

Л. А. ШАРЛОВСКАЯ

Дейтероорогенные

прогибы

Алтае-Саянской

области

и методика

интерпретации

физических полей

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
Выпуск 626

Л.А. ШАРЛОВСКАЯ

ДЕЙТЕРООРОГЕННЫЕ
ПРОГИБЫ
АЛТАЕ-САЯНСКОЙ
ОБЛАСТИ
И МЕТОДИКА
ИНТЕРПРЕТАЦИИ
ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Ответственный редактор
чл.-кор. АН СССР Э.Э. Фотиади



НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1985

Шарловская Л.А. Дейтероорогенные прогибы Алтае-Саянской области и методика интерпретации физических полей. - Новосибирск: Наука, 1985.

Исследуется модель комплексной интерпретации геолого-геофизических данных, включающая последовательность методов для выяснения структурно-вещественного строения фундамента Кузнецкого и Минусинского прогибов - структур, являющихся продуктами дейтероорогенеза.

Дейтероорогенез рассматривается как процесс, порожденный глубинной тектономагматической активизацией мантии, переработавший верхнюю часть земной коры и получивший соответствующее отражение в физических полях (особенно геомагнитном). В результате составлены карты вещественного состава пород фундамента прогибов с прослеженными в их пределах областями различных магматических комплексов. Показана сетка зон проницаемости магматических комплексов с возможной металлогенией.

Монография рассчитана на геофизиков-интерпретаторов региональных исследований.

Рецензенты Р.Т. Богнибова, А.В. Ладынин

Ш 1904040000-888
042(02)-85 193-85-IV

© Издательство "Наука", 1985 г.

В монографии исследуется тектоническое строение Кузнецко-Минусинского региона в северной части Алтае-Саянской складчатой области. Особое внимание обращается на ее развитие в эпохи дейтероорогенеза и связанные с ними проявления вулканизма и магматизма, а с последним – особенности металлогении. При этом используются геофизические данные (в основном аномалии силы тяжести и геомагнитного поля).

Предлагаемая книга – результат многолетних исследований автора. Основное внимание в ней сосредоточено на усовершенствовании методики комплексной интерпретации геолого-геофизических данных применительно к прогибам, особенно возникшим в дейтероорогенный этап, на преобразующей роли дейтероорогенеза в структуре региона и отражении переработанной им верхней части земной коры в физических полях.

По особенностям геологического развития Алтае-Саянская складчатая область, относящаяся к северной окраине Центрально-Азиатского классического интеркратонного (по В.Е. Хаину) орогенного пояса, характеризуется неоднократным проявлением, особенно интенсивным в девоне, повторной тектонической активизацией – дейтероорогенезом, обусловившим преобладание в ее пределах сводово-глыбовой структуры. Межгорные впадины и предгорные прогибы занимают подчиненное положение. Кроме возрождения и наращивания горного рельефа эпохи дейтероорогенеза характеризовались, как уже отмечалось, оживлением вулканической и магматической деятельности и связанными с ними проявлениями металлогении, что, несомненно, отражает глубинные вещественные и структурные процессы перестройки земной коры и воздействие на верхнюю мантию.

Расшифровка гравитационного поля региона позволяет выявить в его пределах различия в районировании коры сиалического, переходного и симатического типов, а по магнитным аномалиям – вещественные неоднородности, в том числе интрузивные внедрения в верхних частях земной коры и связанные с ними проявления различных типов металлогении.

Применение системы методик и приемов интерпретации геофизических данных, в том числе и методики, разработанной Л.А. Шарловской, позволяет значительно детализировать подобную расшифровку.

Алтае-Саянская складчатая область – перспективная металлогеническая провинция СССР. Геологическими и геофизическими методами здесь планомерно изучаются земная кора и верхняя мантия с целью выяснения процессов их формирования и установления закономерностей в размещении полезных ископаемых, особенно глубокозалегающих, поиски месторождений которых становятся все более актуальными.

Особенно полно вопросы тектонического и металлогенического районирования Алтае-Саянской складчатой области и отдельных ее районов рассмотрены с использованием геофизических и геологических данных /Сурков, 1960, 1963, 1967а, б, 1972; Моисеенко, 1967, 1969; Сурков, Семеркин, 1967; Семеркин, 1969, 1971; Уманцев, 1972, 1974; Есиков и др., 1969; Морсин, 1972; Тектоника и глубинное строение..., 1973; Крылов и др., 1968, 1970, 1971; Ладьнин, 1971, 1973, 1976; Сурков, Морсин, 1971, 1982; Коробейников и др., 1980; Ватлин и др., 1973; Фотиади и др., 1971; Моисеенко, Есиков, 1974а, б; Уманцев, Крамник, 1973; Шарловская, 1974а-в, 1976, 1978, 1982; и др./.

Одна из наиболее значительных работ, охватывающих весь регион Алтае-Саянской складчатой области, широко использующих комплекс геологических и геофизических данных, – монография Ф.С. Моисеенко /1969/, в которой детально изучена глубинная структура верхней части земной коры южного обрамления Сибири с входящими в него различными по строению и развитию регионами. Сопоставление гравитационных и магнитных аномалий с геологическими данными, сопровождаемыми расчетами, позволило автору разработать эволюционную модель земной коры исследуемого региона, представленную базальтовым, диоритовым, гранитным и вулканогенным слоями, различающимися по составу и физическим свойствам пород, причем каждый из этих слоев земной коры имеет непостоянный вещественный состав.

Заслуживает внимания монография "Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области" /1973/, в которой показано, что различная характеристика аномальных и трансформированных физических полей над отдельными структурами отражает различия в вещественном составе слагающих их пород, обусловленные особенностями их генезиса. Устанавливаются возможности и приемы анализа наблюдаемых и трансформированных физических полей в целях районирования по типам тектонического развития, а также для изучения их глубинного строения и металлогении Алтае-Саянской складчатой области.

Созданию единой модели комплексной интерпретации, концентрирующей определенную последовательность методов для структур с мощным осадочным чехлом, и выяснению степени отражения процессов дейтероорогенеза в физических полях – новому этапу в геолого-геофизическом изучении Кузнецко-Миусинского региона Алтае-Саянской складчатой области – посвящена предлагаемая читателям работа.

Основное внимание уделено сочетанию традиционных методов интерпретации с некоторыми специальными методическими разработками автора примени-

тельно к конкретной ситуации региона (имеются прогибы с мощным осадочным чехлом), в связи с этим предложены:

модель комплексной интерпретации геолого-геофизических данных для структур, имеющих мощный осадочный чехол;

дифференцированный пересчет магнитного поля, учитывающий разноглубинность магнитоактивных источников с целью корректного сопоставления магнитного поля над фундаментом прогиба и его складчатого обрамления;

возможность поиска в прогибах участков на различные виды металлогении, аналогичных заданным эталонам, т.е. применение так называемого корреляционного метода только при некоторых методических приемах (дифференцированный пересчет магнитного поля, составление микроматриц, "чистка" эталонного пространства и др.);

трассирование по спещифическим магнитным аномалиям зон проницаемости магматических комплексов дейтероорогенного этапа, игравшего значительную роль в преобразовании земной коры этого региона.

Совместный анализ физических полей позволил выделить такие (обычно контролируемые глубинными разломами) зоны проницаемости магматических комплексов, по которым наиболее интенсивно происходила переработка земной коры крупных различающихся по структурно-вещественному составу блоков фундамента прогибов.

Известно, что металлогенический профиль в различных районах, в том числе и исследуемого региона, определяется составом его вулканогенных, метаморфических и магматических комплексов, возникших в ходе развития земной коры. Металлогенический профиль блоков рассматриваемого региона, имеющих сиалический состав (присутствие в верхней части земной коры мигматизированных и гранитизированных комплексов вплоть до крупных гранитных батолитов, сформированных в прото- и дейтероорогенную стадии развития коры), определяется в значительной степени рудопроявлениями, в составе которых большое значение имеют такие химические элементы, как золото, серебро, вольфрам, молибден, цинк, свинец, олово, редкие земли. В других частях региона преобладают блоки симатического состава — наличие в верхней части коры метаморфизованных геосинклинальных комплексов, включающих основные и ультраосновные интрузии. Дейтероорогенная переработка в таких блоках способствовала становлению здесь также магматических формаций преимущественно основного и среднего состава, в металлогеническом профиле которых преобладают железо, титан, хром, медь, марганец, а также асбест, тальк и др. В данной работе рассмотрены Кузнецкий и Минусинский прогибы Алтае-Саянской складчатой области, которые явились как бы эталонами для выработки методики дифференцированного пересчета магнитного поля на сложную поверхность и создания единой модели комплексной интерпретации для подобных структур. Этот пересчет может быть применен в пределах, например, рифтовых впадин, депрессий и синклинальных структур, имеющих в фундаменте породы повышенной намагнитченности. Используя разработанную методику интерпретации гравитационных и магнитных аномалий, проследили рудоносные зоны из их складчатого обрамления в названные прогибы.

В процессе работы отдельные вопросы решались совместно с Л.В.Вите, Т.Л. Захаровой, В.Я. Шатовым и А.Н. Василевским. Д.Я. Юренас и В.И. Грекова оказали помощь в оформлении графического материала. Перечисленным товарищам автор приносит благодарность. Особую признательность автор выражает заведующему лабораторией физики земной коры чл.-кор. АН СССР Э.Э. Фотиади, взявшему на себя большой труд по научному редактированию рукописи.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ
КУЗНЕЦКО-МИНУСИНСКОГО РЕГИОНА
АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Распределение основных структур в пределах рассматриваемого региона свидетельствует о том, что с востока на запад происходит их омоложение (рис. 1). Наиболее древними из них являются байкалиды центральных частей Восточного Саяна (Протеросаяна), которые уже в западной части его сменяются сооружениями ранних каледонид (салаирид). К салаиридам относятся структуры и Кузнецкого Алатау, сливающиеся к югу с салаиридами Горной Шории (от последней в восточном направлении отходит почти широтная узкая полоса салаирид, сливающаяся на востоке с салаиридами Восточного Саяна).

В южной части рассматриваемой территории располагается крупная субширотного простирающая структура Западного Саяна, центральную часть которой занимает обширный синклиналий того же названия (иногда называемый также Усинским). С севера он ограничен Джебашским антиклинорием. Южное ограничение Западного Саяна представляет Куртушибинский антиклинорий, ограничивающий с севера и северо-востока крупную Тувинскую впадину.

Перечисленные структуры салаирид Западного Саяна образуют складчатое обрамление весьма крупного орогенного эпикаледонского наложенного прогиба, на севере заходящего под чехол Западно-Сибирской плиты. Языкообразными ответвлениями от Кузнецкого Алатау с запада (Батенёвское) и Восточного Саяна с востока (Беллькское) Минусинский прогиб разделен на Северо-Минусинскую и Южно-Минусинскую впадины (подобная впадина Рыбинская располагается в северо-северо-восточной части Восточного Саяна).

В западной части рассматриваемого региона крупные ее структуры представлены раннегерцинской структурой Салаира (Салаирский кряж) и позднегерцинской Томь-Колыванской складчатой зоной. Обе эти структуры служат западным и северным складчатым обрамлением крупной орогенной эпигерцинской впадины на каледонском основании – герцинского краевого прогиба. С востока и юга этот прогиб ограничен складчатыми структурами Кузнецкого Алатау и Горной Шории.

Перечисленные крупные структуры региона включают более мелкие поднятия и впадины (антиклинали и синклинали). Важно отметить, что в строении Алтае-Саянской области (как восточной, более древней, ее части, так и западной – более молодой) очень большое значение имеют глубинные разломы, которые определили размещение не только структурно-фациальных зон региона, но и зон проницаемости ювенильных расплавов из глубин коры и верхней мантии. С образованием магматических внедрений и эффузивных излияний, как известно, связана и специализация металлогении.

Основное внимание в настоящей работе уделяется двум крупным межгорным впадинам (Кузнецкой и Минусинской) Алтае-Саянской складчатой области, структура земной коры которой создавалась в обстановке неоднократного воздействия процессов так называемого эпиплатформенного орогенеза

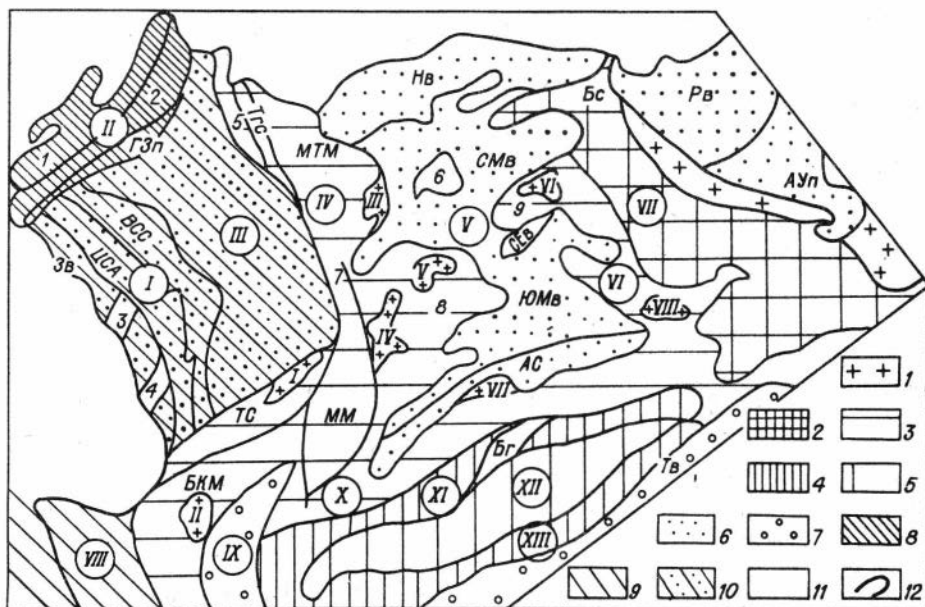


Рис. 1. Схема основных структур Кузнецко-Минусинского региона Алтае-Саянской складчатой области /по Короновскому, 1976, с дополнениями автора/.

1 - выступы фундамента Сибирской платформы; 2 - байкалиды; 3 - ранние каледониды (салаириды). 4, 5 - поздние каледониды: 4 - антиклинории, 5 - синклинории; 6 - наложенные эпикаледонские впадины; 7 - унаследованные эпикаледонские впадины; 8, 9 - герциниды: 8 - поздние, 9 - ранние; 10 - герцинские краевые прогибы; 11 - чехол Западно-Сибирской плиты; 12 - границы основных структур. Римские цифры в кружках: I - Салаир, II - Томь-Кольванская зона, III - Кузнецкий прогиб, IV - Кузнецкий Алатау, V - Минусинский прогиб, VI - Казыр-Кизирский синклинорий, VII - Дербинский антиклинорий, VIII - Ануйско-Чуйский и IX - Уйменско-Лебедской синклинории, X - Абаканский и XI - Джебашский антиклинории, XII - Западно-Саянский (Усинский) синклинорий, XIII - Куртушибинский антиклинорий. Массивы: ММ - Мрасский, БКМ - Бийско-Катунский, МТМ - Мартайгинский; синклинории: ВСС - Восточно-Салаирский, ТС - Тельбесский, АС - Арбатский, БС - Беретьский; ЦСА - Центрально-Салаирский антиклинорий; прогибы - АУп - Агульско-Удинский, ГЗп - Горловско-Зарубинский; впадины: Зв - Залесовская, Нв - Назаровская, СМв - Северо-Минусинская, ЮМв - Южно-Минусинская, Рв - Рыбинская, СЕв - Сыдо-Ербинская, Тв - Тувинская; ТГс - Тайдонская грабен-синклиналь, Бг - Бору́сский грабен.

Арабские цифры на схеме: 1 - Новосибирское и 2 - Богута́кско-Митрофановское поднятия, 3 - Тя́гунский, 4 - Уксунайский и 5 - Яйско-Пезасский горсты, 6 - Копьевский купол, 7 - Томско-Терсинский выступ, 8 - Батенёвское и 9 - Беллыкское поднятия. Гранитоидные плутоны: I - Тельбесский, II - Турочакский, III - Саралинский, IV - Тигерты́шский, V - Улень-Туймский, VI - Беллыкский, VII - Маинская интрузия, VIII - Казырский плутон.

