенствованной системе управления полетов беспилотных аппаратов, появилась возможность совершать полеты на разной высоте, с разной скоростью, с генеральным и детальным обтеканием рельефа, что в свою очередь предоставляет возможность получать данные магнитного поля со скоростью аэросъемки и точностью наземной разведки.

Применение БПЛА позволит выполнить до 250 погонных километров высокоточной магнитной съемки в день. Съемки могут выполняться на относительных высотах от пяти метров в условиях ровного рельефа без высокой растительности и от 50 метров в сильно пересеченной местности.

Регистрация суточных вариаций магнитного поля будет производиться квантовым магнитометром с рубидиевым датчиком. Выполняются полеты с соблюдением правил использования воздушного пространства Республики Казахстан:

- Данные наблюденного магнитного поля записываются 10 раз в секунду, что обеспечит расстояние на поверхности между точками наблюдений 0.8 - 1 м.
- Средняя погрешность определения координат точек наблюдений, после выполнения дифференциальной коррекции данных, не превышает ± 2 м.
- Среднеквадратическая погрешность съемки не превышает ± 2 нТл.
- Выполнение контрольных измерений по нескольким маршрутам в размере не менее 5% от общего количества съемочных маршрутов.

Ожидаемые результаты

Магниторазведочные работы позволяют получить результаты, которые будут использоваться для геологической интерпретации геофизической информации: выявления комплексов пород, тектонических структур и т.п.

Будет создана возможность объемного изучения магнитного поля в программной среде Oazis Montaj за счет повышения съемок и отработки вертикального профиля, благодаря чему можно применять новые приемы анализа и интерпретации данных магнитометрии. Это позволит создавать объемные геомагнитные модели нового по достоверности уровня.

С использованием БПЛА планируется выявить аномалии, рекомендуемые для исследования наземными средствами, в т.ч. карты составляющих модулей горизонтального и вертикального градиентов аномального магнитного поля, карты локальной и региональной составляющих аномального магнитного поля (в пересчете поля вверх на высоту 250 метров).

8.2.2 Электроразведочные работы методами вызванной поляризации и переходных процессов

Обоснование для проведения электроразведочных работ методом вызванной поляризации

Метод вызванной поляризации (ВП) основан на изучении вторичных электрических полей в земле. Их происхождение связано с электрохимическими и электрокинетическими процессами, возникающими под действием электрического тока, возбуждаемого сторонними источниками в двойных электрических слоях, которые самопроизвольно возникают на границе твердой и жидкой фазы в горных породах.

Явление вызванной поляризации наблюдается в постоянном или низкочастотном электрическом поле (0-100 Гц) только в неоднородных (гетерогенных) средах, которые состоят из твердого, жидкого и газообразного вещества. Чем выше степень неоднородности горных пород, тем выше уровень поляризуемости.

Наибольшими значениями поляризуемости обладают породы и руды с включениями электронопроводящих минералов в металлогенической зоне «В» (Cu, Mo, Ni, Co, Pb, Zn). Поляризуемость таких пород бывает, как правило, очень высокой от 5 до 40% и более.

Методика проведения электроразведочных работ методом вызванной поляризации

Метод ВП измеряет разность потенциалов между измерительными электродами во время прохождения тока через землю и после его отключения.

Для изучения вызванной поляризации будут использованы обычные четырехэлектродные установки АМНВ, с помощью которых измеряют параметр кажущейся поляризуемости h_k , под которым понимается отношение напряженности поля вызванной поляризации к напряженности первичного поля и измеряется, как правило, в процентах.

Так как в процессе измерений регистрируется первичное электрическое поле, кроме кажущейся поляризуемости из результатов наблюдений можно также получить кажущееся сопротивление r_k . Если измерения ведутся на переменном токе, то ВП можно измерять в градусах фазового сдвига измеренного гармонического сигнала относительно токового сигнала, определяя, таким образом, задержку в реакции среды относительно процесса воздействия внешнего поля.

Различают два типа поляризуемости электронных проводников: поверхностную и объемную. Поверхностная поляризуемость характерна для сплошных рудных тел большого объема, у которых на поверхности под действием протекающего тока накапливаются вторичные заряды.

При выключении тока в течение нескольких секунд происходит релаксация накопленной энергии. Для вкрапленных руд, которые не обнаруживаются другими методами геофизики, характерна объемная поляризация. Для поиска таких объектов метод ВП является ведущим методом исследований.

При выполнении электроразведочных работ методом ВП на первом этапе планируется отработать сеть наблюдений (с шагом между профилями 150-250 метров) для неразведанных и слабо разведенных площадей металлогенической зоны «В». При необходимости предусматривается сгущение профилей (детализация).

Возможно, для более контрастного аномального эффекта от халькопиритовой минерализации при проведении электроразведки ВП следует увеличить время токового импульса с 1 секунды до 8 секунд, поскольку для поляризации крупных вкрапленников требуется более длительное время зарядки.

Кроме того, при заверке аномалий ВП бурением обязательно надо будет выполнять каротаж ВП, который, во-первых, позволяет оценивать точность и достоверность решения обратной задачи наземной электроразведки ВП, а, во-вторых, является единственным источником информации об электрических свойствах пород в их естественном залегании.

Методика интерпретации

Интерпретация данных профилирования ВП будет проведена на качественном и количественном уровнях. В некоторых ситуациях (одиночное тело простой формы в однородном полупространстве) для нахождения геометрических параметров аномалиеобразующих объектов можно

использовать формулы, заимствованные из метода магниторазведки. Для интерпретации электротомографии ВП используются специальные программы.

Ожидаемые результаты

Метод ВП позволит с большой степенью точности и наглядности продемонстрировать возможности электроразведки для геологического истолкования геофизических материалов, а также проследить основные геологические структуры, определять их пространственное положение и элементы залегания.

Метод переходных процессов

Эффективность применения МПП в аналогичных случаях и условиях неоднократно доказывалась на практике.

Работы методом переходных процессов будут проводиться в однопетлевом варианте. При этом сеть наблюдений составляет 100×100 м, а генератор МПП мощностью 1000 Вт обеспечит в нагрузке импульсы тока амплитудой до 4,5 А. При детализации выявленных аномалий размер петли уменьшается до 50×50 метров, шаг съёмки сгущается до 50×50 метров, ток в петле достигает 6,5 А.

За основу принят временной режим разнополярных импульсов тока с паузой, равной времени пропускания тока в петле (10 мсек), при этом длительность паузы примерно в 2-4 раза превышала время затухания вихревых токов.

Начальное время регистрации сигнала, неискажённого собственными процессами в петле, определяется в процессе опытных измерений. Для реализации большого динамического диапазона входного тракта измерителя регистрация спада ЭДС, наведённой в приёмной петле, будет осуществлено «за два прохода» с различным коэффициентом усиления.

Для снижения уровня шумов на каждой точке наблюдений будет выполняться до десяти циклов измерений по сто накоплений в каждом. Это позволит регистрировать переходные процессы до уровня единиц микровольт. Объем контрольных наблюдений составит 5,1%. Средняя погрешность съемки - 4,8%.

Методика интерпретации

В МПП на этапе первичной обработки с помощью программы “TEMBIN” будет производиться группировка записей по режимам регистрации, отбраковка некондиционных измерений, получение результирующей кривой спада $\Delta U(t)/I$ и формирование электронных журналов измерений.

Затем с помощью программы “SSTEM” осреднённые и «сшитые» кривые спада $\Delta U/(t)/I$ будут подвергены сглаживанию для исключения импульсных помех. Из сглаженных значений формировалась окончательная кривая с приведением времён регистрации к равномерной логарифмической шкале.

Ожидаемые результаты

По полученным данным будут построены схемы значений ЭДС, карты суммарной проводимости и геоэлектрические разрезы по отдельным профилям.

Задачи, поставленные перед методом МПП, достаточно эффективно решаются, полученный материал может быть использован для комплексной интерпретации с использованием материалов вышеописанных методов.

Заключение по металлогенической зоне «В»

Основной комплекс геофизических методов с целью поисков месторождений Cu, Mo, Ni, Co, Pb, Zn будет включать в себя: магниторазведку, электроразведочные методы ВП и МПП.

Магниторазведочные работы позволяют получить результаты, которые могут быть использованы для геологической интерпретации геофизической информации: выявление комплексов пород, тектонических структур и т.п.

Метод ВП позволит с большой степенью точности и наглядности закартировать распространение рудосодержащих зон (Cu, Mo, Ni, Co, Pb, Zn), а также прослеживать основные геологические структуры, определять их пространственное положение и элементы залегания.

Предложенный в качестве дополнения метод переходных процессов качественно дополняет исходный комплекс и предоставляет возможность избежать возникновения трудностей с заземлением.

Таким образом, основной комплекс геофизических методов позволит эффективно решать поставленные перед ним задачи.

В качестве дополнительных исследований – можно будет рекомендовать гравиразведку (поиски галенитовых руд) и геохимическую съемку (выделение ореолов рассеяния Ni, Co, Zn.).

Обоснование и условия их применения, методика выполнения, обработки и интерпритации, ожидаемые результаты представлены в разделе 8.1.

Из всего вышесказанного можно сделать вывод об эффективности рекомендуемого рационального геофизического комплекса методов, в металлогенической зоне «В» для поиска и разведки месторождений Cu, Mo, Ni, Co, Pb, Zn. Эффективность достигается за счет достоверной геологической интерпретации геофизических материалов и высокой степени их информативности, доступности изучения на глубине без применения дорогостоящего бурения и относительной простотой в реализации геофизических работ.

8.3 Металлогеническая зона «С»

Обособляется присутствием железорудных месторождений (Cu, Fe) с наложенным полиметаллическим орудинением.

Рекомендуемый рациональный комплекс методов для поисков и разведки железорудных месторождений в металлогенической зоне «С» это:

– магниторазведка для выделения сети тектонических нарушений и интрузивных образований (эндо- и экзоконтакты), а также зон магнетитосодержащих пород,

– электроразведка методами вызванной поляризации и переходных процессов (выделение магнетитосодержащих пород - пирита, халькопирита, молибденит, магнетита и т.п.) для выделения и последующей интерпретации положительных аномалий в поле вызванной поляризации и в целях детализации физических и геометрических характеристик аномалеобразующих тел.

Методика проведения магниторазведки, обработка и интерпредция полученных данных, ожидаемые результаты представлены в разделе 8.2.

Методика проведения электроразведки методами вызванной поляризации и переходных процессов, обработка и интерпретация полученных данных, ожидаемые результаты представлены в разделе 8.2.

8.4 Металлогеническая зона «D»

Характеризуется развитием месторождений существенно меденосных руд: Cu, Mo, Ni, Co, Pb, Zn.

Рекомендуемый рациональный комплекс методов для поисков и разведки существенно меденосных руд в металлогенической зоне «D» это:

– магниторазведка для выделения сети тектонических нарушений и интрузивных образований (эндо- и экзоконтакты), а также зон магнетитосодержащих пород,

– электроразведка методами вызванной поляризации и переходных процессов (выделение магнетитосодержащих пород - пирита, халькопирита, молибденит, магнетита и т.п.) для выделения и последующей интерпретации положительных аномалий в поле вызванной поляризации для детализации физических и геометрических характеристик аномалеобразующих тел в т.ч. гидротермальных, эндоконтактных или зон метасамотических изменений.

Методика проведения магниторазведки, обработка и интерпредция полученных данных, ожидаемые результаты представлены в разделе 8.2.

Методика проведения электроразведки методами вызванной поляризации и переходных процессов, обработка и интерпретация полученных данных, ожидаемые результаты представлены в разделе 8.2.

В качестве дополнительных исследований рекомендуется проведение наземной гравиразведки. Поскольку Cu, Mo, Ni, Co, Pb, Zn - это элементы с увеличенным атомным весом, которые дают положительные аномалии гравитационного поля.

Методика проведения гравиразведки, обработка и интерпретация полученных данных, ожидаемые результаты представлены в разделе 8.1.

В качестве еще одного дополнительного метода исследований рекомендуется геохимическая съемка, направленная на выявление ореолов рассеяния V, Zn, Ni, Co, Zn.

Методика проведения геохимической съемки, обработка и интерпретация полученных данных, ожидаемые результаты представлены в разделе 8.1.

8.5 Металлогеническая зона «Е»

Характеризуется преимущественно развитием месторождений меди.

Рекомендуемый метод для поисков и разведки месторождения меди в металлогенической зоне «Е» это:

– электроразведка методами вызванной поляризации и переходных процессов (выделение магнетитосодержащих пород - пирита, халькопирита, молибденит, магнетита и т.п.) для выделения и последующей интерпретации положительных аномалий в поле вызванной поляризации и в целях детализации физических и геометрических характеристик аномалеобразующих тел в т.ч. гидротермальных, эндоконтактных или зон метасамотических изменений.

Обоснование и методика проведения электроразведки методами вызванной поляризации и переходных процессов, обработка и интерпретация полученных данных, ожидаемые результаты представлены в разделе 8.2.

8.6 Металлогеническая зона «F»

Обособляется разведенными месторождениями полиметаллических (Pb, Zn, Ba) и железно-марганцевых (Pb, Fe, Mn) руд.

В качестве рационального комплекса рекомендуется проведение наземной гравиразведки и электроразведки.

Гравиразведка, хорошо зарекомендовала себя при поисках галенит-баритовых руд. Поскольку Pb, Fe и Mn – по массе тяжелые элементы, которые дают положительные аномалии гравитационного поля.

Электроразведку рекомендуется выполнить методами вызванной поляризации и переходных процессов (выделение магнетитосодержащих пород - пирита, халькопирита, молибденит, магнетита и т.п.) для выделения и последующей интерпретации положительных аномалий в поле вызванной поляризации и в целях детализации физических и геометрических характеристик аномалеобразующих тел в т.ч. гидротермальных, эндоконтактных или зон метасамотических изменений.

В качестве дополнительного метода исследований рекомендуется геохимическая съемка, направленная на выявление ореолов рассеяния Zn.