/Хаин, 1979/. Последний проявился здесь в интенсивной тектономагматической активизации. Совокупность подобных воздействий известна также под названием дейтероорогенеза /Боголепов, 1965, 1967, 1968, 1971/. Именно в таком плане названные впадины далее описываются как дейтероорогенные прогибы Алтае-Саянской складчатой области, поскольку располагается она в северной периферии огромной площади Центральной Азии — от Тянь-Шаня на западе до Становика и Бол. Хингана на востоке; от Прибайкалья на севере и до Тибета на юге, на которой широко были распространены процессы дейтероорогенеза (эпиплатформенного орогенеза). В соседних с Алтае-Саянской областью районах, как отмечает К.В. Боголепов /1968, с. 19/, "... реконструкция палеоструктуры, выполненная И.В. Лучицким /1966/, указывает на связь Минусинской, Рыбинской и Касской впадин с процессами вторичного горообразования..." Наблюдается также сходство формационных рядов мезозоя Минусинских впадин с подобными впадинами Центрального и Западного Забайкалья, Прибайкалья и даже Тянь-Шаня.

Для дейтероорогенеза характерны магматические и вулканические внедрения. В Минусинских впадинах и в Забайкалье преобладают внедрения субщелочных и щелочных гранитов, а в более западных районах — плутонические массивы основного состава.

Дейтероорогенез для Алтае-Саянской области, иногда называемый рекрутентным (возвратным) орогенезом, характерен неоднократным оживлением тектономагматической активности (средне-, верхнепалеозойская, мезозойская эпохи). В отличие от Западно-Сибирской плиты Алтае-Саянская область по существу никогда не превращалась в молодую платформу и в лучшем случае время от времени в промежутках между эпохами горообразования переживала лишь фазы так называемого квазиплатформенного развития.

По масштабам проявления дейтероорогенез, несомненно, вызывается глубинными процессами. Специфика создаваемых им структур определяется вещественным составом и строением блоков земной коры, на которые он воздействует /Боголепов, 1967, 1969/. Процессы дейтероорогенеза, отражающие глубокую перестройку земной коры, обуславливают образование специфических магматических и вулканических формаций (щелочных) и соответствующей им металлогенической зональности.

Перечисленные особенности строения и вещественного состава исследуемого региона отражены в специфике наблюдаемых здесь гравитационного и магнитного полей.

Осветим более подробно тектоническое обрамление Кузнецкого и Минусинского прогибов, отграниченных от окружающих их складчатых структур крупными разломами и другого типа разрывными дислокациями.

Кузнецкий прогиб и его складчатое обрамление

При общей характеристике строения Кузнецко-Минусинского региона Алтае-Саянской складчатой области уже перечислялись структуры обрамления этого прогиба. Следует обратить внимание на то, что образование Кузнецкого прогиба, как и некоторых других крупных прогибов Алтае-Саянской складчатой области, в том числе и Минусинского, положило здесь начало (в раннем девоне) дейтероорогенезу средне-, верхнепалеозойских и мезозойских этапов. Тектономагматические процессы этих этапов привели к раздроблению и опусканию обширных участков древних складчатых сооружений области, в пределах которых последовало формирование крупных впадин (межгорных прогибов) и последующее накопление в них значительных мощностей осадоч-

ных отложений, вулканогенных образований и магматических внедрений.

Кузнецкий прогиб состоит из мощных каменноугольных и пермских отложений (8–12 км), подстилаемых девонскими, наложен на каледонское складчатое основание и возник как краевой прогиб в зоне сочленения каледонских структур Кузнецкого Алатау и горшинских Томь–Кольванской зоны и Салаира. Последние образуют северное и западное складчатое обрамление Кузнецкого прогиба. С востока и юго-востока прогиб ограничен структурами Кузнецкого Алатау и Горной Шории.

Согласно разработкам А.Л. Матвеевской /1969/, в пределах Томь–Кольванской складчатой зоны выделяются Новосибирское и Буготакско–Митрофановское поднятия и Горловско–Зарубинский геосинклинальный прогиб. Рассматриваемая зона имеет дугообразную форму и непосредственно граничит с Кузнецким прогибом. Наиболее древние в пределах этой зоны вулканогенно-терригенные породы митрофановской свиты (живетский ярус), обнажающиеся в ядре антиклинальной структуры, осложняющей Горловско–Зарубинский прогиб в его северо-восточной части. Выше залегают морская известняково-терригенная (песчано-сланцевая) формация среднего – верхнего девона, лагунная красноцветная карбонатно-терригенная молассовидная формация верхнего девона, а также морская и угленосная формации нижнего карбона – средней юры и перми. Венчает разрез юрская грубообломочная угленосная формация, сложенная конгломератами, алевролитами, песчаниками.

Для структур этой зоны характерно пологое падение в сторону Кузнецкого прогиба. Отложения девона собраны в крупные пологие линейно вытянутые брахиформные складки. Интрузии в зоне не известны.

Салаир. "... Салаирский кряж, – пишет А.Л. Матвеевская /1969, с. 28/, – отвечает средне-, верхнепалеозойскому поднятию северо-западного простирания, сложенному в основании породами нижнего палеозоя, образующими сложный асимметричный антиклинорий. Структуры Салаира после крутого дугообразного поворота в северо-западной части простираются на юго-запад, в направлении, поперечном по отношению к структурам кряжа..." Затем складчатые структуры Салаира вновь круто разворачиваются и проникают в Ануйско–Чуйскую зону Горной Шории.

Учитывая специфику обнаженности, тектонику и геофизические данные, в пределах Салаирского кряжа выделили три структурно-формационные зоны унаследовательного типа развития – Восточно- и Западно-Салаирские синклинии и Центральнo-Салаирский антиклинорий /Тектоника и глубинное строение..., 1973/.

Восточно-Салаирский синклиний демонстрирует полный разрез геосинклинальных кембрийских образований, их основанием служит докембрийская карбонатная формация, которую сменяют образования собственно геосинклинального этапа, представленные спилит-диабазовой формацией верхнего рифея – нижнего кембрия, "... вещественная характеристика которой определяется ассоциацией метабазаальтоидов с граувакками, силицитами, известняками и метаморфическими орто- и парасланцами..." /Тектоника Евразии, 1966, с. 49/. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фаши. Выше залегают карбонатно-вулканогенная формация, представленная рифогенными известняками, кварцевыми порфиритами, порфиритами и альбитофирами, туфами, песчаниками и сланцами. Венчает разрез этой формации комплекс пород, представленный конгломератами, песчаниками, сланцами, известняками, эффузивами и туфами основного состава. В верхней части геосинклинального разреза залегают конгломераты, песчаники и известняки пестроцветной грубообломочной формации низов среднего кембрия.

Протоорогенный комплекс (средний – верхний кембрий) начинается анде-

зитовой формацией (андезитобазальты, песчаники, сланцы, конгломераты и известняки). Завершает этот разрез карбонатная формация, представленная преимущественно известняками. К протоорогенному комплексу принадлежит также терригенная формация ордовикского возраста, сложенная граувакками, песчаниками, алевролитами, глинами и известняками, и терригенно-карбонатная формация силура, представленная известняками и песчаниками.

Дейтероорогенный комплекс включает образования нижнего и среднего девона, объединяемые в сероцветно-пестроцветную формацию, которая может замещаться красноцветной карбонатно-терригенной (конгломераты, гравелиты, песчаники, сланцы, аргиллиты, известняки).

Центрально-Салаирский антиклинорий расположен вблизи осевой зоны Салаирского кряжа, ныне большей частью погребенной в пределы Залесовской впадины. Геосинклинальные и орогенные комплексы антиклинория характеризуются преимущественно карбонатным составом, меньшей мощностью и наличием по сравнению с более полным разрезом Восточно-Салаирского синклинория значительных перерывов. В основании разреза антиклинория также лежат карбонатные породы докембрия. В пределах Уксунайского и Тягунского горстов на поверхности обнажены образования спилит-диабазовой формации. На размытой поверхности кембрия резко трансгрессивно залегают отложения ордовикской системы, представленные пестроцветной терригенной формацией, в общих чертах напоминающей таковую синклинория.

Комплекс кембрийско-ордовикских пород собран в линейные, крутые, порой опрокинутые складки. Образования силура залегают с резким угловым несогласием на отложения ордовика. Девонские отложения слагают грабенообразные впадины, вытянутые параллельно простиранию складок. Геосинклинальные толщи, слагающие крупные структурные зоны Салаирского кряжа, собраны в сложные, линейные складки, сильно сжатые и порой опрокинутые. Системой разломов Салаирский кряж раздроблен на блоки.

С ранним этапом развития кембрийской геосинклинали Салаира связано становление гипербазитовой формации и тесно с ней связанной формации габбро-диоритов. В пространстве гипербазитовая формация образует небольшие массивы, вытянутые согласно простиранию структур и приуроченные к зонам глубинных разломов. Главная цепь гипербазитового пояса с некоторыми перерывами протягивается на 120 км от истоков р. Алымбай на севере до истоков р. Шалоп на юге. В составе этой формации выделяют пироксениты и серпентиниты. Пространственно с ними связаны интрузии габбро и габбро-диоритов.

Дейтероорогенный этап характеризуется становлением интрузий габбро-сиенитов раннедевонского возраста и гранитоидных массивов, относящихся к верхнему карбону – триасу /Дергачев, 1965/. Последние представлены биотит-роговообманковыми плагиогранитами, гранодиоритами и кварцевыми диабазами. Более мелкие массивы сложены гранодиоритами и плагиогранитами.

Южное складчатое обрамление Кузнецкого прогиба образуют структуры Горной Шории: Тельбесский синклинорий и Бийско-Катунский массив.

Тельбесский синклинорий, являющийся северо-восточным ответвлением складчатых структур Горной Шории, разделен глубинной зоной разлома на северо-восточную и юго-западную части. В основании менее эродированной северо-восточной части лежит комплекс зеленоцветных метатерригенных осадков протерозоя. Раннекаледонскому геосинклинальному циклу соответствует спилит-диабазовая формация верхнего рифея – нижнего кембрия, карбонатно-терригенно-вулканогенная андезитобазальтовая формация нижнего и среднего кембрия.

Протоорогенный комплекс представлен терригенными формациями верхне-

го кембрия – ордовика, в составе которых преобладают пестроцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки, конгломераты с галькой гранитов, сиенитов, магнетитовых руд.

Дейтероорогенный комплекс слагают терригенно–вулканогенные формации нижнего и среднего девона. Вулканогенная часть его состоит из андезитобазальтовых порфиритов и их туфов, фельзитов, туфов кварцевых порфиров, диабазов. Терригенная часть представлена песчаниками и алевролитами. Сопряженно с вулканогенными образованиями как в пространстве, так и во времени происходило становление гипербазитовой формации, в которой кроме собственно гипербазитов (перидотиты, дуниты, гарцбургиты) встречаются и тела габброидов.

Протоорогенному этапу соответствует становление габбро–сиенитовой формации и формации гранитоидных батолитов пестрого состава. Формация гранитоидных батолитов представлена громадным Тельбесским плутоном, занимающим всю северо–восточную часть синклиория. Тела габбро–сиенитовой формации имеют локальное распространение. В центральной части этот плутон представлен гранитами и гранодиоритами.

К дейтероорогенному этапу приурочено становление формации субвулканических гранитов и сиенитов. Самый крупный такой массив – Мезинский, сложенный гранит– и диорит–порфирами, сиенитами и граносиенитами, – располагается к северу от Тельбесского плутона /Тектоника Евразии, 1966/.

Бийско–Катунский массив представляет собой структуру протерозойско–раннекаледонской консолидации. На севере он граничит с раннекаледонским Тельбесским синклиорием, на восточке – с Уйменско–Лебедским орогенным прогибом, а на западе – с раннекаледонским Ануйско–Чуйским прогибом. Наиболее древние структурные элементы массива (Бийский горст и Катунский антиклинорий) обнажаются в его северной и западной частях. Центральную и восточную части массива слагают раннекаледонские геосинклинальные комплексы.

Верхнепротерозойские образования сложены преимущественно мраморизованными и доломитизированными известняками, тяготеющими к верхней и нижней частям разреза (западная часть массива). На карбонатных комплексах верхнего протерозоя залегает толща геосинклинальных образований верхнепротерозойско–нижнекембрийского возраста, представленная вулканитами основного состава с прослоями терригенных, карбонатных и кремнистых пород. Нижне– и среднекембрийские образования представлены граувакко–карбонатной формацией – известняками, конгломератами, гравеллитами, песчаниками.

Протоорогенные образования среднекембрийско–ордовикского возраста (карбонатно–терригенная формация – песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки) характерны для восточной части массива.

Становление интрузивных комплексов в пределах массива связано со всеми стадиями его формирования. В геосинклинальный этап образовались мелкие интрузии габбро, габбро–диоритов, диоритов. Протоорогенез проявился образованием многофазных интрузий, имеющих состав от кварцевых диоритов до плагиогранитов. В восточной части Бийско–Катунского массива эти интрузии слагают широкую меридиональную зону, образуя крупное протоорогенное антиклинорное сооружение.

К дейтероорогенному этапу верхнедевонско–каменноугольного возраста относятся эффузивы среднего и кислого состава, объединенные в андезит–дацит–липаритовую формацию (туфы, фельзит–порфиры, кварцевые порфиры, андезитодациты), поля развития которых располагаются в центральной части массива, образуя меридиональную зону, ограниченную разломами, протягивающуюся в северном направлении и скрывающуюся под осадками Чумьшско–Не-

нинской впадины Кузнецкого прогиба. Магматическая эволюция дейтероорогенного этапа заканчивается становлением субвулканических и малых интрузий пестрого состава (гранит-порфиры, микрограниты, граносиениты, порфиры, кварцевые порфиры, граниты, гранофиры) и интрузий гранитов раннекаменноугольного возраста.

Восточное обрамление Кузнецкого прогиба представляет складчатое сооружение Кузнецкого Алатау.

Кузнецкий Алатау и Мрасский массив составляют единую складчатую систему, вытянутую в меридиональном направлении и ограниченную на западе зоной разломов, по которой они соединяются с более молодой структурой Кузнецкого прогиба. Мрасский массив отделяется от Кузнецкого Алатау поперечной структурой, насыщенной гранитоидными телами.

Внутренняя структура Кузнецкого Алатау довольно сложна и имеет складчато-глыбовый характер. Здесь выделяют /Алабин, 1983/ крупные блоковые выступы древнего фундамента (Томско-Терсинский, Яйско-Пезасский) и геосинклинальные прогибы (Тайдонская грабен-синклиналь). Томско-Терсинский массив - древнее ядро Кузнецкого Алатау - представлен меридионально ориентированным горстовым выступом, сложенным разнообразными гнейсами, кристаллическими сланцами докембрийского возраста с подчиненными пачками кварцитов, мраморов и амфиболитов /Тектоника Евразии, 1966/. Метаморфические толщи насыщены телами древних гранитоидов и содержат внедрения ультраосновного состава /Пинус и др., 1958/. Этот докембрийский массив разделяет существенно вулканогенные прогибы, приуроченные к западной части Кузнецкого Алатау, с лавами основного состава и прогибы восточной части складчатой системы, выполненные преимущественно карбонатными толщами протерозоя и кембрия. Прогибы имеют четко выраженную приуроченность к зонам глубинных разломов, рассекающих складчатую область в различных направлениях.

На южном продолжении Томско-Терсинского массива находится Мрасский массив со свойственными ему "... всеми чертами амагматичного жесткого блока, в основании которого находится тот же гнейсо-гранитовый комплекс предшествующего. (байкальского) цикла, который слагает Томско-Терсинский выступ..." /Хомичев, 1977, с. 93/. Мрасский массив перекрыт терригенно-карбонатными отложениями меньшей мощности, вмещающими вулканы среднего и кислого состава.

Северная часть Кузнецкого Алатау глубинным разломом разделена на две существенно различные по составу и структуре части - западную и восточную. В структуре западной - Золотохитатской - выделяются Яйско-Пезасский горст, Тайдонская грабен-синклиналь. Восточная часть включает Кожуховскую, Мартайгинскую, Восточно-Мартайгинскую и Терсинскую структурно-формационные зоны /Алабин, 1983/.

Яйско-Пезасский горст слагают глубокометаморфизованные толщи протерозойского возраста, представленные амфиболовыми сланцами, доломитами и мраморами, выше которых по разрезу залегают мраморизованные известняки, доломиты, серицит-хлоритовые сланцы, порфириты и кварциты. Тайдонская грабен-синклиналь выполнена геосинклинальными комплексами нижнего и среднего кембрия (мраморизованные известняки, кремнисто-глинистые сланцы, порфириты, диабазы и их туфы). Образования верхнего кембрия имеют локальное распространение и представлены известковистыми песчаниками, мергелями и конгломератами.