Обоснование и методика проведения гравиметрических исследований, обработка и интерпретация полученных данных, ожидаемые результаты представлены в разделе 8.1.

Обоснование и методика проведения электроразведки методами вызванной поляризации и переходных процессов, обработка и интерпретация полученных данных, ожидаемые результаты представлены в разделе 8.2.

Обоснование, условия и методика проведения литогеохимического метода поисков по ореолам и потокам рассеяния, обработка и интерпретация полученных данных, ожидаемые результаты представлены в разделе 8.1.

8.7 Металлогеническая зона «G»

Выделяется разведанными месторождениями редкometально-полиметаллических руд (W, Mo, Pb, Zn).

В качестве основного метода поисков и разведки рекомендуются литогеохимические исследования (выделение ореолов рассеяния Mo, Pb, Zn).

Обоснование, условия и методика проведения литогеохимического метода поисков по ореолам и потокам рассеяния обработка и интерпретация полученных данных, ожидаемые результаты представлены в разделе 8.1.

Кроме того, в металлогенической зоне «G» рекомендуется выполнение дополнительных исследований методами электроразведки и гравиразведки.

Электроразведку рекомендуется выполнить методами вызванной поляризации и переходных процессов (выделение магнетитосодержащих пород - пирита, халькопирита, молибденит, магнетита и т.п.) для выделения и последующей интерпретации положительных аномалий в поле вызванной поляризации и в целях детализации физических и геометрических характеристик аномалеобразующих тел в т.ч. гидротермальных, эндоконтактных или зон метасамотических изменений.

Обоснование и методика проведения электроразведки методами вызванной поляризации и переходных процессов, обработка и интерпретация полученных данных, ожидаемые результаты представлены в разделе 8.2.

Гравиразведка, хорошо зарекомендовала себя при поисках галенит-баритовых руд. Поскольку Mo, Pb, и Zn – по массе тяжелые элементы, которые дают положительные аномалии гравитационного поля.

Обоснование и методика проведения гравиметрических исследований, обработка и интерпретация полученных данных, ожидаемые результаты представлены в разделе 8.1.

8.8 Металлогеническая зона «Н»

В этой металлогенической зоне существенное развитие получили - меденосные (Cu, Mo) руды.

Рекомендуемый метод для поисков и разведки месторождений меди в металлогенической зоне «Н» - электроразведка методами вызванной поляризации и переходных процессов, выделение сульфидосодержащих пород (пирит, халькопирит, молибденит) для выделения и последующей интерпретации положительных аномалий в поле вызванной поляризации и в целях детализации физических и геометрических характеристик аномалеобразующих тел в т.ч. гидротермальных, эндоконтактных или зон метасамотических изменений.

Обоснование и методика проведения электроразведки методами вызванной поляризации и переходных процессов, обработка и интерпретация полученных данных, ожидаемые результаты представлены в разделе 8.2.

В качестве дополнительных исследований рекомендуется выполнение – магниторазведки (выделение сети тектонических нарушений и интрузивных образований (эндо - и экзоконтакты), а также зон магнетитосодержащих пород,

Методика проведения магниторазведки, обработка и интерпредация полученных данных, ожидаемые результаты представлены в разделе 8.2.

8.9 Металлогеническая зона «J»

Характеризуется развитием редкометалльно-полиметаллических руд (W, Mo, Zn, Ba).

В качестве основного метода поисков и разведки рекомендуются литогеохимические исследования (выделение ореолов рассеяния Mo, Pb, Zn).

Обоснование, условия и методика проведения литогеохимического метода поисков по ореолам и потокам рассеяния обработка и интерпретация полученных данных, ожидаемые результаты представлены в разделе 8.1.

Кроме того, в металлогенической зоне «G» рекомендуется выполнение дополнительных исследований методами электроразведки, а также гравиразведки.

Электроразведку рекомендуется выполнить методами вызванной поляризации и переходных процессов (выделение магнетитосодержащих пород - пирита, халькопирита, молибденит, магнетита и т.п.) для выделения и последующей интерпретации положительных аномалий в поле вызванной поляризации и в целях детализации физических и геометрических характеристик аномалеобразующих тел в т.ч. гидротермальных, эндоконтактных или зон метасамотических изменений.

Обоснование и методика проведения электроразведки методами вызванной поляризации и переходных процессов, обработка и интерпретация полученных данных, ожидаемые результаты представлены в разделе 8.2.

Гравиразведка, хорошо зарекомендовала себя при поисках галенит-баритовых руд. Поскольку Mo, Pb, и Zn – по массе тяжелые элементы, которые дают положительные аномалии гравитационного поля.

Обоснование и методика проведения гравиметрических исследований, обработка и интерпретация полученных данных, ожидаемые результаты представлены в разделе 8.1.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, результаты проведенных диссертационных исследований дают основания для формулирования следующих выводов:

Аномальное геомагнитное поле

Аномальное геомагнитное поле (АГМП) Центрального Казахстана обусловлено неоднородно - намагниченными горными породами, залегающими на разной глубине в земной коре.

Высокая дифференцированность АГМП отражает геологическую структуру Центрального Казахстана и индуцирует генетические и тектономагматические аспекты его геологического строения и истории развития.

На территории Центрального Казахстана наблюдаются самые различные по своим параметрам магнитные аномалии: а) по морфологии: линейно-вытянутые и дугообразные, извилистые с четко выраженным преобладанием большей оси, полигональные, субизометрические, овальные, кольцевые, мозаичные и сложные по конфигурации в плане; б) по напряженности: интенсивные и малоинтенсивные; низко- и высокоградиентные (контрастные); в) по размеру: крупные, средние и весьма незначительные по площади.

Морфология, напряженность и размеры геомагнитных аномалий предоставляют возможность проводить их геологическую идентификацию, тогда как форма, размеры, протяженность и дифференцированность этих аномалий, их градиентность характеризуют качественные (структурные) признаки магнитовозмущающих тел.

Аномальное геомагнитное поле Центрального Казахстана отображает разную степень намагниченности горных пород, а также их относительное взаиморасположение, структуру и глубину залегания. Кроме того, через изменения магнитных свойств, вызванных kontaktово-метасоматическими, метаморфическими и гидротермальными процессами, аномалии этого поля до некоторой степени включают в себе последствия рудообразовательного, магматического и литологического последствий становления площадей.

Аномальное гравитационное поле

На ранних стадиях изучения Центрального Казахстана генезис гравитационных аномалий увязывался с прогибом поверхности Мохо, проявлением позднепалеозойского орогенеза, удвоением мощности земной коры при масштабных надвигах и др. концепциями.

На более поздних стадиях изучения – доминируют представления о прямых связях характера распределения гравитационных аномалий с процессами палеозойского внутриконтинентального рифтогенеза, что подтверждается присутствием здесь региональных разуплотненных объектов в верхней мантии, пространственно совпадающих с зонами пониженных скоростей, низких электрических сопротивлений и повышенных тепловых полей.

В поле региональной составляющей гравитационных аномалий обособляются три крупных литосферных блока, ограниченных зонами

высокоградиентных ступеней: а) Центрально - Казахстанский гравитационный минимум (ЦКГМ); б) область переменных значений аномалий гравитационного поля, приуроченная к зонам каледонской складчатости и, частично, к наложенным герцинским структурам в каледонидах; в) Улутауский относительный гравитационный максимум.

Формирование региональных разуплотненных объектов в верхней мантии увязывается, по всей вероятности, с подъемом мантийного вещества и внедрением его в земную кору, т.е. с процессами плюм-тектоники, которые сопровождались потоками восстановленного мантийного флюида, раскрытием рифтовых зон, излияниями базальтов повышенной щелочности.

По периметру ЦКГМ, а также в Токрауской впадине наблюдается присутствие высокоградиентных зон гравитационных аномалий, возможно, связанных с передвижением литосферных блоков.

На уровне внутрикоровых неоднородностей наблюдается усложнение картины распределения аномалий гравитационного поля, увеличивается степень их дифференцированности по морфологии, простиранию и напряженности, что является отображением широкого разнообразия геологических тел на уровне гранитно-метаморфического и гранулит-базитового слоев. При этом, площадь распространения отрицательных гравитационных аномалий существенно сократилась в размерах.

Распределение локальной составляющей гравитационного поля показывает сильно изменчивые по латерали гравитационные аномалии, значения интенсивности которых варьируют в относительно узком диапазоне. Это отражает высокочастотный гравитационный эффект от локальных приповерхностных объектов земной коры глубиной до 5-7 км и детализирует представления строения приповерхностных неоднородностей земной коры. Форма локальных аномалий изменяется от изометричной, полигональной до дугообразной либо линейно-вытянутой, с некоторым превалированием последних. Эта особенность, вероятно, имеет неотектоническое содержание.

1. Аномальное геотермическое поле

В распределения теплового потока Центрального Казахстана четко проявляется контрастная зональность значений.

В первую очередь обращают на себя внимание две крупные области, характеризующиеся экстремально высокими значениями теплого потока.

Одна из них субизометричной (овальной) формы вытянута в северо-западном направлении, приурочена к Спасскому, Атасуйскому антиклиниориям, Успенскому синклиниорию и пространственно не совпадает с ориентацией выделенных здесь разломов.

По-видимому, аномальные значения тепловых потоков здесь обусловленно не глубинным тепломасспереносом по плоскостям разломов, а источниками тепла, размещенными в верхней части консолидированной коры и генетически связаны, скорее всего, с радиоактивными рудами.

Вторая область аномально высоких значений тепловых потоков выделяется между Жалайыр-Найманским и Улутауским разломами и

территориально тяготеет к Жаман-Сарысуйскому синклиниорию, северному окончанию Бетпакдалинского антиклиниория и южной части Жезказганской впадины, южному фрагменту девонского краевого вулкано-плутонического пояса.

Морфология аномалий тепловых потоков здесь согласуется с характером проявления дизъюнктивной тектоники, где по плоскостям глубинных разломов допускаются процессы глубинного тепломасспереноса.

Большая часть каледонско-герцинских складчатых зон Центрального Казахстана, Улутауского выступа метаморфического фундамента и Балхаш-Илийского позднепалеозойского вулкано-плутонического пояса характеризуется нормальными значениями теплового потока.

Территории Ерментауского, Бощекульского антиклиниориев, Баянаульского и Селетинского синклиниориев, Шидертинской и Карагандинской впадин характеризуются развитием каледонского складчатого фундамента и обособляются минимальными значениями теплового потока. По-видимому, на этих тектанических элементах получила развитие «холодная» консолидированная кора, не прогретая эндогенными термальными флюидами.

На срезах консолидированной коры 10 и 30 км наблюдается тренд увеличения значений геотермических аномалий в западном направлении, что связано с возможным изменением теплопроводности пород консолидированной коры.

Новейшие и современные движения земной коры

В Улутауском антиклиниории, с развитием допалеозойского складчатого фундамента, новейшие движения земной коры имеют блочно-мозаичный характер, а их амплитуды минимальны.

В областях раннекаледонской складчатости (Жезказанская и Тенизская впадины, Сарысу-Тенизская зона глыбовых складок, Бетпакдалинский антиклиниорий, южная и северо-западная части девонского краевого вулкано-плутонического пояса, Жалаир-Найманский синклиниорий, Майкаинский и южная часть Актау-Моиынтинского антиклиниории) зафиксированы промежуточные значения амплитуд новейших движений земной коры.

В областях позднекаледонской складчатости (Ерментауский, Бощекульский и Чингизкий магантиклиниории, восточная часть девонского краевого вулкано-плутонического пояса, Баянаульский и Селетинский синклиниории, Каражальский прогиб и в областях с наложенными герцинскими структурами в каледонидах (северная часть Карасорского синклиниория Шедертинская впадина, северная часть Карагандинского прогиба, северная часть Карасорского синклиниория, герциниды Джунгаро-Балхашской системы)) поле новейших движений земной коры выделяются максимальными значениями амплитуд новейших движений земной коры.

Аномалии характеризуются полигональными формами и в плане повторяют геометрические формы тектонических элементов данной металлогенической зоны.

В областях герцинской складчатости (Нуринский, южная часть Успенского, Жаман-Сарысуйский синклиниориев, Токрауская впадина, Актау-Моинтинский, Атасуйский, Тектурмасский, Спасский и Северо-Балхашский антиклиниории), пространственно тяготеющих к Центрально-Казахстанскому гравитационному минимуму, выявлены аномально высокие амплитуды новейших движений земной коры. Ориентация аномалий согласуется с простиранием тектонических нарушений.

Сейсмичность

Сейсмические события с повышенной плотностью очагов землетрясений концентрируются в полосе глубинных разломов, осложняющих структуру выделяемых здесь тектонических элементов.

В зоне сочленения Улутаусского массива с Жезказганской впадиной зафиксированы очаги землетрясений, концентрирующиеся на глубинах 5-22 км.

В южной и северо-западной части девонского краевого вулкано-плутонического пояса, Жалаир-Найманском синклиниории, Майкаинском и южной части Актау-Моинтинского антиклиниория, сейсмические события (на глубинах 18-30 км) проявляются по плоскостям глубинных разломов, чаще всего в районах смены знака аномалий силы тяжести и аномалий геомагнитных полей.

В южной части Карагандинского прогиба наблюдаются сейсмические события в интервале глубин 9-20 км. В Нуринском, южной части Успенского, Жаман-Сарысуйском синклиниориях, Токрауской впадине, Актау-Моинтинском антиклиниории зафиксированы очаги землетрясений в интервале глубин 5-15 км. В Калмакэмельской и Баканасской впадинах, Северо-Балхашском антиклиниории гипоцентры этих землетрясений варьируют в широком интервале глубин (2-29 км).

Глубинное строение земной коры

Структурный план по поверхности Мохо

По поверхности Мохо на территории обособляются прогибы и поднятия, структурный рисунок которых не соответствует современному тектоническому плану Центрального Казахстана.

На структурной схеме по поверхности Мохо четко фиксируются три субмеридионально вытянутых узких и глубоких прогиба (до 44 - 46 км).