Для восточной части Кузнецкого Алатау отмечается повышение в разрезе коры содержания осадочных пород за счет сокращения вулканических /Алабин, 1983/. Образования нижнего кембрия имеют карбонатный состав; сред-

ний кембрий представлен песчаниками, глинистыми сланцами, плагиоклазами, порфиритами, диабазами и их туфами; верхний кембрий слагают порфириты, туфы, песчаники и глинистые сланцы.

В тесной связи с тектоническим развитием Кузнецкого Алатау и слагающих его разновозрастных и разнотипных комплексов формировались магматические комплексы. Так, комплекс основания Томско-Терсинского выступа насыщен магматическими телами гнейсдиоритовой и гнейсогранитовой формаций. Слагающие их мелкозернистые биотитовые и амфибол-биотитовые гранитогнейсы и гнейсограниты обнаруживают явную зависимость от состава вмещающих кристаллических сланцев и амфиболитов /Хомичев, 1977/.

Собственно геосинклинальная стадия развития Кузнецкого Алатау сопровождалась формированием вулканитов спилит-габбро-диабазовой и спилит-кератофировой формаций. Последние представлены альбитизированными габбро-диабазами, порфиритами и кератофирами, некоторые разности обогащены магнетитом. Кислые породы спилит-кератофировой формации имеют ограниченное распространение и слагаются биотит-роговообманковыми альбитофирами, кератофирами и их кварцевыми разностями.

К геосинклинальному этапу относится и становление пород гипербазитовой формации, приуроченной главным образом к северной части Кузнецкого Алатау, где они образуют несколько поясов /Пинус и др., 1958; Пинус, 1976; Коновалова, Прусевич, 1977/. В состав этой формации входят преимущественно гарцбургиты, содержащие в той или иной степени серпентинизированные перидотиты, пироксениты и реже - дуниты /Хомичев, 1977; Коновалова, Прусевич, 1977/.

Габбро-диорит-диабазовой формацией, сложенной зеленокаменными диабазами и порфиритами и габбро-диоритами, завершается геосинклинальная стадия и в подвижных и в блоковых зонах.

Внедрением разнообразных гранитоидных комплексов характеризовалась инверсионная эпоха /Хомичев, 1972, 1977; Довгаль и др., 1977/. Так, наиболее ранний - мартайгинский - гранитоидный комплекс /Дистанова, 1965; Кузнецов и др., 1971/ широко распространен по всему Кузнецкому Алатау и включает авгитовое и авгит-роговообманковое габбро, авгит-биотит-роговообманковые диориты, сиенит-диориты и их кварцевые разности, биотит-роговообманковые гранодиориты и граниты. В зонах глубинных разломов комплекс образует линейные тела, в жестких блоках - воронкообразные тела габброидов.

Меньшие размеры имеют тигертышский комплекс гранитоидов, развитый только на востоке, и тельбесский комплекс, слагающийся пироксен-роговообманковым габбро, габбро-диоритами, габбро-порфиритами, диоритами, щелочными сиенитами.

Заканчивается магматический ряд вулканическими сиенитами, гранитами, гранитоидными батолитами девонско-пермского возраста /Алабин, 1983/.

Кузнецкий прогиб выполнен осадочным чехлом значительной мощности - каменноугольными и пермскими отложениями и в центральной части - триасовыми и юрскими. Нижние части разреза этой толщи залегают на более древних комплексах складчатого основания с резко выраженным угловым несогласием. По литологическому и фациальному составу выделяют четыре типа разрезов чехла прогиба: 1) салаирский на юго-западной окраине прогиба, 2) алатауский на юго-восточной и южной его части, 3) барзасский по северо-восточному борту прогиба и 4) зарубинский, соответствующий северо-западной части /Матвеевская, 1969/.

Различаются эти разрезы типами додевонских образований и, видимо, тяготеют к той или иной части складчатого обрамления.

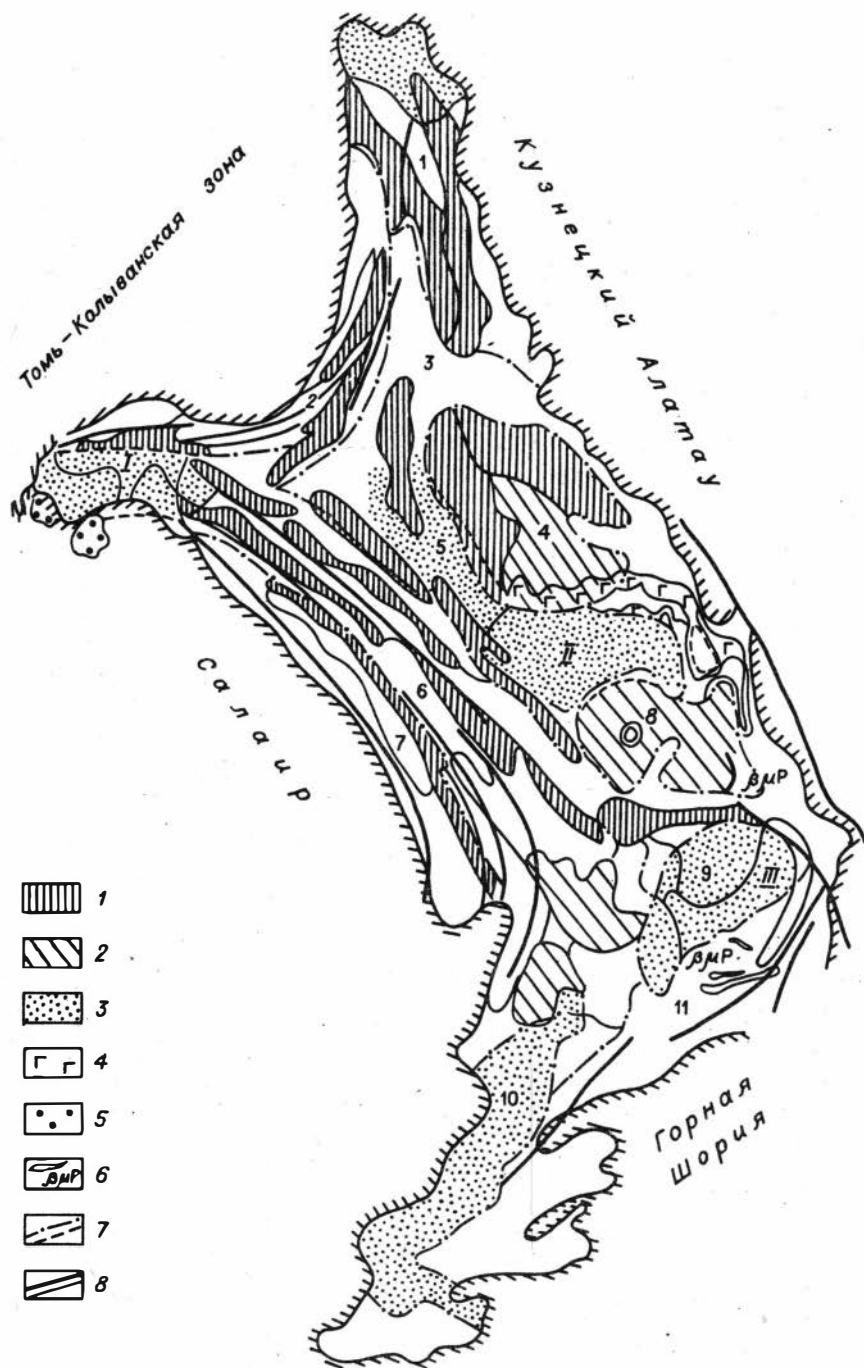


Рис. 2. Тектоническое строение Кузнецкого прогиба /по Семеркину, 1969/.
 1 - антиклинальные структуры; 2 - сводообразные поднятия; 3 - впадины; 4 - триасовые базальты; 5 - интрузии диоритов; 6 - sillы пермских диабазов; 7 - границы структур; 8 - глубинные разломы. Арабские цифры на схеме: 1 - Барзасский массив, 2 - Предколыванская зона линейных структур,

Комплекс отложений девона для всего прогиба перекрывается осадками каменноугольного возраста, представленными здесь достаточно полно. Начиная с верхней части нижнего карбона распространены молассовые лагунно-континентальные отложения (песчаники, сланцы, аргиллиты и алевролиты с пропластками угля в верхних слоях разреза — острогорская свита) мощностью до 0,5 км. Средне- и верхнекаменноугольные толщи, по составу близкие к слагающим нижний отдел (нижнебалахонская свита), включают выдержанные пласты каменного угля большой мощности. Разрез нижней перми начинается песчаниками, алевролитами, углистыми аргиллитами, гравелитами и мощными угольными пластами. Верхняя пермь сложена мощной (до 4 км) угленосной толщей конгломератов, выше которых залегают песчаники, алевролиты, аргиллиты. Таким образом, общая мощность преимущественно континентальных угленосных среднекаменноугольно-верхнепермских отложений составляет 8–9 км. В центре Кузнецкой впадины появляются отложения нижнего триаса (мальцевская серия), представленные алевролитами, песчаниками, конгломератами с покровными силлами базальтов трапповой формации.

Юрские отложения выполняют наложенные впадины и представлены преимущественно песчаниками, конгломератами с подчиненным развитием алевролитов и углистых алевролитов. Отложения мелового возраста имеют локальное распространение и слагаются красноцветными глинами, аргиллитами, песчаниками, алевролитами. Палеогеновые, олигоценые, неогеновые образования сложены глинами, песками, галечниками. Повсеместно развиты верхнеплиоценовые отложения, представленные преимущественно тяжелыми глинами. В состав четвертичных отложений входят суглинки, глины, пески со щебнем. Венчают разрез покровные суглинки четвертичных отложений.

Внутреннее строение Кузнецкого прогиба предопределено особенностями структурного плана его фундамента (рис. 2). Выделяют три крупные зоны Кузнецкого прогиба — Предколыванскую, Присалаирскую и Предалатаускую, характеризующиеся специфическим структурным планом /Матвеевская, 1969; Семеркин, 1969/. Предколыванская зона располагается в северо-северо-западной части прогиба. Для нее характерны напряженные узкие линейные складки, простирающие которых меняется с субмеридиональное. Напряженность складчатости в пределах этой зоны вызвана надвигом Томь-Кольванской складчатой структуры на северную часть Кузнецкого прогиба /Семеркин, 1971/. В пределах Предколыванской зоны выделяется несколько синклинальных структур и разделяющих их валов.

Присалаирская зона Кузнецкого прогиба в структурном плане представлена сочетанием валов и синклиналей северо-западного простираения. Эти структуры, имеющие значительную протяженность, разграничены разломами и опрокинуты в сторону центральных частей Кузнецкого прогиба. Южная часть Присалаирской зоны по структурному плану отличается от северной. Его основу составляют изометричные поднятия и подобные им по форме депрессии.

Предалатауская зона занимает большую часть территории Кузнецкого прогиба. Для нее характерны появление разноориентированных складок и структур округлой формы и более слабая нарушенность их разломами. По особенностям морфологии структур Предалатауская зона делится на три подзоны —

3 — Северо-Кузбасская впадина, 4 — Крапивинский свод, 5 — Центрально-Кузбасская впадина, 6 — Предсалаирская зона, 7 — Восточно-Салаирская терраса, 8 — Терсинское сводообразное поднятие, 9 — Южно-Кузбасская и 10 — Чумышско-Ненинская впадины, 11 — Пришорская моноклираль. Впадины мезозойские: I — Доронинская, II — Чусовитинско-Бунгарапская, III — Туяско-Подобасская.

Барзасскую, Крапивинско-Терсинскую и Пришорскую (см. рис. 2). Структурный план Барзасской подзоны (массива) определяется сочетанием валов суб-меридионального простираня и зажатой между ними клинообразной синклирной структуры. Крапивинско-Терсинская подзона включает Северную и Центральную Кузбасские впадины, разделенные Крапивинским сводом. Ее южную часть составляет Терсинское сводообразное поднятие. По данным сейсморазведки /Крылов и др., 1970; Мишенькина, 1974/, Крапивинский свод представляет собой унаследованную структуру, повторяющую особенности рельефа протерозойского основания прогиба. Этот свод образует поднятие и два вала, ограничивающие его с запада и северо-востока. Терсинское сводообразное поднятие включает в себя несколько различно ориентированных положительных структур.

Крупноблоковый характер восточной части Кузнецкого прогиба свидетельствует о том, что фундамент здесь слагают крупные изометричные структурно-вещественные элементы, в то время как в западной части прогиба для структурно-вещественной дифференциации фундамента характерен линейный тип.

Пришорская подзона в свою очередь включает Южно-Кузбасскую впадину и Пришорскую моноклиналию. В составе Южно-Кузбасской впадины выделяют две депрессии, разделенные седловиной. Впадина выполнена мощной толщей юрских образований, однако отложений триаса здесь не обнаружено. На продолжении длинной оси Южно-Кузбасской впадины расположена Чумьшско-Ненинская депрессия, возникшая на сочленении Горного Алтая и Горной Шории. Южнее Южно-Кузбасской впадины расположена Пришорская моноклиналия, осложненная более мелкими моноклиналями, разграниченными разломами.

В пределах Кузнецкого прогиба выделяются еще наложенные впадины: Доронинская, Чусовитинско-Бунгарапская, Тутуяско-Подобасская. Доронинская впадина, сложенная юрскими толщами, расположена в северо-западной части прогиба и осложнена брахиантиклиналями и брахисинклиналями. Чусовитинско-Бунгарапская впадина, выполненная юрскими и триасовыми отложениями, в плане совпадает с Центрально-Кузбасской (см. рис. 2), но осложнена брахисинклиналями, разделенными пережимами. Тутуяско-Подобасская впадина, сложенная юрскими отложениями, в плане совпадает с Южно-Кузбасской, осложнена складками второго и третьего порядков.

Как отмечалось выше, для Кузнецкого прогиба характерно проявление трапсового магматизма, представленного верхнепалеозойскими (пермскими) и нижнемезозойскими (триасовыми) магматическими формациями. Первые распространены преимущественно среди угленосных отложений по окраинам Кузнецкого прогиба, вторые приурочены к его центральной части.

Магматические комплексы верхнепалеозойского возраста представлены силлами и дайками долерит-монцонитов и монцонитов. В этот же комплекс входят туфы и туффиты андезитодацитового состава. "... Проявление первой фазы вулканизма, дающей пластовые залежи и дайки долерит-монцонитов, относится к периоду, когда в результате тангенциального нажима со стороны Салаира заложились первые основы тектонического плана бассейна..." /Кутолин, 1963, с. 10/. Вторая, более мощная, фаза магматизма в Кузнецком прогибе приурочена к нижнетриасовому времени. Она проявилась в излияниях базальтов, во внедрении силлов и даек микродолеритов в эффузивные и осадочные отложения.

К интрузивным породам мезозойского магматического этапа следует отнести микродолериты, микротолеиты, долериты. Микродолериты обычно слагают большую часть силлов и даек; микротолеиты и долериты приурочены к периферийным частям интрузий /Кутолин, 1963/.

Вопросы о полезных ископаемых Кузнецкого прогиба, в основном о его

металлогении, освещены в гл. V, где с использованием геофизических данных обсуждается прогнозирование металлогенических участков.

Минусинский прогиб и его складчатое обрамление

Существуют представления, что складчатый фундамент Минусинского прогиба образует сравнительно крупные срединные массивы каледонид или более древние, раздробленные и прогнувшиеся в раннем девоне.

Батенёвско-Беллыкская блоковая зона, расчленяющая Минусинский прогиб на две равновеликие впадины – Северо-Минусинскую и Южно-Минусинскую, представляет собой выступ раннекаледонской складчатости, ограниченный глубинными разломами. Батенёвская зона, примыкающая непосредственно к Кузнецкому Алатау, сложена геосинклинальными комплексами верхнего рифея (кремисто-карбонатно-фосфатоносной формацией) и нижнего кембрия. Карбонатная формация в нижней части сменяется вверх по разрезу терригенно-карбонатными толщами (андезитовые порфириды, трахиандезиты, фельзиты и их туфы). Разрез кембрия венчает сероцветная терригенная формация его среднего отдела (протоорогенный комплекс), сложенная песчаниками, гравелитами, конгломератами, мергелями, известняками. Заканчивается разрез ниже, среднедевонскими красноцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами, туфопесчаниками и туфами андезитовых, андезитобазальтовых порфиритов и андезитобазальтовыми порфиритами /Алабин, 1983/.

Беллыкская зона непосредственно примыкает к структурам Восточного Саяна. В ее составе выделяют геосинклинальные комплексы верхнего рифея – кремнисто-карбонатно-фосфатоносную формацию – и карбонатную формацию нижнего кембрия. Средний кембрий представлен пестроцветной терригенной формацией, которую слагают алевролиты, песчаники, конгломераты, известковистые сланцы, иногда в небольшом количестве – туфовые песчаники, альбитофиры и их туфы, трахиандезиты и их туфы. Средний – верхний кембрий представлен дацитоандезитовой формацией, сложенной роговообманковыми, пироксен-роговообманковыми, плагиоклаз-пироксеновыми порфиритами, диабазами и диабазовыми порфиритами, дацитами, порфиритами.

Структурный рисунок Батенёвско-Беллыкской зоны определяется сочетанием выступов, сложенных толщами верхнего рифея, эвгеосинклинальных прогибов и крупных гранитоидных массивов. Гранитоидный комплекс, сходный с Мартайгинским по возрасту и генезису, отличается от него в пределах Беллыкской зоны щелочным уклоном. Значительную роль среди магматических формаций Беллыкской зоны играют субвулканические граниты и сиениты девонского возраста.

С юга Минусинский прогиб ограничивается структурами северного фаса Западного Саяна.

Арбатский синклиорий большей частью погружен под осадочный чехол Южно-Минусинской впадины. В обнаженной части он выполнен породами спилит-кератофитовой формации нижнего кембрия, выше которой залегают средне- и верхнекембрийские эффузивно-осадочные комплексы (эффузивы андезитодацитового состава). К этой его части приурочены и разнообразные интрузии основного состава (фация малых и субвулканических интрузий кембрийской базальтовой формации).

Джебашский горст – пограничная структура между областью ранних каледонид Арбатского синклиория и позднекаледонскими структурами Западного Саяна. Сложен горст мощной сланцевой толщей докембрийского возраста, рассеченной Борусским офиолитовым поясом. В формировании западной

части горста основную роль играют кварц-биотит-хлоритовые сланцы (Джебашская серия), образованные в результате метаморфизма осадочных пород (парасланцы). Восточную часть горста слагают сланцевые толщи, сформированные за счет метаморфизма основных эффузивов. Сланцевые комплексы джебашской серии очень сложно дислоцированы с образованием сильно сжатых складок восток-северо-восточного простирания /Тектоника Евразии, 1966/.

Крупной структурой внутри Джебашского горста является Борусский грабен. Он выполнен породами нижнекембрийской офиолитовой формации. Это метаморфические сланцы, зеленокаменные эффузивы основного состава, пирокластические породы, кварциты, среди которых залегают различные по размеру тела гипербазитов, образующие вдоль Борусского разлома гипербазитовый пояс /Пинус и др., 1958/.

К зоне Кандатского разлома, ограничивающей Джебашский горст с севера, приурочена Маинская интрузия плагиогранитов, прорывающая толщу пород нижнего кембрия, представленная более чем 20 плутонами различных размеров. "... Отчетливо выделяются 5 фаз внедрения магмы: 1) габбро-габбронориты, амфиболовое и кварцевое габбро; 2) плагиограниты, кварцевые альбититы, плагиогранит-порфиры, кварцевые альбитит-порфиры; 3) биотитовые плагиограниты; 4) гранопорфировые плагиограниты и адамеллиты; 5) микрограниты и пегматиты. Наиболее распространенными являются породы второй фазы, в то время как породы основного состава, а также кислые породы последних трех фаз играют явно подчиненную роль и в некоторых телах могут вообще отсутствовать..." /Пинус и др., 1958, с. 78/.

Позднекаледонское складчатое сооружение в центральной части Западного Саяна, крупном одноименном синклинии (иногда называемом Усинским), простирается в северо-восточном направлении и ограничено глубинными разломами - Саяно-Минусинским на севере и Саяно-Тувинским на юге. Разломы эти заложились в нижнем кембрии и "... в значительной мере обусловили структурный план Западного Саяна и особенности его развития. На северо-востоке и юго-западе Западно-Саянский синклиниорий осложнен разломами и через переходные блоковые зоны приходит в торцовое сочленение с более древними сооружениями Горного Алтая и Восточного Саяна..." /Тектоника Евразии, 1966, с. 91/.

Внутренняя структура Западно-Саянского синклиниория представлена рядом сопряженных друг с другом антиклинальных и синклиналиных зон, имеющих тектонические контакты. В его бортовых частях обнажаются комплексы нижнего структурного яруса (нижне-, среднекембрийского возраста), представленные основными эффузивами, претерпевшими зеленокаменное изменение и превращенными в зеленые сланцы кремнистыми, кремнисто-углистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, кварцитами, известняками, а также порфиритами и палеобазальтами /Тектоника Евразии, 1966/. Эти породы смяты в линейные веерообразные складки и иногда образуют брахиформные структуры.

В центральной, наиболее прогнутой, его части Западно-Саянский синклиниорий сложен образованиями верхнего структурного яруса (верхнекембрийско-ордовикского возраста), формационно представленными в нижней части разреза толщами зеленоцветных, исключительно терригенных осадков, часто характеризующихся флишoidalным строением. В верхней части яруса наблюдаются отложения среднеордовикско-силурийского возраста, преимущественно песчано-алевролитового состава, собранные в линейные складки с крутопадающими крыльями.

Самые верхи разреза синклиниория слагаются образованиями постгео-синклиналиного этапа, с которым связано и формирование отложений внутрен-

них впадин, выполненных молассовидной красноцветной формацией силура, терригенно-вулканогенными породами девона и терригенно-туфогенными породами нижнего кембрия, образующими спокойные брахиформные структуры.

Наиболее ранними магматическими образованиями в пределах Западно-Саянского синклинория следует считать гипербазитовые массивы, пространственно приуроченные к поясам проницаемости, выраженным разломами, и к полям развития вулканогенной формации нижнего и среднего кембрия. Гипербазитовые массивы имеют сложное внутреннее строение и представлены гарцбургитами, дунитами, перидотитами и серпентинитами. Центральная часть синклинория насыщена значительными по размеру телами гранитоидного состава, объединяющимися в единый гранитороговиковый пояс. Становление этих пород относится к позднеорогенной эпохе (верхнеордовикско-силурийской), в ходе которой были сформированы комплексы диоритового, гранодиоритового и гранитного состава, и посторогенной — досреднедевонские гранитоиды /Тектоника и глубинное строение..., 1973/.

Структуры, образующие восточное обрамление Минусинского прогиба, относятся к западному фасу Восточного Саяна.

Казыр-Кизирский синклинорий ограничен зонами глубинных разломов и протягивается в северо-западном направлении. На севере он сопрягается с Беллькским поднятием, а на западе заходит под осадочный чехол Южно-Минусинской впадины.

В южной части Казыр-Кизирского синклинория располагается Базыбайский древний выступ, сложенный протерозойскими метаморфическими образованиями. Нижняя часть обнажающегося разреза синклинория представлена биотит-амфиболовыми гнейсами, биотитовыми кварцитами и эпидот-хлоритовыми сланцами протерозоя, верхняя часть разреза — мраморами, чередующимися с амфибол-биотитовыми сланцами и микрогнейсами. Терригенно-вулканогенные образования нижнего кембрия выходят на поверхность в его юго-восточной и северо-западной частях. Юго-западная часть синклинория, примыкающая непосредственно к Южно-Минусинской впадине, слагается в основном породами среднего кембрия, представленными вулканитами кизирской свиты (андезитовая формация).

Наиболее ранними магматическими образованиями в пределах Казыр-Кизирского синклинория считаются интрузивные массивы габбро-пироксенит-серпентинитовой формации, приуроченной к протерозойским комплексам. Они образуют линзы, иногда дискордантные тела, сложенные пироксенитами, горнблендитами, амфиболовыми габбро, серпентинитами. С нижнекембрийским развитием синклинория связано образование спилит-кератофировой формации, характеризующейся преимущественно основным, реже — средним составом эффузивов и сопровождающейся становлением массивов одновозрастной габбро-диорит-диабазовой формации. Эффузивы спилит-кератофировой формации слагают несколько поясов в пределах кембрийских терригенно-вулканогенных образований синклинория /Дибров, 1974/.

С породами среднего кембрия связана андезитовая формация, распространяющаяся на обширные площади в центральной части синклинория и сложенная эффузивами, представленными плагиоклазами, плагиоклаз-пироксеновыми и андезитовыми порфиритами, переслаивающимися с соответствующими им по составу туфогенно-обломочными породами.

К группе предгранитных орогенных формаций относятся габброидные массивы, относительно слабо дифференцированные, габбро-норитовые интрузии и сложные многофазные интрузии габбро-диорит-гранодиоритового состава. Габброидные массивы, принадлежащие габбро-пироксенит-дунитовой формации собственно геосинклинального этапа развития, располагаются в краевых глу-

бинных разломах. Завершает формирование складчатой области формация гранитных батолитов. Гранитоиды образуют крупные линейные массивы. Главную роль в их составе играют гранодиориты, тоналиты, кварцевые диориты, диориты и гранодиориты. Формация батолитовых гранитов приурочена в основном к юго-восточной части Кызыр-Кизирского синклинория.

К нижне-, среднекембрийскому интрузивному комплексу относятся гранитоиды, включающие сложный комплекс пород: лейкократовые и аляскитовые граниты, щелочные и нефелиновые сиениты, щелочные и субщелочные граниты. Форма гранитоидных тел разнообразна: щелочные сиениты представлены мелкими интрузиями, рвушими гранитоиды, щелочные граниты — дайками и штоками. Преимущественно субвулканические граниты и сиениты располагаются преимущественно в юго-западной и южной частях синклинория.

Полоса байкалид Восточного Саяна (Протеросаяна), окаймляющая Минусинский прогиб с северо-востока, прослеживается с юго-востока на северо-запад и ограничена глубинными разломами. Наиболее древние образования здесь выходят в ядре Дербинского антиклинория и представлены нижнепротерозойскими толщами алытджерской свиты (биотитовые, биотит-амфиболовые и другие кристаллические сланцы). В северо-западной части антиклинория состав этой свиты преимущественно кремнисто-карбонатный (Парфенов, 1967/). Более молодые образования дербинской свиты сложены мраморами, сменяющимися вверх по разрезу сланцево-карбонатными толщами среднего протерозоя, которые повсеместно насыщены нижнепалеозойскими гранитами (Поляков и др., 1965/).

На северо-восточном продолжении Дербинского антиклинория выделяется Беретьский синклинорий. Выполнен синклинорий геосинклинальными комплексами байкалид, включающими вулканогенную (эффузивы основного, реже — среднего состава и их туфы), терригенную и карбонатную формации.

Метаморфические комплексы Беретьского синклинория интродированы мелкими телами габбро-диабазов, габбро, гранит-граносиенитовых, щелочных сиенитов. К зонам северо-восточного простирания приурочены тела альпино-типных гипербазитов.

Минусинский прогиб, о местоположении и структурном оформлении которого данные приводились выше, имеет общее северо-западное, близкое к меридиональному простирание и Батенёвско-Беллыкской зоной разделен на Северо-Минусинскую и Южно-Минусинскую впадины.

Северо-Минусинская впадина в основании сложена трахибазальтовой формацией быскарской серии нижнего девона, представленной базальтовыми порфиритами, их туфами, туфобрекчиями, линзами красноцветных песчаников, алевролитов и известковистых аргиллитов. В западной части впадины эта формация слагается андезитовыми и лабрадоровыми и пироксеновыми порфиритами, диабазами и их туфами. Выше по разрезу трахибазальтовая формация сменяется терригенными комплексами среднего девона, в составе которых содержатся песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки с преобладанием в верхней части глинистых известняков и алевролитов.

Верхний девон представлен красноцветно-терригенной формацией, сложенной красноцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, сменяющимися выше по разрезу песчаниками, алевролитами, аргиллитами и глинистыми сланцами. Разрез верхнего девона завершают красноцветные песчаники и алевролиты. На красноцветной терригенной формации залегает комплекс нижнего карбона, сложенный песчаниками, туфами и туффитами. В осадочном выполнении западной части Северо-Минусинской впадины кроме вышеперечисленных пород участвует сероцветная угленосная формация среднего карбона. В ее нижней части лежат алевролиты, песчаники, аргиллиты, конгломераты; в верхней — песчаники, аргиллиты, угли, конгломераты, глины.

Верхние горизонты осадочного чехла обеих впадин Минусинского прогиба слагают комплекс пород мезозойского возраста. В Северо-Минусинской впадине он представлен меловыми отложениями, распространенными локальными участками и объединенными в пестроцветную терригенную формацию, включающую алевролиты, глины, аргиллиты и песчаники. Внутреннее строение Северо-Минусинской впадины довольно сложно. В ней выделяют антиклинальные и синклиналильные структуры, ограниченные разрывными нарушениями /Лучицкий, 1960а; Моссаковский, 1963/. Восточную часть впадины занимает Джиримо-Балахтинский прогиб сложной конфигурации (рис. 3), в пределах которого выделяются участки с резко различным простиранием структур. Северная, наиболее широкая часть прогиба вытянута в широтном направлении и разделена поднятиями (антиклиналями) на Балахтинскую и Пашенскую мульды. Они простираются в широтном и северо-западном направлениях и выполнены преимущественно юрскими отложениями. Их разделяют Сырская и Огоньковская антиклинали, в ядрах которых обнажаются более древние толщи. Южнее Балахтинской мульды располагается Белоярская антиклиналь, в ядре которой на поверхность выходят верхнедевонские образования. Складчатость осадочного чехла простая, несколько усложняющаяся по направлению к зонам разломов, разграничивающих структуры.

Центральная часть Джиримо-Балахтинского прогиба (карасукская) сложена нижнекаменноугольными и девонскими отложениями. Внутреннее поднятие разделяет эту его часть на Бараитскую и Иткольскую мульды, сложенные нижнекаменноугольными отложениями. В центральных частях мульд отложения залегают почти горизонтально, крылья пологие.

Южная часть Джиримо-Балахтинского прогиба, известная под названием Джиримской синклинали, имеет общее северо-западное простирание и осложнена поднятием фундамента, разделяющим ее на две мульды - Джиримскую и Конезаводскую /Лучицкий, 1960а/. В центре самой синклинали развиты нижнекаменноугольные отложения, на крыльях - верхнедевонские красноцветы. Юго-восточнее Джиримо-Балахтинского прогиба расположено Тонско-Кокоревское поднятие, в ядре которого выходят нижнедевонские образования.

Западную часть Северо-Минусинской впадины занимает Чебаково-Салбатский прогиб меридионального простирания, осложненный в центральной части Копьевским поперечным поднятием. Прогиб слагается нижнекаменноугольными отложениями, на крыльях - верхнедевонскими. В пределах этого поднятия на поверхность выходит быскарская серия нижнего девона. Из интрузивных пород здесь отмечаются некки и дайки диабазового состава мезозойского возраста. Поднятие нарушено серией разноориентированных разломов, составляющих в целом кольцевой разлом /Лучицкий, 1960а/.

Юго-восточнее Копьевского поднятия располагается Ширинское и отделяется от него полосой опусканий. Поднятие это резко расширяется к югу, к области сочленения с Батенёвской зоной. Ядро Ширинского поднятия сложено среднедевонскими образованиями, на севере - в зоне опусканий - нижнекаменноугольными.

Южно-Минусинская и Сыдо-Ербинская впадины в основании сложены трахиандезит-трахибазальтовой формацией быскарской серии и ее аналогов. Серия представлена базальтовыми лабрадорowymi порфиритами, их туфами, алевролитами, известковистыми аргиллитами (в некоторых частях Южно-Минусинской впадины породы этой формации замещаются кварцевыми порфиритами, альбитофирами, их туфами, туфоконгломератами). Быскарская серия перекрывается красноцветными песчаниками, алевролитами, мергелями, известняками и глинистыми алевролитами среднего девона, в верхах разреза которого преобладают известняки и известковистые алевролиты. Разрез девона венчают пачки красноцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов.