Первый - пространственно приурочен к Джалаир-Найманскому, Карагандинскому, Селетинскому и Каражальскому синклиниориям, Актау-Моинтинскому, Атасуйскому, Спасскому и Майкаинского антиклиниориям.

Второй - простирается в северо-восточном направлении и охватывает Чингизский мегантиклинорий, Нуринский и Карасорский, Калмакэмельский и Баканасский прогибы.

Третий - наблюдается в северных фрагментах Бетпакдалинского антиклиниория и Байконурского синклиниория, в южной части Улутауского выступа.

Прогибы по поверхности Мохо разделены поднятиями, в пределах которых поверхность Мохо занимает гипсометрически приподнятое положение и залегает на глубинах 40 – 44 км.

Один из них выделяется в полосе Жаман-Сарысуйского, Успенского и Шедертинского синклиниориев, Тектурмаского, Бощекульского и Ерментауского антиклиниориев.

Второе - наблюдается на западном фланге девонского краевого вулкано-плутонического пояса, в Жезказганской и Тенизкой впадинах, в северной части Улутауского выступа.

На границах блоков земной коры с различной тектонической активностью природа границы Мохо и глубина ее залегания могут меняться под влиянием процессов тепломасспереноса, происходящих в основании консолидированной коры и в верхней мантии (дифференциация, текучесть и плавление коры, поднятие мантийных плюмов и т.д.).

Глубинная дизъюнктивная тектоника и структура поверхности Мохо

Обращает на себя внимание факт несовпадения ориентации глубинной дизъюнктивной тектоники и структурного плана по поверхности Мохо, что опровергает общеизвестные утверждения о расположении глубинных разломов на границах антиклиниорных и синклиниорных зон по данной поверхности.

В некотором роде это может отражать ситуацию, в соответствии с которой активные тектонические разломы не обладают сквозькоровым характером и затухают в консолидированной коре.

Структурный план по поверхности гранулит-базитового слоя

Структурный план по поверхности гранулит-базитового слоя не согласуется со структурным планом по поверхности Мохо.

Сравнительный анализ этих двух границ раздела земной коры показывает, в Актау-Мойынтинском и Атасуйском антиклиниориях поверхность Мохо следится на глубинах 42 – 44 км, тогда как поверхность уплотненного гранулит-базитового слоя заглубляется до 30 – 35 км.

Вместе с тем, если прогиб по поверхности Мохо ориентирован субмеридионально, ближе к северо-восточному направлению, то по поверхности гранулит-базитового слоя этот прогиб ориентирован в северо-западном направлении.

В Жаман-Сарысуйском синклиниории по поверхности Мохо обособляется выступ на глубинах 42 – 44 км с четкой субмеридиональной ориентированностью, а поверхности рельефа гранулито-базитового слоя установлены прогибы глубиной 25 – 30 км, которые имеют линейно вытянутые к северо-востоку формы.

В Каражальском прогибе по поверхности Мохо обособляется выступ на глубинах 40 – 42 км с четкой субмеридиональной ориентированностью, а поверхности рельефа гранулит-базитового слоя установлены прогибы глубиной 25 – 30 км, которые имеют линейно вытянутые к северо-западу формы.

Таким образом, структурные планы по поверхностям Мохо и гранулит-базитового слоя не совпадают друг с другом. По большей мере эти поверхности залегают антиформно по отношению друг другу.

Геопространственные связи геофизических потенциальных полей и глубинного строения земной коры со структурным планом по поверхности Мохо

Между морфологией поверхности Мохо и распределением региональных и локальных гравитационных аномалий, в том числе конфигурацией, направлением и напряженностью аномалий Δg_a не наблюдается очевидной геопространственной связи.

В аномальном геомагнитном поле структурные элементы по поверхности Мохо находят слабое, спорадическое подтверждение. Вместе с тем, АГМП Центрального Казахстана хорошо коррелируется с сейсмической активностью и современными движениями земной коры.

Распределение геотемператур на срезе глубин 30 км показывает их несопоставимость со структурным планом по поверхности Мохо за исключением территорий к востоку от Центрально-Казахстанского разлома.

Областям с увеличенными значениями геотермических аномалий присущи линейно - вытянутые геомагнитные поля обоих знаков и субмеридиональной ориентации, тогда как районам с пониженными значениями геотермических аномалий на срезах консолидированной коры 10 и 30 км - мозаичные, овальные и кольцевые аномалии ΔT_a .

Областям с минимальными значениями температур в консолидированной коре отвечает широкий диапазон изменения аномалий и знака геомагнитного поля. Здесь оно нестабильно и вариабельно.

Областям с минимальными значениями температур отвечает широкий интервал изменений значений гравитационного поля, тогда как в направлении областей с увеличенными значениями температур интервал изменений значений аномалий силы тяжести сокращается.

К примеру, пониженные значения тепловых полей на срезах консолидированной коры 10 и 30 км связаны с минимумами аномалий гравитационного поля ЦКГМ и прилегающими к нему районы. Отсюда, на запад, в направлении к Улутаусскому выступу метаморфического фундамента увеличиваются плотность консолидированной коры и значения геотермических аномалий, что напрямую увязывается с различной теплопроводностью пород, слагающих консолидированную кору.

Большая часть сейсмических очагов сосредоточена в градиентных зонах изменений значений геотермических, геомагнитных и плотностных аномалий консолидированной коры, преимущественно над прогибами в рельефе Мохо. Однако очаги встречаются в зонах сочленения прогибов и выступов по поверхности Мохо.

Таким образом, можно предположить, что активные тектонические деформации земной коры происходят выше поверхности Мохо.

По периферии Центрально-Казахстанского гравитационного минимума и на стыке областей с разным возрастом консолидации фундамента концентрируются очаги землетрясений.

Распределение аномальных областей новейших движений земной коры не согласуются со структурным планом по поверхности Мохо.

2. *Определение механизмов очагов землетрясений*

Механизмы очагов землетрясений определены по методу А.В. Введенской, в соответствии с которым описываются положение в пространстве возможных плоскостей разрывов, направление движений в очагах, а также ориентация главных осей напряжений, под действием которых происходит разрыв.

Исследованы механизмы очагов Шалгинского и Карагандинского землетрясений, что позволило установить особенности параметров напряженно-деформированного состояния.

Шалгинское землетрясение (2001 года) имеет магнитуду $Mw=5,4$ интенсивность в эпицентре 6 баллов, энергетический класс $K=13,2$.

Полученное распределение наблюденных знаков позволяет получить два варианта решения механизма землетрясения, в которых степень согласованности используемых знаков практически одинакова и составляет 80%, а разброс значений определяемых параметров не превышает 16° .

Первый вариант решения. В очаге землетрясения произошел взброс с незначительной сдвиговой составляющей по обеим возможным плоскостям разрыва.

Второй вариант решения. В очаге землетрясения произошел сдвиг.

Карагандинское землетрясение (2014 года) имеет магнитуду $mb = 4.8-5.2$, энергетический класс $K=11,7$, глубина очага землетрясения $h=9-20$ км.

Карагандинское землетрясение зарегистрировано в полосе развития Спасского глубинного разлома, разделяющего одноимённый антиклиниорий и Карагандинскую впадину.

По имеющимся сведениям, очаг землетрясения расположен на плоскости разрыва северо-западного простирания, по которой проявился крутой взброс с некоторой сдвиговой составляющей.

Перед сейсмологической службой стоят задачи детального изучения сейсмической опасности Центрального Казахстана, связанной с геологическим строением и активной тектоникой региона.

Актуально изучение характеристик регионального поля тектонических напряжений в этом районе.

Важно также сфокусировать внимание на изучении техногенных землетрясений и связанных с ними сейсмических рисков, способных привести к значительному экономическому ущербу в связи с возможным проявлением сейсмических событий.

Геофизические поля, глубинное строение и металлогенические зоны Центрального Казахстана

Зона («А»), перспективная на обнаружение полиметаллических руд, обособляется:

– Промежуточными значениями тепловых потоков, увеличенными температурами на срезах 10 км и 30 км, минимальными амплитудами новейших движений земной коры, асейсмичным режимом, минимальными глубинами залегания поверхности Мохо.

– Отрицательными интенсивными аномалиями геомагнитного поля, ориентированными субмеридионально. Линейно-вытянутыми интенсивными максимумами региональной и коровой составляющей поля силы тяжести, простирающимися в меридиональном направлении.

Существенно медоносные зоны («В», «Е» и «Н») с разведанными месторождениями меди, молибдена, свинца, цинка выделяются:

– Нестабильным тепловым потоком, широкими вариациями температур на срезах 10 км и 30 км, аномально высокими амплитудами новейших движений земной коры, повышенной плотностью очагов землетрясений, которые концентрируются в полосе глубинных разломов в широком интервале глубин, выступом по поверхности гранулит-базитового слоя, согласующимся с ориентацией глубинных разломов и направлением тектонических элементов.

– Отрицательными линейно-вытянутыми и полигональными аномалиями геомагнитного поля, аномалиями региональной и коровой составляющей гравитационного поля средней и высокой интенсивности, совпадающими с простирианием глубинных разломов и структурным планом тектонических элементов на дневной поверхности.

Зона развития железометаллогенических месторождений с наложенными полиметаллическими оруденениями («С») проявляется:

– Промежуточными значениями тепловых потоков, аномально высокими температурами на срезах земной коры 10 км и 30 км, минимальными амплитудами новейших движений земной коры, сейсмическими очагами в диапазоне глубин 1-15 км, выступом по поверхности Мохо.

– Отрицательными магнитными экстремумами, положительными значениями напряженности региональной и коровой составляющих гравитационного поля.

VI. Зона развития полиметаллических руд с разведенными месторождениями меди, молибдена, свинца, цинка, ванадия и марганца («Д») обособляется:

– Минимальными значениями тепловых потоков и температур на срезах консолидированной коры 10 км и 30 км, аномально высокими амплитудами новейших движений земной коры, переменным геомагнитным полем.

– Овальными и вытянутыми отрицательными аномалиями региональной и коровой составляющей поля силы тяжести, выступом по поверхности гранулит-базитового слоя с геометрическими формами, не согласующимися с простирианием глубинных тектонических разломов.

Зона развития полиметаллических (свинец, цинк, барий) и железо-марганцевых руд («F») выделяется:

- Минимальными значениями температур на глубинах 10 км и на срезе глубин 30 км, аномально высокими амплитудами новейших движений земной коры, очагами землетрясений в интервале глубин 5-15 км.
- Присутствием интенсивных линейно-вытянутых отрицательных экстремумов региональной и коровой составляющих поля силы тяжести, ориентация которых согласуется с простиранием разломов и тектонических элементов.
- Системами мозаичных аномалий геомагнитного поля переменного знака, выступом по поверхности гранулит-базитового слоя в центральной и восточной частях рудоносной зоны «F», контролируемой глубинными разломами. На остальных площадях этого района наблюдается прогиб по поверхности гранулит-базитового слоя, не согласующегося ни с простиранием глубинных разломов, ни с ориентацией района.

Зоны развития редкометально-полиметаллических руд («G» и «J») с разведанными месторождениями вольфрама, молибдена, свинца, цинка, олова, бария проявляются:

- Минимальными и промежуточными значениями тепловых потоков и температур в консолидированной коре на срезе 10 км и увеличенными температурами в земной коре на срезе 30 км, экстремально высокими вариациями амплитуд новейших движений земной коры, заглублёнными гипоцентрами землетрясений.
- Преимущественно положительными мозаичными аномалиями геомагнитного поля, мозаичными и субизометричными, преимущественно отрицательными аномалиями региональной и коровой составляющей поля силы тяжести, не подчиняющимися направлениям глубинных разломов.
- Заглублением поверхности гранулит-базитового слоя, структурный план которого на части площадей согласуется с ориентацией тектонических разломов, на другой - не наблюдается связи между ориентацией глубинных разломов со структурой по поверхности гранулит-базитового слоя.

Металлогенические зоны Центрального Казахстана неоднозначно проявляются: В поле локальной составляющей силы тяжести, характеризующейся различной напряженностью, размерами и ориентацией, с изрезанной, полигональной, вытянутой и изометричной формами и не поддающейся зональному районированию, часто не контролируемой разломами. Генезис этих аномалий связан с неглубоко залегающими геологическими неоднородностями, которые не имеют глубинных корней.

- По поверхности Мохо, по которой наблюдаются как зоны поднятий, так и области прогибов, за исключением металлогенических зон «A» и «C».
- В структуре по поверхности Мохо, независимо от металлогенических зон, обладают полигональными геометрическими формами.

Преимущественно их простижение ортогонально глубинным разломам. И только, в металлогенической зоне «Н» наблюдается согласованность глубинных разломов и структурного плана по поверхности Мохо.

– По не конформному залеганию поверхностей гранулит-базитового слоя и поверхности Мохо, структурные планы которых расположены под большим углом к друг другу. Исключение составляют металлогенические зоны «G» и «J», где эти важнейшие геономические границы литосферы могут залегать конформно.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