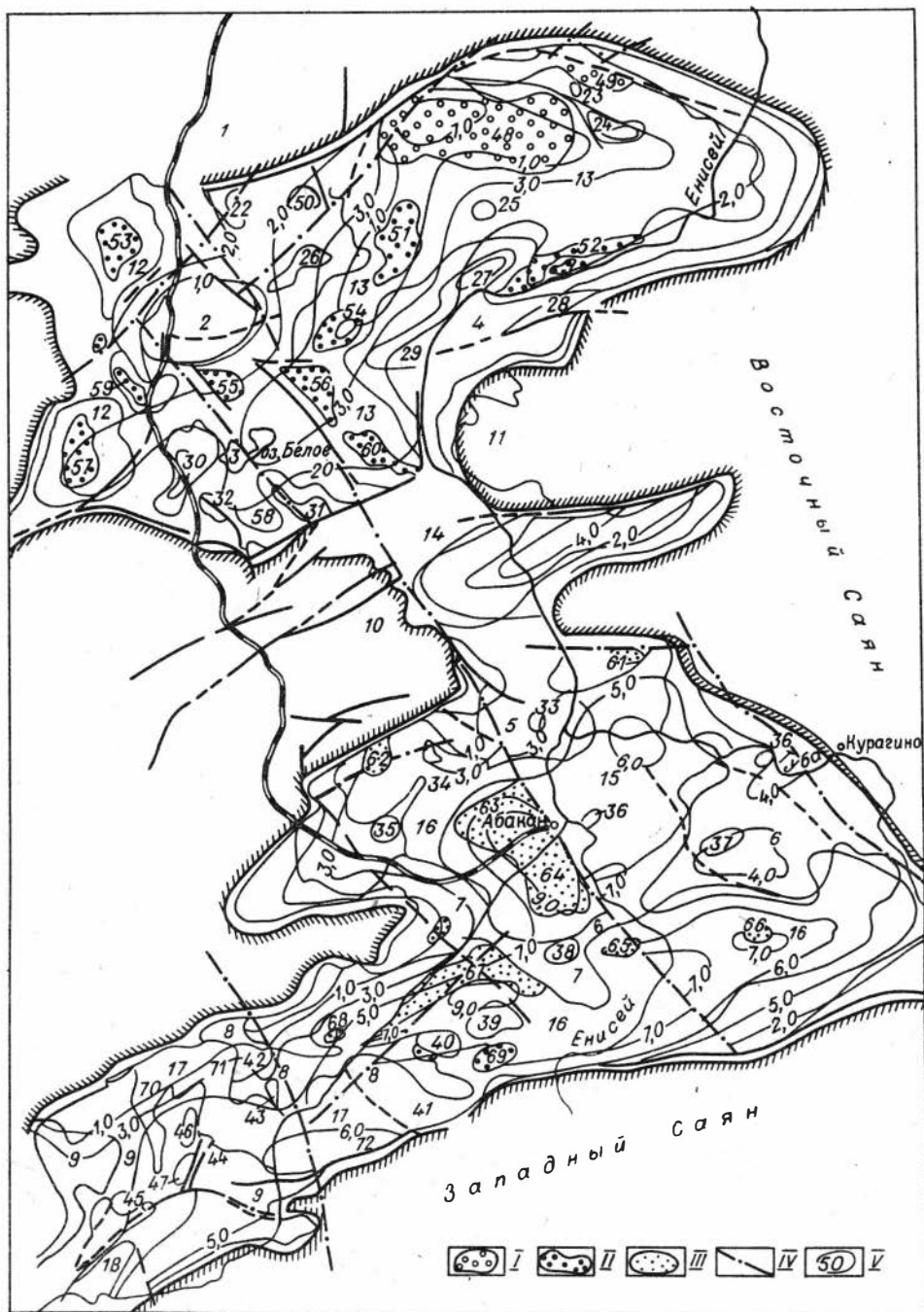


Рис. 3. Тектоническая схема девонских впадин Минусинского межгорного прогиба /по Лучицкому, 1960/.

Северо-Минусинская впадина, 1 - Назаровская впадина. Антиклинальные поднятия: 2 - Копьевское, 3 - Ширинское, 4 - Тонко-Кокоревское; синклинали прогибы: 12 - Чебаково-Ужурский, 13 - Джиримо-Балахтинский, 14 - Ворошиловский; антиклинали: 22 - Ильинская, 23 -

Выше по разрезу залегают нижнекаменноугольные отложения, представленные туфами и туффитами. Верхнекаменноугольные и пермские толщи включают песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты и прослои каменного угля, сменяющиеся в верхах разреза алевролитами, аргиллитами, песчаниками и известняками.

Южно-Минусинская впадина имеет сложное внутреннее строение. Ее северную часть занимает Нижне-Абаканский прогиб, выполненный нижнекаменноугольными и девонскими толщами и ограниченный на юге северным крылом Алтае-Тагарского поднятия /Лучицкий, 1960а/. В Нижне-Абаканский прогиб с севера вдается Биджино-Моховское поднятие, обуславливающее изгиб оси прогиба. Это поднятие представляет собой крупный блок, в ядре которого выходят на поверхность верхнедевонские отложения. В западной части Нижне-Абаканского прогиба выделяются две крупные мульды - Черногорская и Калягинская.

В южной части Южно-Минусинской впадины расположен значительный по площади Саяно-Абаканский (Таштыпский) прогиб, выполненный нижнекаменноугольными и девонскими отложениями и ограниченный с севера Трояковским и Алтае-Тагарским поднятиями, а с юга - северным фасом Западного Саяна /Лучицкий, 1960а/.

Западнее Саяно-Абаканского прогиба расположен Абаканский прогиб /Лучицкий, 1960а/, имеющий, как и Саяно-Абаканский, северо-восточное простирание и сложенный толщами девонских отложений. С севера он ограничен Саксырским поднятием.

Абаканский и Саяно-Абаканский прогибы разделены Алтае-Тагарским поднятием, восточной границей которого служит раннекаледонская складчатая система Восточного Саяна. В структуре поднятия отмечаются два основных направления - северо-восточное и северо-западное, подчеркнутые флексурами и тектоническими нарушениями.

Сырская, 24 - Огоньковская, 25 - Белоярская, 26 - Париловская, 27 - Новоселовская, 28 - Тонская, 29 - Кокоревская, 30 - Фыркальская, 31 - Арамчакская, 32 - Иткольская; синклинальные мульды: 48 - Балахтинская, 49 - Пашенская, 50 - Ельничная, 51 - Барайтская, 52 - Куртакская, 53 - Салбатская, 54 - Интикольская, 55 - Моровская, 56 - Джиримская, 57 - Чебаковская, 58 - Ширина, 59 - Иткольская, 60 - Конезаводская, 10 и 11 - Батенёвско-Беллыкское поднятие. Южно-Минусинская впадина. Антиклинальные поднятия: 5 - Биджино-Моховское, 6 - Алтае-Тагарское, 7 - Трояковское, 8 - Аскизско-Утинское, 9 - Таштыпское; синклинальные прогибы: 15 - Нижне-Абаканский, 16 - Саяно-Абаканский, 17 - Средне-Абаканский, 18 - Верхне-Абаканский; антиклинали: 33 - Моховская, 34 - Карасукская, 35 - Абаканского сользавода, 36 - Убрусская, 37 - Казыкульская, 38 - Алтайская, 39 - Восточно-Красноозерная, 40 - Западно-Красноозерная, 41 - Утинская, 42 - Аскизская, 43 - Хамгазинская, 44 - Чилановская, 45 - Кызыл-Сукская, 46 - Усть-Чульская, 47 - Имекская; синклинальные мульды: 61 - Бузуновская, 62 - Кутень-Булукская, 63 - Черногорская, 64 - Калягинская, 65 - Алтайская, 66 - Дубенская, 67 - Бейская, 68 - Сарская, 69 - Кальская, 70 - Майнагашевская, 71 - Кызыласовская, 72 - Енисейско-Табатская; I - плоские мульды, сложенные мезозойскими, преимущественно юрскими отложениями, II - ядра синклиналей, сложенные верхнепалеозойскими угленосными отложениями, III - то же, нижнекаменноугольными отложениями, IV - зоны глубинных разломов, V - изопохиты /Тектоника и глубинное строение..., 1973/.

Говоря о магматических и вулканогенных образованиях Минусинского прогиба в целом, отметим, что для него характерно становление вулканогенной формации раннего девона /Лучицкий, 1960а, 1966/. Проявления девонского вулканизма были тесно связаны с активизацией системы глубинных разломов, расчленяющих фундамент Минусинского прогиба. По этим разломам одновременно происходили излияния лав и дифференцированные перемещения блоков фундамента, приведшие к формированию системы девонских впадин и поднятий.

Для девонской вулканической эпохи в Минусинском прогибе характерна смена состава лав во времени от лабрадор-порфировых и плагиопорфировых к базальтовым /Лучицкий, 1960а, б/. По мнению этого автора, излияния происходили из магматического очага, имеющего значительные размеры, что подтверждается широким распространением по площади центров вулканической деятельности, которые в пространстве были приурочены к флексуобразным прогибам, ограничивающим впадины и пологие своды антиклинальных структур. Линейное размещение вулканических очагов и распространение их на значительной площади подчеркивает связь их с крупными глубинными зонами проницаемости как по периферии прогиба (ограничивающие его разломы), так и внутри него. Вулканическая деятельность региона контролируется главнейшими системами разрывных нарушений – Кузнецко-Алатауской, Западно- и Восточно-Саянской (см. рис. 1).

Особенности геологического строения и вещественного состава различных участков Минусинского прогиба определили преимущественно базальтовый состав лав в прогнутых зонах и относительно кислый – на поднятиях. В связи с этим в низах разреза девонской вулканогенной серии на поднятиях возрастает роль плагиопорфировых излияний.

В составе вулканогенной формации девона выделяют пять групп пород: 1) долериты и диабазы; встречаются среди пород вулканической серии в виде даек, реже – в виде пластовых залежей и покровов. Пространственно они приурочены к различным частям Минусинского прогиба; 2) базальты и диабазовые (базальтовые) порфириты образуют преимущественно переслаивающиеся между собой покровы, местами чередующиеся с пачками осадочных пород. Эти вулканогенные породы располагаются в верхней части быскарской серии. Наряду с покровами иногда встречаются дайки базальтов и диабазовых порфиритов; 3) лабрадоровые порфириты и трахиандезиты; 4) тешениты, берешиты и другие щелочные породы, тесно связанные с продуктами вулканической деятельности девонского периода. Генетически с ними связаны плагиопорфириты; 5) андезиты и андезитовые порфириты представлены лабрадоровыми порфиритами и трахиандезитами /Лучицкий, 1960а, Косоруков, 1981/.

Возобновление вулканической деятельности в пределах Минусинского прогиба произошло в мезозойский период. Эти процессы генетически связаны с активизацией Сибирской платформы, выразившейся в грандиозных проявлениях основного магматизма. В Минусинском прогибе мезозойская активизация выразилась в резком обособлении Копьевского купола (северная часть прогиба) и оживлении сети глубинных разломов. Последние служили подводными каналами основной магмы, сформировавшей некки, дайки и трубки базальтов во внешнем обрамлении Копьевского купола. (Вопросы, связанные с полезными ископаемыми, в основном различными металлами, развитыми в районе Минусинского прогиба, будут освещены в гл. V.)

Формирование Кузнецкого и Минусинского прогибов стало одним из специфических проявлений дейтероогенных процессов, совершавшихся здесь по крайней мере дважды – в верхнем палеозое (девон) и мезозое (триас). Процессы эти имели грандиозные масштабы, о чем свидетельствует, с одной стороны, большое количество прогибов, генетически единых с Кузнецким и

Минусинским (рис. 4), а с другой – широкое развитие гранитоидного магматизма дейтероорогенного этапа в пределах окружающих прогибы сиалических блоков (рис. 5).

Пояс верхнепалеозойских – мезозойских впадин от Кузнецкого и Минусинского прогибов протягивается далеко на север (Назаровская, Тегульдетская и т.д.). Можно наметить и другую серию верхнепалеозойских и мезозойских впадин, расположенных к югу и востоку от названных прогибов в пределах Центрально-Азиатского пояса, генетическая история и формационные ряды отложений которых родственны изучаемым структурам (см. рис. 4).

Все это свидетельствует о региональном характере процессов верхнепалеозойского и мезозойского дейтероорогенезов. Вещественное выражение этих процессов различное и зависело от структурно-вещественных особенностей исходного субстрата. В более толстой сиалической коре южной части Кузнецкого Алатау, Западного и Восточного Саянов импульсы активности, идущие на мантии в форме тепла и вещества мантии, выражались в процессах, продолжавших сиалическую линию (кислые вулканы, сиениты, гранодиориты, граниты), вследствие чего произошло общее поднятие области. Тонкая, гетерогенная кора фундамента прогибов и впадин (симатическая линия) реагировала на эти же импульсы расколами, внедрением базальтоидов, прогибанием и формированием осадочного чехла. Четкая специфика и различная направленность развития земной коры дейтероорогенных прогибов и окружающих их поднятий позволяет предполагать глубокие вещественные различия и в разрезах коры этих структур.

Физические свойства горных пород

Знание физических свойств горных пород потребуется при интерпретации гравитационных и магнитных аномалий исследуемого региона. В группе интрузивных пород их магнитная восприимчивость \mathcal{G} (табл. 1) изменяется в значительных пределах: аляскитовые граниты слабомагнитны, с увеличением основности пород увеличивается и их \mathcal{G} . Наиболее магнитны ультраосновные породы – дуниты, перидотиты (до $6000 \cdot 10^{-6}$ СГС), преобразованные вторичными процессами (серпентинизацией), приведшими к обогащению окислами железа (в табл. 1 такие породы не показаны). Средние значения магнитной восприимчивости эффузивных пород, так же как и интрузивных, варьируют в широком диапазоне. В целом для магматических пород одинакового петрографического состава наибольшей магнитной восприимчивостью обладают более молодые породы, наименьшей – более древние.

Для метаморфических пород диапазон изменения магнитной восприимчивости значительно сужается – наименее магнитны мраморы и кварциты, наиболее магнитны кристаллические сланцы, гнейсы и роговики. Осадочные породы практически немагнитны. Среди них самой повышенной \mathcal{G} обладают туфопесчаники.

Из данных табл. 2 для различных литологических разностей выясняются и интервалы изменений средних значений плотности σ для пород различных групп их типов – осадочных, метаморфических, эффузивных и интрузивных.

Интересны следующие сведения /Тектоника и глубинное строение..., 1973, с. 33/: при мощности осадочной толщи Кузнецкого прогиба в 15 км средняя плотность колеблется в пределах 2,62–2,66 г/см³; при мощности осадочного чехла Северо-Минусинской впадины 7 км, а Южно-Минусинской

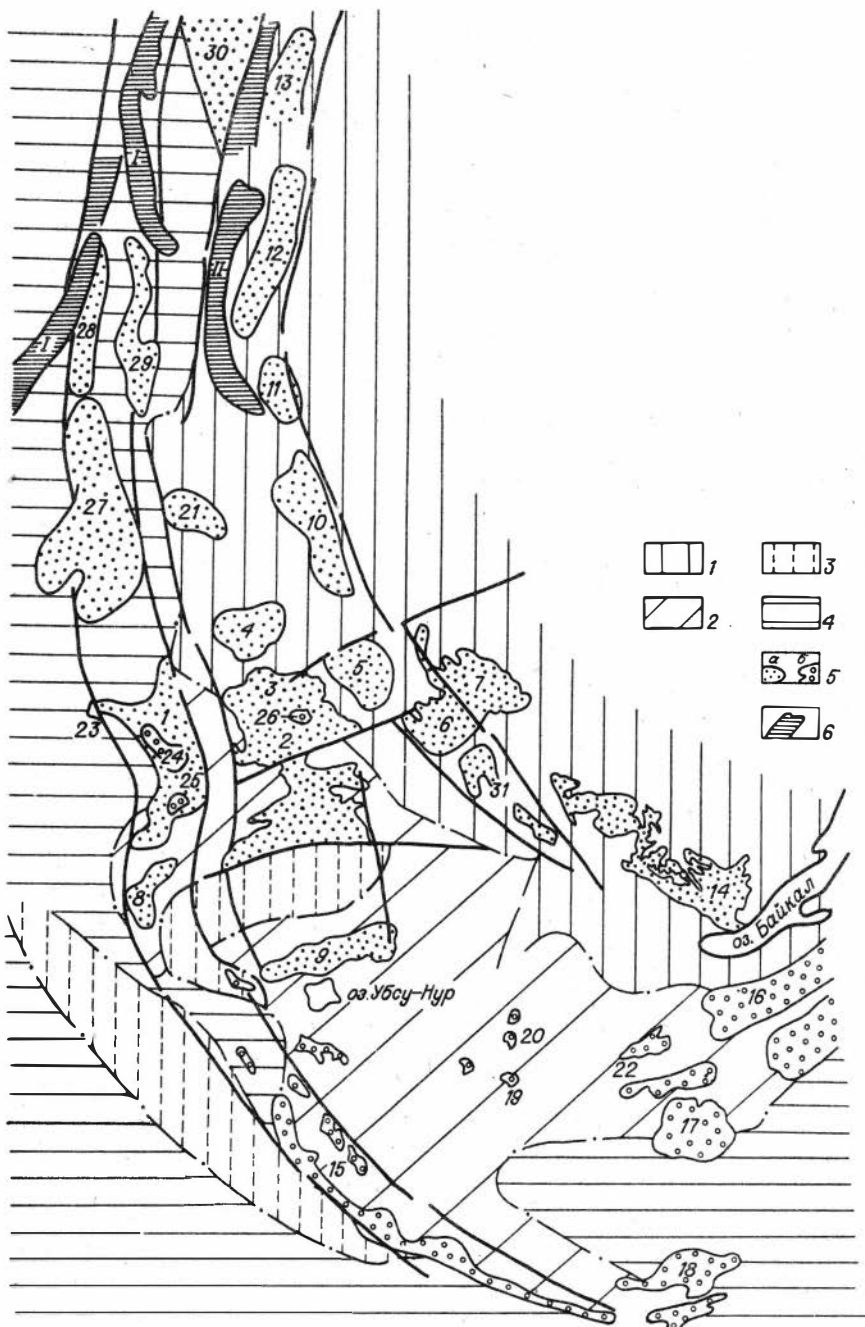


Рис. 4. Расположение прогибов и впадин дейтероорогенного этапа.