- 1 Обручев В.А. История геологического исследования Сибири. Период 1. Обнимающий XVII и XVIII века. – Л.: Изд-во АН СССР, 1931. – 175 с.
- 2 Геология СССР. ТОМ XX. Центральный Казахстан. Геологическое описание книга 1. – М.: Изд-во «НЕДРА» 1972. – 532 с.
- 3 Бекжанов Г.Р., Кошкин В.Я., Никитченко И.И. и др. Геологическое строение Казахстана. – Алматы: Академия минеральных ресурсов Республики Казахстан, 2000. – 396 с.
- 4 Геология СССР. Центральный Казахстан. Геологическое описание. – М.: Недра, 1972. – Т. 20, кн. 2. – 380 с.
- 5 Богданов А.А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана // Бюлл. МОИП. – М.: Наука, 1959. – Т. 34, вып. 1. – С. 3–38.
- 6 Богданов А.А. Тектоническое районирование палеозоид Центрального Казахстана и Тянь-Шаня // Бюллетень МОИП. – М.: Наука, 1965. – Т. 40, вып. 6. – С. 8–42.
- 7 Абдулин А.А. Геология и минеральные ресурсы Казахстана. – Алматы: Гылым, 1994. – 394 с.
- 8 Копобаева А.Н., Амангелдіқызы А., Аскаровой Н.С., Макат Д.К. Тектоническое районирование Центрального Казахстана // Труды Университета. – Караганда, 2018. – №3. – С. 82-87.
- 9 Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. - М.: Наука, 1977. – 136 с.
- 10 Никитченко И.И. Западно-Джунгарский (Солдатсайский) сдвиг // Материалы по геол. и полезн.ископаемым Южного Казахстана. - Алма-Ата: Наука, 1971. – С. 225-240.
- 11 Суворов А.И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. – М: Наука, 1968. – 168 с.
- 12 Суворов А.И. Главные разломы Казахстана и Средней Азии // Труды геол. Института АН СССР. – М.: 1963. - 75 с.
- 13 Самыгин С.Г. Чингизский сдвиг и его роль в структуре Центрального Казахстана. Труды Геологического института АН СССР, вып. 253. – М.: Наука, 1974. - 217 с.
- 14 Михайлова Н.Н., Недельков А.И. Шалгинское землетрясение в Центральном Казахстане 22.08.2001 г // Вестник НЯЦ РК. Выпуск 2. – Курчатов, 2002. – С. 78–87.
- 15 Милетенко Н.В., Федоренко О.А. Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспластических и геоэкологических карт Центральной Евразии. Масштаб 1:7500000. – Алматы: Научно-исследовательский институт природных ресурсов ЮГГЕО, 2002. – 132 с.
- 16 Леонов Г.П. Историческая Геология. Палеозой. –М.: Изд-во МГУ, 1985. – 381 с.
- 17 Быкадоров В.А., Волож Ю.А., Мазуров А.К., Милетенко Н.В., Морозов А.Ф., Смирнов А.В., Ужженов Б.С., Федоренко О.А.

Палеогеографические аспекты формирования палеозойских нефтегазоносных бассейнов Казахстана и смежных районов // Геология и охрана недр. – Алматы, 2004. - №1(10). – С. 4-12.

18 Белкин В.А., Миронченко Ю.А., Одинцов С.Д. Аномальное магнитное поле (АМП) на высотах 30 км// В сб.: Исследование структуры геомагнитного поля. – М.: ИЗМИРАН, 1983. – С. 178–184

19 Abetov A.E., Uzbekov A.N. Abnormal magnetic field of Central Kazakhstan Алматы // Геология и охрана недр – Алматы, 2018. – №4(69) – С. 86–95.

20 Абетов А.Е., Узбеков А.Н. Геофизические поля и сейсмичность Центрального Казахстана. // Вестник НЯЦ РК. – Курчатов, 2020. – №4. – С. 119–126.

21 Карта аномального магнитного поля (ΔT_a) Казахстана. Масштаб 1:1000000. Объяснительная записка. – Алматы: 2002. – 120 с.

22 Даукеев С.Ж., Ужкенов Б.С., Любецкий В.Н., Мирошниченко Л.А. Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. – Алматы: 2002. – Т1. - 224 с.

23 Луговенко В.Н. Статистический анализ аномального поля СССР. – М.: Наука, 1974. – 250 с.

24 Луговенко В.Н., Одинцов С.Д. К вопросу о пространственной структуре аномального магнитного поля континентов // В сб.: Экспериментальные исследования геомагнитного поля. - М.:ИЗМИРАН, 1984. – С. 65–72.

25 Нурипов Е.Н., Шацилов В. И., Узбеков Н.Б. Геодинамика и сейсмичность литосферы Казахстана. – Алматы: 2007, – 390 с.

26 Абетов А.Е., Узбеков А.Н. Аномалии гравитационного поля Центрального Казахстана. Алматы // Геология и охрана недр. – Алматы, 2019. – 2(71). – С. 51-60.

27 Истекова С.А. Сопоставление особенностей гравитационного поля Центрального Казахстана и области высокой Азии // Вестник КазНТУ. – Алматы, 2007. – № 6, – С. 1-9.

28 Мальченко Е.Г., Курчавов А.М., Козлов А.А., Хамзин Б.С. Геодинамические аспекты формирование геофизических особенностей главнейших орогенных структур палеозоя Центрального Казахстана // Тектоника и геофизика литосферы. – М.: ГЕОС, 2002. –Т.1. – С. 329-331.

29 Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д., Шабалина Л.В. Истекова С.А. Центрально-Казахстанская палеорифтовая система: глубинное строение, закономерности размещения оруденения. – Алматы: КазНТУ, 2016. – 132 с.

30 Шабалина Л.В. Модель глубинного строения Центрально-Казахстанской палеорифтовой системы // Известия НАН РК. Серия геол., – Алматы: Изв. НАН РК, 2003. – № 4. – С. 16–23.

31 Макаренко Ф.А., Маврицкий Б.Ф. Гидрогеотермические условия верхних частей земной коры. – М.: Наука, 1964. – 162 с.

- 32 Абетов А.Е., Узбеков А.Е., Ахметов А.А. Тепловые поля Центрального Казахстана // Вестник КазНИТУ. – Алматы, 2019. – №3. – С. 56–65.
- 33 Любимова Е. А., Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Каталог данных по тепловому потоку на территории СССР. – М.: Советский геофизический комитет, 1973. – 64 с.
- 34 Исаева Л.Д. Оценка термодинамической обстановки среды рудообразования на месторождении Коктенколь (Центральный Казахстан) // Материалы IV международной научно-практической конференции «Наука и образования без границ – 2008г.» - Днепропетровск: 2008. – Т 16, – С. 63-69.
- 35 Шишков И.А., Каюков П.Г. Радиоэкологические проблемы Республики Казахстана, связанные с разведкой и разработкой месторождений урана – Алматы, 2013. – С. 55–66.
- 36 Теплопроводность горных пород и минералов, их плотность и теплоемкость <http://thermalinfo.ru/svojstva-materialov/mineraly/teploprovodnost-gornyh-porod-i-mineralov-ih-plotnost-i-teploemkost> 05.06.2019.
- 37 Abetov, A.E., Uzbekov, A.N., Grib, N.N., Melnikov, A.E., Malinin, Y.A. Spatial variability of physical and mechanical properties of rock mass in Central Kazakhstan | Variabilidade espacial de propriedades físicas e mecânicas de massa rochosa no Cazaquistão Central. Periodico Tche Quimica. – Mexnico: 2020. – 17(34), – P. 718–726.
- 38 Мартынов Е.В. Математические методы моделирования параметров геологических процессов и явлений. – Мурманск: Изд-во МГТУ, 2011. – 136 с.
- 39 Коробейников А.Ф. Теоретические основы моделирования месторождений полезных ископаемых. Учебник для вузов. Издание второе, исправленное и дополненное. – Томск: Изд-во ТПУ, 2009. – 182 с.
- 40 Тимуш А.В. Сейсмотектоника литосфера Казахстана. – Алматы: Luxe Media Group, 2011. – 590 с.
- 41 Abetov A.E., Uzbekov A.N., Grib N.N., Imaev V.I. Newest Tectonics and Modern Geodynamics of Mining Industrial Areas of Central Kazakhstan. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science – 2020. – 459. – 042011.
- 42 Абдулин А.А., Антоненко А.Н. Изучение земной коры и верхней мантии в Казахстане. – М.: Наука, 1982. – 182 с.
- 43 Абетов А.Е., Узбеков А.Н. Глубинное строение Центрального Казахстана // Вестник КазНИТУ. – Алматы, 2019. – №6 (136). – С. 28-34.
- 44 Ужкенов Б.С., Нусипов Е.Н. Геодинамика и сейсмичность литосферы Казахстана. – Алматы: 2007. - 411 с.
- 45 Нусипов Е.Н., Оспанов А.Б., Шацилов В.И., Тимуш А.В. Глубинное строение орогенов Гиндукуша, Памира, Тянь-Шаня и Казахского щита. / Сейсмические исследования земной коры. Сб. докладов Межд. научн. конф. посв. 90-летию акад. Н.Н. Пузырева. – Новосибирск: СО РАН. 2004. – С. 223–231.
- 46 Акылбеков С.А. Глубинное строение, металлогенические особенности и прогноз эндогенного оруденения в Атасу-Агадырском регионе