1-4 - области складчатости: 1 - байкальская, 2 - раннекаледонская, 3 - каледонская, 4 - герцинская, 5 - прогибы и впадины, выполненные палеозойскими (а) и мезозойскими (б) образованиями: 1 - Кузнецкий, 2 - Минусинский, 3 - Назаровская, 4 - Тегульдетская, 5 - Кемчугская, 6 - Рыбинская, 7 - Канско-Тасеевская, 8 - Уйменско-Лебедская, 9 - Тувинская, 10 -

9 км средняя плотность осадочного чехла одинакова для обеих впадин (от 2,62 до 2,67 г/см³). Подобные данные весьма существенны при получении так называемых остаточных полей гравитационного поля.

Анализ материалов о физических свойствах пород в разрезах различных структур Кузнецко-Минусинского региона /Тектоника и глубинное..., 1973/, приведенных и в других источниках, дал основание сделать следующее заключение: геосинклинальные и протоорогенные комплексы характеризуются большим разбросом значений физических свойств. В их составе содержатся очень плотные (габбро, гипербазиты - $\sigma = 3,05$ г/см³) и сильномагнитные (серпентиниты - $\alpha =$ до $6000 \cdot 10^{-6}$ СГС) разности, а также породы и комплексы с малой плотностью ($\sigma = 2,59-2,67$ г/см³) и малой магнитной восприимчивостью ($\alpha = 50-100 \cdot 10^{-6}$ СГС - граниты, терригенные и карбонатные толщи). При этом породы, имеющие высокую плотность и магнитную восприимчивость, на поверхности современного эрозийного среза распространены ограниченно. Наиболее широко распространены породы со средними и малыми значениями физических параметров.

Среди дейтероорогенных комплексов к наиболее плотным и магнитным относятся эффузивы быскарской серии девонского возраста, распространенной преимущественно в Минусинском прогибе и его обрамлении, и трапповой формации триаса (Кузнецкий прогиб) - $\sigma = 2,71-2,73$ г/см³, $\alpha = 1000-1500 \cdot 10^{-6}$ СГС, порфириты и диабазы - $\sigma = 2,75-2,85$ г/см³, $\alpha = 1000-2000 \cdot 10^{-6}$ СГС.

С использованием данных работы "Тектоника и глубинное строение..." /1973/ и наших соответствующих вычислений построена схема средних плотностных неоднородностей в 15-километровой толще земной коры Кузнецко-Минусинского региона (рис. 6). Изолиниями этих изоплотностей оконтуриваются крупные блоки земной коры. Отмечается общее уменьшение значений плотности коры в юго-восточном направлении, т.е. в направлении увеличения мощности сиалической составляющей земной коры.

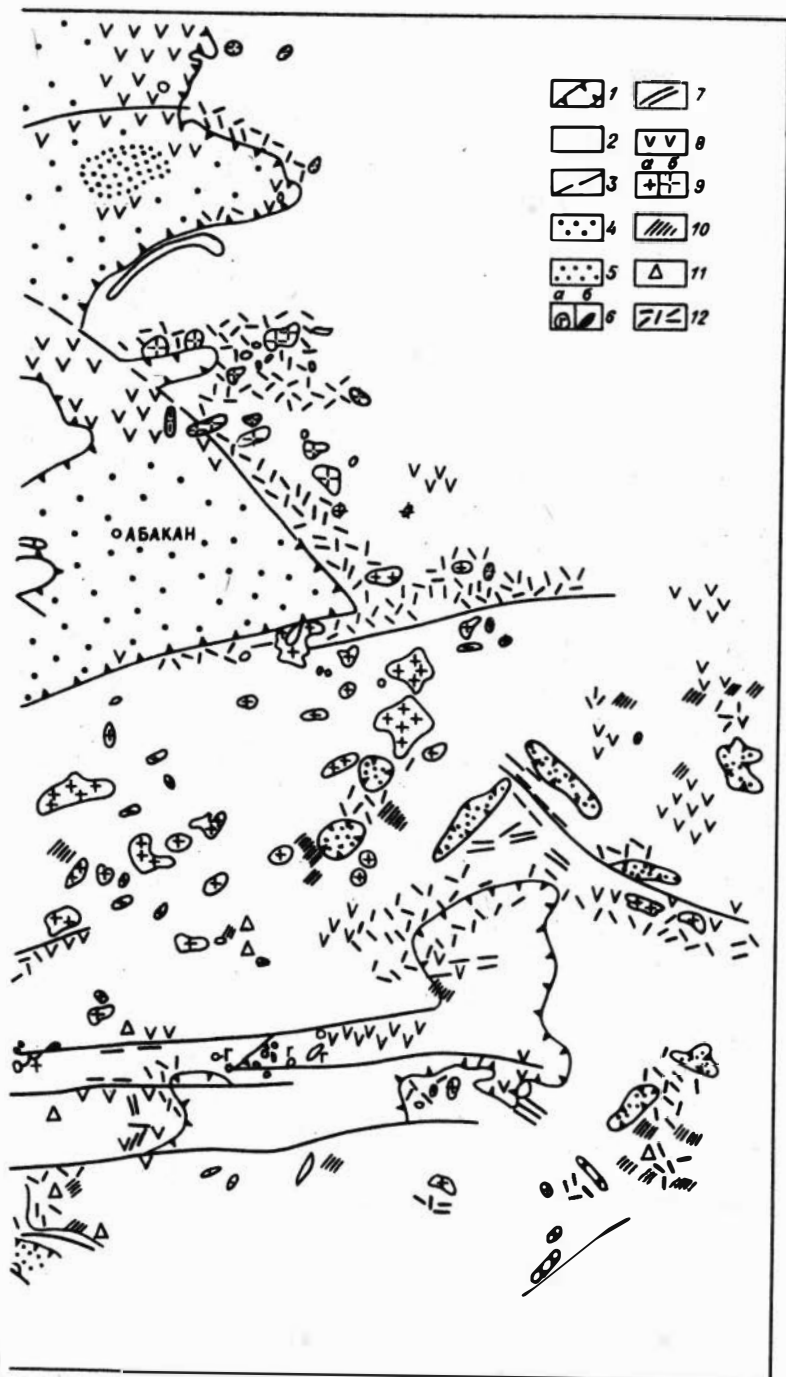
Для общей характеристики были приведены усредненные данные о значениях магнитной восприимчивости и плотности различных типов пород для Кузнецко-Минусинского региона Алтае-Саянской области. В последующих главах при интерпретации гравитационных и магнитных аномалий для конкретных районов будут приводиться значения этих параметров, в некоторых случаях несколько отличные от приведенных выше их осредненных значений.

Касская, 11 - Дубчесская, 12 - Баихинская, 13 - Маковская, 14 - Черемховская, 15 - впадины Долины Озер, 16 - Селенгинская, 17 - Орхонская, 18 - Онгин-Голская, 19 - Тэсская, 20 - Мало-Енисейская, 21 - Алипский прогиб, 22 - Эгин-Голская, 23 - Доронинская, 24 - Чусовитинско-Бунгарапская, 25 - Южно-Кузбасская, 26 - Балахтинская, 27 - Нарымско-Колпашевская, 28 - Ларьякский прогиб, 29 - Верхне-Толькинский прогиб, 30 - Нядоухская, 31 - Агульско-Удинский прогиб: 6 - грабен-рифты, сопровождаемые триасовым магматизмом (мезозойская активизация): I - Колтогорско-Уренгойский, II - Худосейский.



Рис. 5. Схема расположения девонских геологических формаций /по Кену, Грузии, 1966/.

1 - девонские межгорные впадины; 2 - складчато-блоковое обрамление; 3 - девонские глубинные разломы; 4 - пестроцветная терригенная формация девонско-карбонového возраста; 5 - терригенная формация средне-, верхне-девонских образований; 6 - малые интрузии средне-, верхнедевонского воз-



раста: а) габбро-граносиениты, б) габбро-сиениты; 7 - глубинные разломы; 8 - поля развития эффузивов преимущественно основного состава ниже-, среднедевонского возраста; 9 - малые интрузии гранитового (а) и сиенитового (б) состава (гранит-липаритовая формация девона); 10 - поля развития субвулканических интрузий кислого состава; 11 - вулканы; 12 - поля развития эффузивов преимущественно кислого состава ниже-, среднедевонского возраста.

Таблица 1

Средние значения магнитной восприимчивости χ групп пород, наиболее распространенных в Кузнецко-Минусинском регионе /Тектоника и глубинное строение..., 1973/

Значения, ед. 10^{-6} СГС	Типы пород			
	интрузивные	эффузивные	метаморфические	осадочные
0-100	-	-	Мраморы, кварциты	Известняки, доломиты
100-300	-	-	Амфиболиты	Аргиллиты, мергели, алевролиты, песчаники, конгломераты, гравелиты
300-500	-	Фельзиты, альбитофиры, туфы	Метаморфические сланцы	-
500-1000	Граниты	Кератофиры	Кристаллические слан- цы, гнейсы, роговики	Туфопесчаники, туфослан- цы, туфоалевролиты
1000-2000	Гранодиориты, спи- литы, диориты	Порфириты, диабазы	-	-
2000-3000	Габбро, габбро-дио- риты	-	-	-
3000	Пироксениты, серпен- тиниты	-	-	-

Таблица 2

Плотность σ различных групп пород, наиболее распространенных в Кузнецко-Минусинском регионе /по Крамнику и др., 1969; Уманцеву, 1972/

Интервал плотности	Среднее значение	Типы пород			
		осадочные	метаморфические	эффузивные	интрузивные
г/см ³					
2,58-2,64	2,61	Мергели	Кварциты тальковые уг- листые, графитистые, серицитовые сланцы	Кислые эффузивы и туфы	Кислые гранитоиды
2,64-2,69	2,66	Известняки, аргил- литы, алевролиты, песчаники, конгло- мераты, туфопесча- ники	Глинистые и кремнистые сланцы	-	Сиениты, граносиениты, гранодиориты, плагио- граниты
2,71-2,81	2,75	Доломиты	Мраморы хлоритовые, эпи- дотовые, слюдистые и др.	Порфириты, диаба- зовые порфириты	Диориты, кварцевые дио- риты, серпентизирован- ные основные породы
			Сланцы, гнейсы, роговики	Средние эффузивы; туфы основных и средних эффузивов	
2,83-2,88	2,85	-	Амфиболиты, габбро-ам- фиболиты	Основные эффузивы (диабазы)	Габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты
До 3,06	3,00	-	-	-	Ультрасосновые

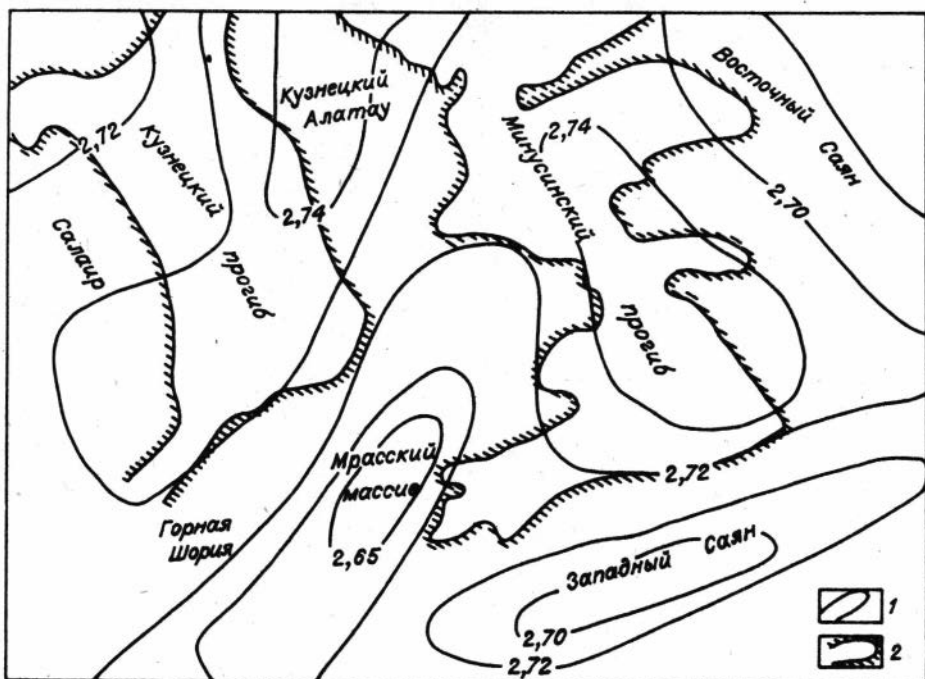


Рис. 6. Схема изоплотностей земной коры Кузнецко-Минусинского региона до глубины 15 км.

1 - изоденсы; 2 - границы прогибов.

Глава II

ФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ

КУЗНЕЦКО-МИНУСИНСКОГО РЕГИОНА

Аномальное гравитационное поле Δg

Аномальные гравитационные поля в редуциях Буге Кузнецкого и Минусинского прогибов и окружающего их складчатого обрамления характеризуются аномалиями различной морфологии, интенсивности, размеров и простираний. В региональном плане отмечается снижение напряженности поля Δg в юго-восточном направлении. Мозаичный характер поля, преобладающий на большей части исследуемого региона, сменяется в этом направлении линейно вытянутыми отрицательными региональными аномалиями северо-восточного простирания, отражающими структурно-вещественные комплексы Западного Саяна, и северо-западного - Восточного Саяна. Резкое изменение здесь напряженности поля Δg (интенсивные гравитационные ступени), по-видимому, объясняется увеличением в сторону Западного и Восточного Саянов мощности земной коры и ее скалической части.

Отчетливо вырисовываются различия в характере гравитационного поля

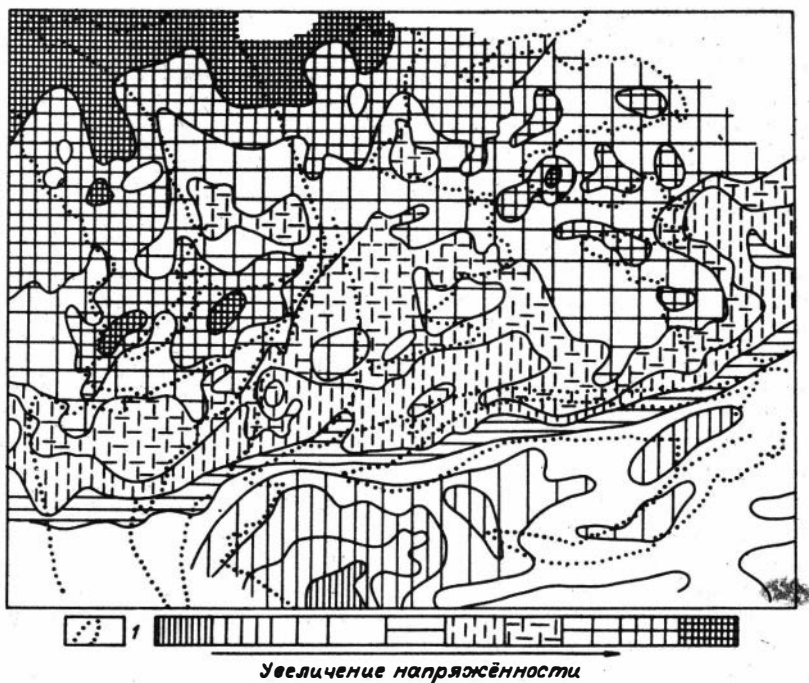


Рис. 7. Схема районирования гравитационного поля Кузнецко-Минусинского региона. Пунктирные линии – границы крупных тектонических структур.

над исследуемыми прогибами и структурами складчатого обрамления (рис. 7).

Интенсивными гравитационными ступенями прежде всего выражены зоны переходов от прогибов к складчатому обрамлению, что связано как с изменением высот дневного рельефа, так и с наличием глубинных разломов, по которым приведены в соприкосновение резко контрастные по плотности толщи. Сами же Кузнецкий и Минусинский прогибы в гравитационном поле проявятся сложными замкнутыми аномалиями отрицательного знака, простирание отдельных элементов которых согласуется с ориентировкой крупных внутренних впадин и поднятий.

Переходим к более подробному описанию гравитационного поля над крупными структурными элементами исследуемого региона.

Томь-Кольванская складчатая зона (в пределах исследуемого региона) проявляется преимущественно положительными значениями поля Δg , причем простирания гравитационных аномалий согласуются с общим простиранием складчатой структуры. Положительные значения поля Δg Томь-Кольванской зоны "вдаются" в северо-восточную часть Кузнецкого прогиба.

Салаир (Салаирский кряж) – западное ограничение Кузнецкого прогиба – выражен относительно повышенными значениями Δg , причем основные простирания аномалий согласуются с простиранием его складчатой структуры. Линейная зона повышенного поля Δg в восточной части кряжа имеет северо-западное простирание и отвечает Восточно-Салаирскому синклинию, выполненному метаморфизованными эвгеосинклиналиными толщами нижнекембрийского возраста, вмещающими интрузии базитового и ультрабазитового состава. Напряженность поля Δg в этой зоне увеличивается к северу, достигая

максимальных значений над Доронинской впадиной (см. рис. 7), где эвгеосинклинальные комплексы перекрыты мезозойскими образованиями. Южнее поперечной полосы максимумов, фиксирующих зону глубинного разлома, располагается область повышенного поля силы тяжести, отвечающая Тягунскому горсту, который сложен протерозойскими метаморфизованными комплексами, насыщенными базитовыми интрузиями кембрия.

Западная часть Салаирского кряжа характеризуется пониженными значениями Δg , что связано с насыщением верхнепалеозойскими гранитами антиклинорной зоны, приуроченной к этой части кряжа.

Над Тельбесским синклиниорием гравитационное поле представлено региональной относительно положительной аномалией, пространственно почти точно отвечающей этому синклиниорию и вытянутой по его простиранию. Зона эта с севера четко ограничена интенсивной гравитационной ступенью. В центральной части аномалии общий ее линейный план осложнен поперечными к простиранию составляющими.

На юго-западном окончании Тельбесского синклиниория поле несколько понижено. Пространственно эта область пониженного поля связана с региональными минимумами Бийского массива, обусловленными насыщением его молодыми гранитными интрузиями, что позволяет предполагать возможность развития подобных же и в крайней юго-западной части синклиниория.

Бийско-Катунский массив в поле Δg выражен неотчетливо. Характерные для него в целом пониженные значения поля только с юга и юго-востока четко ограничены зонами региональных минимумов. Остальные ограничения массива спецификой поля не подчеркиваются. Можно предположить, что этот массив представляет собой часть более крупной структуры, особенности строения и вещественного состава которой оказывают основное влияние на поле Δg .

Гравитационное поле Кузнецкого прогиба в его региональном плане может быть разделено на две части, характеризующиеся повышенными (северная) и пониженными (южная) значениями Δg . В целом же прогибу свойственно общее снижение напряженности поля Δg от его северных окраин к южным, вблизи которых оно наиболее низко. Для прогиба отмечается сложная структура поля, представленного различными по размерам, форме и простиранию аномалиями, отражающими преимущественно особенности складчато-блоковой структуры осадочного чехла прогиба. Пониженным полем Δg характеризуются внутренние впадины, повышенным — поднятия и валообразные структуры.

В северной части прогиба положительное поле Δg характеризует Барзасский массив и северо-восточную часть Крапивинского свода. Остальная часть свода располагается в зоне сложной гравитационной ступени. Наиболее низкое значение поля Δg приурочено к Южно-Кузбасской впадине. Над Терсинским сводообразным поднятием фиксируется повышенное поле силы тяжести.

Над Кузнецким Алатау гравитационное поле имеет вид клинообразного выступа относительно повышенной напряженности, отделенного интенсивными гравитационными ступенями от окружающих его прогибов, над которыми, как уже говорилось, отмечаются минимумы. По морфологии и интенсивности поле Δg над Кузнецким Алатау может быть разделено на две части — северо-западную и юго-восточную. Для первой характерны положительное поле Δg и его полосчатая структура меридионального простирания. Наибольшие значения поля Δg отмечаются над областью распространения амфиболитов и кристаллических сланцев среднего протерозоя, насыщенных интрузиями позднепротерозойско-раннекембрийского возраста (южное окончание этой зоны отмечено в пределах Кузнецкого прогиба).

Участкам развития карбонатных толщ верхнего протерозоя, содержащих интрузии гранитов и гранодиоритов, отвечает некоторое понижение поля Δg , причем минимальная его напряженность в этой зоне соответствует массивам гранитов и гранодиоритов.

Юго-восточная часть Кузнецкого Алатау (Мартайгинский массив) характеризуется сложной морфологией поля Δg . Зоны аномалий над этой частью массива преимущественно изометричны, хотя в целом намечается их северо-восточное простирание. Аномалии различной интенсивности фиксируют разнотолстые блоки. Над магматическими телами основного и среднего состава, приуроченными к вещественным комплексам синклинорных структур, а также над метаморфическими породами верхнего протерозоя, насыщенными габброидами и гипербазитами, картируется относительно повышенное поле силы тяжести.

Отмеченные ранее различия полей силы тяжести над северо-западной в сторону Кузнецкого прогиба и юго-восточной в сторону Минусинского прогиба частями Кузнецкого Алатау обусловлены спецификой их вещественного состава и структуры и различным насыщением их силикатными массивами. Пониженное поле Δg отвечает и выступам фундамента Кузнецкого Алатау, сложенным карбонатными породами протерозоя, прорванными гранитоидными интрузиями.

Над Мрасским массивом гравитационное поле в целом отрицательно, обусловлено преимущественно карбонатными породами (доломиты, известняки, силициты, сланцы, песчаники), слагающими массив. Региональный минимум Δg над массивом осложнен в его восточной части крупным изометричным относительным максимумом Δg , фиксируемым над участками развития вулканогенных толщ протерозоя и нижнего кембрия, прорванных сложными интрузиями габбро, оливиновых габбро и габбро-норитов нижнего кембрия, с которыми пространственно связаны щелочные комплексы среднего девона. К северу от этого максимума картируется локальный максимум, отражающий интрузии гипербазитов, среди эффузивов и габбро-диоритов среднего кембрия /Тектоника Евразии, 1966/. Западной части Мрасского массива, отличающейся чрезвычайной гетерогенностью, отвечает сложно построенная интенсивная гравитационная ступень, северной части которой соответствуют структурно-вещественные комплексы Томско-Терсинского выступа, а центральной — протерозойский вулканогенный прогиб, насыщенный мелкими телами гипербазитов.

Над Батенёвско-Беллыкской блоковой зоной поле Δg различно для ее батенёвской и беллыкской частей. Для первой характерно пониженное поле Δg , для второй — повышенное. Пониженный фон поля Δg батенёвской части зоны объясняется интенсивным насыщением ее верхней части земной коры породами гранитоидного состава. Узкие остаточные тропы, выполненные вулканогенными комплексами, включающими интрузии основного состава, практически в поле Δg не выражены.

Наиболее низкое значение поля Δg отмечается в юго-западной части Батенёвского поднятия над областью, сложенной преимущественно карбонатно-терригенными комплексами, в высокой степени насыщенными гранитоидными массивами. В юго-восточной части Батенёвской зоны отмечается интенсивный относительный максимум Δg , который связан с наложенной орогенной впадиной кембро-ордовикского возраста.

Эпигеосинклиналильные прогибы в восточной части Беллыкской зоны, выполненные вулканогенными породами, проявляются локальными максимумами Δg меридионального простирания, а кембрийские выступы, сложенные карбонатными породами верхнепротерозойско-нижнекембрийского возраста, — минимумами Δg .

Над Западным Саяном гравитационное поле представлено региональной отрицательной аномалией, ограниченной гравитационными-ступенями. Аномалия эта соответствует центральной антиклинорной зоне Западного Саяна, сложенной преимущественно слабометаморфизованными сланцевыми толщами, вмещающими крупные гранитные батолиты. Блоковое строение этой аномальной зоны подчеркивается гравитационными ступенями субмеридионального простирания. Вообще же блоковая структура гравитационного поля Западного Саяна, по-видимому, связана с различной насыщенностью верхней части коры девонскими гранитоидами, т.е. с различной степенью переработки древних комплексов в период девонской тектономагматической активизации. Гравитационные же ступени отвечают поясам проницаемости, приуроченным к бортовым частям синклиория, для которых очень характерно сложное вещественное выполнение — нижекембрийские вулканогенные комплексы с базитами и ультрабазитами, сложно дифференцированные интрузии габбро-плагиогранитного состава и др.

Казыр-Кизирский синклиорий западного фаса Восточного Саяна характеризуется широкой гравитационной ступенью, протягивающейся вдоль его бортовых частей. В области сочленения Западного и Восточного Саянов виртация структур синклиория отмечается сменой простираний гравитационной ступени с северо-западного на субширотное. Внутренняя часть синклиория проявляется относительно повышенным полем Δg , осложненным линейными аномалиями, подчеркивающими особенности его строения. Широкая гравитационная ступень, отвечающая, как уже говорилось, краевым зонам синклиория, переходит к северо-востоку в региональные минимумы над Протеросаяном, а к юго-западу — над Западным Саяном. Минимумы эти отвечают участкам, верхняя часть земной коры которых насыщена гранитоидными массивами. Участки концентрации габброидных тел проявляются локальными максимумами Δg .

Региональный гравитационный минимум, интенсивность которого увеличивается в юго-восточном направлении, отвечает Дербинскому антиклинорию. Минимум этот обусловлен преимущественно карбонатным составом верхнего протерозоя и высокой насыщенностью верхней части коры гранитоидными массивами. Эта отрицательная аномалия Δg продолжается с некоторым перерывом в пределы Северо-Минусинской впадины. Непрерывность аномалий Δg нарушается зоной глубинного разлома северо-северо-восточного простирания, связанной, по-видимому, с девонской активизацией Восточного Саяна.

Внутренняя структура гравитационного поля Минусинского прогиба характеризуется чередованием протяженных зон относительно повышенных и относительно пониженных значений Δg общего северо-восточного направления. Каждая из выделяемых крупных зон аномалий осложнена более мелкими аномалиями различного знака, формы и простирания. Характер аномального поля Δg отражает в общих чертах особенности внутреннего строения прогиба. Юго-западная его часть характеризуется несколько пониженным, а северо-восточная — повышенным полем силы тяжести. В последней четко выделяется линейная зона максимумов Δg , отвечающая Беллыкскому поднятию. Эта зона делит поле силы тяжести прогиба, как и собственно поднятие, на северную и южную части, соответствующие Северо-Минусинской и Южно-Минусинской впадинам. В пределах первой зоны четко картируется сложная меридиональная зона относительно повышенного поля Δg , соответствующая в плане Копьевско-Ширинской зоне поднятий. К западу от нее располагается крупный минимум Δg того же простирания, соответствующий, видимо, области распространения гранитоидов саралинского типа. Понижено поле Δg и в восточной части Северо-Минусинской впадины над Джиримо-Балахтинским прогибом.

В поле Δg Южно-Минусинской впадины выделяется интенсивный минимум северо-восточного простираения, соответствующий Абаканскому и Таштыпскому прогибам. Минимумом силы тяжести характеризуется Черногорская впадина. Тагарскому поднятию отвечает повышенное поле Δg . Узкой линейной зоной минимумов Δg северо-восточного простираения выражена также Сыдо-Ербинская впадина.

Таким образом, гравитационное поле обрамлений Кузнецкого и Минусинского прогибов весьма неоднородно отражает специфику строения и вещественные комплексы этих складчатых сооружений. Крупные различия в напряженности и морфологии поля Δg отмечаются в юго-восточной и северо-северо-западной частях этого обрамления. Так, Салаир, большая часть Кузнецкого Алатау и северная часть Горной Шории характеризуются региональным относительно повышенным полем Δg . Общее простираение аномалий здесь согласуется с простираением складчатых структур. Западный же и Восточный Саяны, Мрасский, Бийско-Катунский массивы располагаются в зоне региональных гравитационных минимумов. Наиболее глубокие минимумы, как уже отмечалось, трассируются вдоль оси Западного Саяна и уходит к северо-востоку, в пределы Восточного Саяна.

Аномальное магнитное поле ΔT_a

Аномальное магнитное поле ΔT_a (рис. 8) рассматриваемого региона

характеризуется различными по форме, размерам и интенсивности положительными аномалиями, соответствующими различным по составу, структуре и времени формирования частям региона. Резко отличаются по магнитной характеристике прежде всего крупные прогибы - Кузнецкий и Минусинский. Им отвечают совпадающие с контурами прогибов региональные положительные аномалии ΔT_a напряженностью 500-700 нТл. Складчатые структуры, обрамляющие исследуемые прогибы, характеризуются в основном нормальным или отрицательным малой напряженности магнитным полем (до - 300 нТл), осложненным местами локальными положительными аномалиями, простираение которых обычно согласуется с простираением складчатых комплексов.

Кузнецкий прогиб и его складчатое обрамление. Над Томь-Кольванской складчатой зоной (горловско-зарубинская часть) аномальное магнитное поле близко к нормальному. Над Салаиром оно в целом слабо повышено и осложнено протяженными линейными аномальными зонами, согласными с простираением основных складчатых структур. Этот рисунок магнитного поля сменяется над древними массивами (Тягунский и Уксунайский горсты) преимущественно изометричными аномалиями. Над первым из них поле ΔT_a (до 100 нТл) отражает метаморфические комплексы верхнего протерозоя (сланцы, вулканы основного состава, мраморы). В северо-восточной части горста отмечаются мелкие линейные положительные аномалии, пространственно совпадающие с насыщающими протерозойские комплексы гипербазитовыми интрузиями нижнекембрийского возраста.

Уксунайский горст, расположенный в юго-восточной части Салаира, проявляется тоже слабопониженным полем ΔT_a , обусловленным такими же метаморфическими комплексами протерозоя. Лишь западная и восточная ветви Салаирского гипербазитового пояса фиксируются четкими интенсивными линейными зонами положительных аномалий ΔT_a .

Южное окончание Салаира (выступ), также сложенное преимущественно метаморфическими образованиями верхнего протерозоя (мраморы, известня-



Рис. 8. Аномальное магнитное поле ΔT_a Кузнецко-Минусинского региона.

1 - положительные и 2 - отрицательные аномалии, 3 - значения магнитного поля, 100 нТл, 4 - границы тектонических структур.

ки, доломиты, эффузивы основного состава), характеризуется пониженным положительным полем ΔT_a . Ультраосновные интрузии (сиениты, широксениты, дуниты) в пределах выступа проявляются локальными интенсивными положительными аномалиями ΔT_a .

Положительными аномалиями ΔT_a интенсивностью до 400 нТл, преимущественно линейными в пределах Салаирского кряжа, выражены структурно-вещественные комплексы раннего палеозоя, составляющие основную ткань его структуры. Аномалиями большей интенсивности характеризуются среднекембрийские образования южной части кряжа, сложенные терригенными комплексами с участием вулканитов основного состава. Над участками развития терригенных комплексов ордовика широко распространены слабоинтенсивные положительные аномалии (до 200-300 нТл).

Западная часть Салаирского кряжа, перекрытая осадками Залесовской впадины, характеризуется слабоинтенсивной крупной аномальной зоной ΔT_a , осложненной интенсивными максимумами над гранитоидным комплексом нижнекарбонového возраста.

Над Тельбесским синклиниорием общий фон магнитного поля положительный, что объясняется особенностями вещественного состава комплексов геосинклиналино-протоорогенной и дейтероорогенной стадий развития. Местами

этот региональный фон осложнен различными по форме и интенсивности аномалиями ΔT_a . Наиболее крупная и интенсивная такая аномальная зона ΔT_a , имеющая северо-восточное простирание, отвечает сложному многофазному Тельбесскому плутону, переработанному в девоне. В юго-западной части синклиория к Чумьшско-Ненинской впадине, сложенной вулканогенными комплексами девона, приурочена положительная аномальная зона. Наиболее высокие значения ΔT_a здесь отвечают меридиональной зоне, насыщенной основными эффузивами.