(Ц. Казахстан): автореферат док. геол.-мин. наук: 04.00.11. – Алматы. 1997. –51 с.

47 Узбеков А.Н., Михайлова Н.Н. Сейсмичность Центрального Казахстана и направления развития мониторинга этого региона // Вестник НЯЦ РК. – Курчатов, 2018. – Вып. 3. – С. 73-82

48 Узбеков А.Н., Полешко Н.Н. Напряженно-деформированное состояние Казахского щита по данным механизмов очагов землетрясений. Геодинамика и тектонофизика. 2022;13(1). <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-1-0571>

49 Введенская А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. – М.: Наука, 1969. – С. 47-66.

50 Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии / Избранные труды. – М.: Наука, 1985. – 406 с.

51 Михайлова Н.Н., Неделков Н.Н., Соколова И.Н., Казаков Е.Н., Беляшов А.В., Полешко Н.Н. Сильные и ощущимые землетрясения. Шалгинское землетрясение 22 августа 2001 года с $Mw=5.2$, $I0=6$ (Центральный Казахстан). Землетрясения Северной Евразии в 2001 году. – Обнинск: ГС РАН, 2007. – С. 317-330.

52 Михайлова, Н.Н. Об землетрясении близ Караганды 21 июня 2014 года // Вестник НЯЦ РК. – Курчатов, 2015. – Вып.3. – С. 94–100.

53 Masaki N. Determination of focal mechanism solution using initial motion polarity of P and S waves // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 2002. – 130. – Р. 17-29.

54 Михайлова Н.Н. О механизмах очагов землетрясений Центрального Казахстана // Вестник НЯЦ РК. – Курчатов, 2003. - Вып. 1. – С. 100-105.

55 Михайлова Н.Н. Сейсмичность и характер напряженно-деформированного состояния в слабосейсмичных районах Казахстана. // Вестник НЯЦ РК. – Курчатов, 2013. – Вып.2. – С.140-154.

56 Сатпаев К.И. О металлогенических эпохах, формациях и поясах Центрального Казахстана // Известия АН КазССР. Серия геологическая. – Алматы: 1953. – Вып. 17.

57 Сатпаев К.И. О методологии, фактической базе и основных выводах металлогенических и прогнозных карт Центрального Казахстана // Известия АН КазССР. Серия геологическая. – Алма-Ата: Изв. АН КазССР, 1955. – Вып.20. – С. 3–35.

58 Сатпаев К.И. Главные закономерности пространственного размещения зон эндогенного оруденения в Центральном Казахстане // Советская геология. – Сб: 1957. –Т58. – С. 93-109.

59 Сатпаев К.И. Избранные труды. Проблемы металлогении и минеральные ресурсы Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1968. –Т.3. – 312 с.

60 Жаутиков Т.М., Омирсеков М.Ш. Современная металлогения Казахстана и ее задачи // Известия НАН РК. Сер.Геол. – Алматы: Изв. НАН РК,2013. – №2. – С. 10–17.

- 61 Каюпов А.К. Металлогения Казахстана. Рудные формации. Одиннадцатитомное издание. – Алма-Ата: Наука, 1980. – 224 с.
- 62 Мирошниченко Л.А. Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. Металлогения. – Алматы: 2002. – Т.2. – 271с.
- 63 Абдулкабирова М.А. Сводово-глыбовые структуры и эндогенное оруденение Северного Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1975. – 239 с.
- 64 Жаутиков Т.М. Закономерности размещения и принципы прогнозирования золотого оруденения Казахстана: дисс. д. г.-м. н. / Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева. – Алматы, 1987. – 448 с.
- 65 Коробкин В.В. Тектоническое районирование и структурные стили палеозоид Казахстана // Геология и полезные ископаемые. Казахстанско-Британский технический университет. – Алматы: Казахстан, 2011. – С. 71–77.
- 66 Коробкин В.В., Смирнов А.В. Тектонофациальный анализ – основа тектонической карты Казахстана масштаба 1:1 000 000. – Алматы, 2006. – С. 91–104.
- 67 Казанли Д.Н. Геофизические данные при анализе металлогении и построении прогнозов в Казахстане // Материалы научной сессии по металлогеническим и прогнозным картам: Доклады. – Алма-Ата: Изд-во АН Каз ССР, 1958. – С. 194–198.
- 68 Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д., Каримов К.М. и др. Строение литосферы алмазоносных районов Северного Казахстана // Геология и разведка недр. – Алматы: Казахстана, 1995. – №2. – С. 37–41.
- 69 Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д. Глубинное строение золоторудных поясов, вмещающих суперкрупные месторождения (Западно-Калбинский пояс, Казахстан). // Условия формирования, закономерности размещения и прогнозирования полезных ископаемых: матер.межд.науч.конф. – Ташкент, 2006. – С. 69-74.
- 70 Abetov A.E., Uzbekov A.N. Geophysical fields, tectonics and metallogeny of Central Kazakhstan // Геология и охрана недр. – Алматы, 2020. – 3(76). – С. 40-53.
- 71 Моисеенко У.И., Смыслов А.А. Тепловой поток и глубинные температуры земной коры территории СССР. // Сов. Геология. – М.: Наука, 1983. – №3. – С. 22–32.
- 72 Сатпаева М.К., Дара А.Д., Попов Ю.В. Кубический халькоперит в рудах Джезказгана // Известия АН КазССР. Сер.геол. – Алма-Ата: Наука, 1986. – №3. – С. 59–65.
- 73 Абдулин А.А., Чимбулатов М.А. Основные черты геологического строения и районирование Карагатай // Геология и металлогения Карагатай. - Алма-Ата: Наука, 1986. – Т. 1. – С. 5–8.
- 74 Шабалина Л.В. Глубинное строение земной коры и верхней мантии. Известия НАН РК. Серия геологическая. – Алматы: 2010. – №3. – С. 128–133.