Бийско-Катунский массив, за исключением небольших участков в его северной и западной частях, занят крупной, сложной меридиональной зоной положительного поля ΔT_a , пространственно совпадающей с полосой развития разновозрастных магматических комплексов. Максимальные значения ΔT_a приурочены к молодым субвулканическим интрузиям, существенно переработавшим более древнее гранитное вещество Турочакского плутона.

В южной части зоны массива интенсивность отдельных локальных аномалий поля ΔT_a достигает 2000–4000 нТл над интрузиями габброидов нижнекембрийского возраста. Локальные аномалии сложной формы картируются над субвулканическими интрузиями девона. В юго-западной и северо-восточной частях массива отдельные обособленные локальные положительные аномалии отвечают участкам распространения габброидных интрузий нижнекембрийского возраста.

Над собственно Кузнецким прогибом поле ΔT_a регионально, положительно. Некоторый пережим этого поля наблюдается в центральной части прогиба. Однако региональное поле ΔT_a осложнено мелкими локальными аномалиями сложной морфологии, в пределах которых интенсивность поля колеблется от 300 до 1850 нТл. Подобные осложнения в восточной части прогиба выражены преимущественно отрицательными значениями поля (до - 170 нТл), соответствующими Крапивинскому выступу. Существенная дифференциация поля ΔT_a появляется и в области распространения траппов пермско-триасового возраста. Поле ΔT_a здесь представлено локальными положительными аномалиями (до 700 нТл), различными по форме и простиранию. Локальные аномалии ΔT_a субширотного и северо-западного простираний интенсивностью до 600–800 нТл характерны для южной части региональной аномалии Кузнецкого прогиба. И наконец, вблизи границы Кузнецкого прогиба с Тельбесским синклиорием магнитное поле приобретает сложную морфологию и значительно колеблется по интенсивности (от 300 до 950 нТл).

Минусинский прогиб и его складчатое обрамление. Аномальное магнитное поле над Кузнецким Алатау имеет пониженный фон с различными по морфологии и интенсивности положительными аномалиями ΔT_a . По этим призна-

кам поле ΔT_a может быть разделено на западную и восточную части. В западной преобладает общее отрицательное поле, которое соответствует метаморфическим комплексам протерозоя Яйско-Пезасского горста. Оно осложнено линейными зонами положительных аномалий, обусловленных вулканогенными образованиями нижнего кембрия (северная часть горста) и силурийскими интрузиями сложного состава (граносиениты, плагиограниты). К востоку от Яйско-Пезасского горста располагается зона положительных магнитных аномалий, соответствующих вулканогенно-осадочным образованиям, вмещающим диоритовые тела Тайдонской грабен-синклинали. Группой положительных аномалий, резко несогласных с общим простиранием аномалий западной части Кузнецкого Алатау, картируются магматические тела верхнедевонского возраста.

Восточная часть Кузнецкого Алатау (Мартайгинский массив) представлена сочетанием участков слабоотрицательного поля, осложненного в некоторых местах линейными положительными аномалиями и другими крупными их скоплениями повышенной интенсивности.

Основную площадь Мартайгинского массива занимает поле отрицательных аномалий ΔT_a , которое отвечает крупным телам гранодиоритов и кварцевых диоритов среднекембрийского возраста, реже — плагиогранитов и гранитов среднего кембрия — ордовика — силура, заключенных в протерозойских и нижнекембрийских преимущественно карбонатно-терригенных толщах массива. В южной части Кузнецкого Алатау узкими линейными интенсивными аномалиями ΔT_a отмечаются интрузивные тела ультраосновного состава верхнекембрийского возраста и полосы развития вулканогенных пород верхнего протерозоя, вмещающие базитовые и гипербазитовые интрузии нижнего кембрия. Менее интенсивные линейные положительные аномалии характерны для линейных массивов сложного состава (гранодиориты, кварцевые диориты, габброиды с титаномagnetитовой минерализацией). Пространственно эти интрузии приурочены также к существенно вулканогенным толщам протерозоя и нижнего кембрия массива.

Доминирующее положение в структуре магнитного поля Кузнецкого Алатау занимают крупные скопления положительных аномалий и отдельные аномалии того же знака, располагающиеся несогласно с основным структурным рисунком поля ΔT_a , связанным с вещественными комплексами геосинклинально-орогенной стадии. Эти аномалии (интенсивностью до 1100 нТл) связаны со структурно-вещественными комплексами дейтероорогенного этапа. В северо-восточной части Кузнецкого Алатау располагается интенсивная, сложная аномальная зона, совпадающая с полем развития основных эффузивов нижне-, среднедевонского возраста, вмещающих тела ультраосновных щелочных пород (эссекситы, уртиты). Аномальная зона эта продолжается в юго-западную часть Назаровской впадины (Западно-Сибирской плиты), в осадочном чехле которой широко развиты вулканогенные толщи нижнего и среднего девона. Над телами субщелочных аляскитовых гранитов верхнедевонского возраста отмечаются обособленные, близкие к изометричным аномалии интенсивностью до 700 нТл.

Мрасский массив характеризуется слабоотрицательным полем ΔT_a , осложненным мелкими локальными положительными аномалиями, которые группируются в изометричные массивы, линейные зоны либо представляют единичные аномалии. Отрицательное магнитное поле, характерное для массива в целом, обусловлено развитием в верхней части земной коры немагнитных пород, в верхних частях разреза представленных карбонатно-терригенными образованиями верхнепротерозойско-нижнекембрийского возраста. Отдельные аномалии (800–1000 нТл) и узкие линейные зоны слабоинтенсивных положительных аномалий ΔT_a связаны с телами габброидов, реже — гранитоидов и вулканогенных пород нижнего и среднего кембрия. Расположенные в западной части Мрасского массива интрузивные тела девонского возраста также отмечаются положительными аномалиями ΔT_a интенсивностью до 1000 нТл.

Магнитное поле Батенёвско-Беллыжской блоковой зоны сложно. Общий существенно пониженный здесь фон ΔT_a повсеместно осложнен разнообразными по форме и интенсивности положительными аномалиями. Остаточные геосинклинальные трогги проявляются преимущественно отрицательным магнитным полем. Сложный рисунок поля ΔT_a отвечает обширным полям развития

многофазных комплексов габбро-диорит-гранит-граносиенитовой формации нижнего кембрия – силура. Слабоотрицательными значениями ΔT_a характеризуются участки, сложенные гранитовыми комплексами. Локальными положительными аномалиями интенсивностью до 600 нТл отмечаются габброидные, диоритовые и граносиенитовые фазы, приуроченные преимущественно к периферическим частям плутона. Общее простирание аномалий и аномальных зон в рассматриваемом районе меняется с северо-восточного на меридиональное в соответствии с разворотом складчатых структур.

Участки, в пределах которых наблюдаются магматические комплексы девонского возраста, выделяются специфическими аномальными зонами ΔT_a .

В юго-восточной части Батенёвской зоны крупный узел положительных аномалий интенсивностью до 1200 нТл фиксирует приуроченность к верхней части земной коры вулканогенных комплексов нижнего и среднего девона. Аномалии эти прослеживаются к юго-западу, где также фрагментарно обнажаются вулканогенные комплексы, и к северо-востоку, в пределы Южно-Минусинской впадины. Над северо-восточной частью Батенёвского поднятия – Улень-Тумимским гранитоидным массивом, насыщенным граносиенитами девонского возраста, – выделяется крупная область положительных аномалий интенсивностью до 1200 нТл, причем большая часть этой аномальной зоны располагается уже под чехлом Северо-Минусинской впадины. Крупная зона положительных аномалий общего северо-западного простирания согласна с общим направлением девонской переработки западной части поднятия, выразившейся здесь становлением отдельных массивов субвулканических тел, приуроченных к зоне проницаемости, пересекающей Тигертьяшский гранитоидный плутон.

Беллыкское поднятие имеет сложный рисунок магнитного поля, в котором доминируют аномальные области и зоны, связанные с магматическими комплексами девонской активизации. Так, в центральной части поднятия выделяется изометричная обширная область положительных значений поля с интенсивностью до 1200 нТл, приуроченная к полям развития магматических комплексов андезитобазальтовой, базальт-трахиандезитовой и гранит-липаритовой формаций нижнего и среднего девона /Лучицкий, 1966/. К западу от этой зоны по северному и южному бортам Сыдо-Ербинской впадины протягиваются интенсивные линейные аномалии, которым отвечают поля развития девонских субщелочных граносиенитовых и гранит-граносиенитовых интрузивных комплексов, располагающихся среди вулканогенных пород того же возраста. Северная часть Беллыкского поднятия находится в слабоотрицательном магнитном поле, осложненном отдельными мелкими линейными и изометричными аномалиями. Подобные аномалии (500–1000 нТл) отмечаются над многофазным Беллыкским гранитоидным плутоном, располагающимся в северо-восточной части поднятия. По северной периферии поднятия отмечены положительные аномалии восток-северо-восточного простирания, связанные также с девонскими магматическими комплексами. Такую же характеристику поля ΔT_a имеет юго-восточная часть исследуемой территории.

Большинство структур Западного Саяна обладает пониженным полем ΔT_a . Арбатский синклиорий, расположенный на северном фесе Западного Саяна и пограничный с Минусинской впадиной, по характеру магнитного поля делится на западную и восточную части. Последней отвечает преимущественно положительное поле ΔT_a , сменяющее на западе поле знакопеременное. От Джебашского горста Арбатский синклиорий отделяется зоной Кандатского разлома со сложной характеристикой магнитного поля. Участкам развития в ней вулканогенного кембрия свойственны слабоотрицательные значения поля ΔT_a . В местах насыщения этих толщ базитами и гипербазитами поле име-

ет положительные интенсивные аномалии. Отмечаются они и над многофазными габбро-плагиогранитными комплексами.

Джебашский горст, сложенный метаморфическими, существенно терригенными комплексами верхнего протерозоя, характеризуется слабоотрицательными значениями поля ΔT_a (до -100 нТл). На этом фоне выделяется интенсивная (до 3000 нТл) ΔT_a положительная аномальная зона, отвечающая Буроскому грабену, выполненному офиолитовой формацией нижнего кембрия. Отдельные крупные положительные аномалии ΔT_a в различных участках горста, не согласующиеся с его общей складчатой структурой, связаны с гранитными телами девонского возраста.

Магнитное поле Западно-Саянского синклиория характеризуется общим пониженным фоном (до -200 нТл), осложненным положительными слабоинтенсивными аномалиями (до 500 , редко до 950 нТл). Эти аномалии группируются либо в широкие линейные зоны значительной протяженности, либо представляют собой изометричные скопления (юго-восточная часть синклиория). Слабый отрицательный региональный фон ΔT_a (до -200 нТл) находится

в соответствии с преимущественно терригенно-карбонатным составом верхнекембрийско-ордовикских толщ, составляющих основные комплексы Западно-Саянского синклиория. Широкая линейная зона положительных аномалий центральной части синклиория связана с гранитоидными интрузиями силурийского и девонского возраста, образующими в целом единый гранитороговиковый пояс, прослеживающийся через всю структуру Западного Саяна.

Над Казыр-Кизирским синклиорием Восточного Саяна магнитное поле представлено чередованием крупных зон и областей положительных линейных аномалий, разделенных участками слабоотрицательного или близкого к нормальному поля ΔT_a . Наиболее крупные сложно построенные линейные зоны интенсивных (до 1000 нТл) положительных аномалий приурочены к южному ограничению синклиория — к полям широкого развития девонских магматических комплексов. Обширная область положительных значений поля ΔT_a ,

представленная сочетанием сложных по форме интенсивных аномалий, располагается в западной части синклиория, интенсивно насыщенной девонскими эффузивными и интрузивными комплексами. Эта область продолжается в глубь синклиория, к востоку, более слабыми и мелкими положительными аномалиями, отвечающими мелким девонским вулканогенным комплексам. К сложному многофазному Кизирскому плутону здесь приурочена линейная субширотная зона интенсивных положительных аномалий. Родство этой аномальной зоны с аномалиями над полями развития девонских магматических комплексов свидетельствует о глубокой переработке плутона в девоне. Северо-восточный край Казыр-Кизирского синклиория характеризуется широкой зоной слабого положительного поля ΔT_a , соответствующей гранитоидному массиву, в составе которого преобладают плагиограниты и гранодиориты верхнекембрийско-силурийского возраста [Поляков и др., 1965].

Над Дербинским антиклинорием магнитное поле имеет слабоотрицательные значения ΔT_a , обусловленные наличием здесь преимущественно кремнисто-карбонатных толщ нижнего протерозоя, сменяющихся вверх по разрезу сланцево-карбонатными образованиями среднего протерозоя, повсеместно насыщенными нижнепалеозойскими гранитовыми интрузиями. Зона слабоотрицательного поля ΔT_a , соответствующая Дербинскому антиклинорию, прерывается в области развития осадочного чехла северо-восточной оконечности Минусинского прогиба.

К северо-востоку от Дербинского антиклинория располагается крупный Агульско-Удинский наложенный вулканогенный прогиб, насыщенный интрузив-

ными массивами девонского возраста. Он отмечается крупной, широтной, сложно построенной зоной положительных аномалий ΔT_a , очень сходной с аномальными зонами над магматическими комплексами девона южной части Кызыр-Кизирского синклиория. К северо-западу от вулканогенного прогиба наблюдаются морфологически сходные аномалии над Рыбинской впадиной, продолжающиеся и далее на север в пределы Западно-Сибирской плиты.

Над собственно Минусинским прогибом развито положительное магнитное поле, разграниченное зоной отрицательных значений на две части, отвечающие Северо- и Южно-Минусинской впадинам. В пределах первой выделяются три аномальные зоны - над западным, центральным и восточным ее участками. Западная окраина впадины характеризуется сложным рисунком поля ΔT_a : наряду с расплывчатыми локальными аномалиями здесь наблюдаются полосовые зоны максимумов и минимумов ΔT_a . Наиболее дифференцированное поле ΔT_a отвечает Копьевскому куполу. Центральной части Северо-Минусинской впадины соответствует зона пониженного поля ΔT_a , осложненная аномалиями (до - 200 нТл) преимущественно субширотного простирания. Над восточной частью Северо-Минусинской впадины аномалии ΔT_a положительные, северо-восточного простирания. По мере приближения к складчатому обрамлению появляются аномалии, имеющие широтные простирания.

Магнитное поле над Южно-Минусинской впадиной по своей специфике делится на четыре крупные аномальные зоны. Зона дифференцированного магнитного поля отвечает северо-западной части впадины. Над Таштыпским и Абаканским прогибами фиксируется зона пониженного поля ΔT_a . Над центральной частью Южно-Минусинской впадины развиты региональные положительные аномалии северо-западного простирания. Восточной и южной частям впадины соответствуют интенсивные положительные аномалии северо-западного и субширотного простираний.

Охарактеризованные физические поля над крупными геологическими элементами Кузнецко-Минусинского региона Алтае-Саянской складчатой области составляют основу для последующих их трансформаций, результаты которых используются при интерпретации и построении разного рода схем и карт.

Глава III

МЕТОДИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

При изучении внутреннего строения земной коры Кузнецко-Минусинского региона Алтае-Саянской складчатой области автором использовалась информация о геофизических (гравитационном и магнитном) полях с целью выяснения соответствующих воздействий на это строение процессов дейтероорогенеза.

В гравитационном поле, как известно, проявляется общее воздействие всех компонент структуры коры, возникших за всю длительную историю ее формирования. Изучение гравитационного поля открывает большие возможности выяснения главных особенностей глубинного строения коры. В поле силы тяжести воздействие на структуру коры процессов дейтероорогенеза отражено минимумами, связанными с влиянием осадочного чехла значительной мощности в прогибах и впадинах этого периода их формирования.

Магнитное поле, наоборот, отражает в основном неоднородности в вещественных, особо магматических и вулканогенных комплексах консолидированной коры, и поэтому его изучение очень важно при исследовании складчатых сооружений, в том числе и фундамента различных прогибов и впадин, выполненных осадочными толщами. Последние сами по себе немагнитны, но различная глубина залегания под таким чехлом складчатого фундамента отражается на характере магнитного поля. Изучение магнитного поля в пределах складчатых сооружений, сложенных метаморфическими, магматическими и вулканогенными образованиями, необходимо еще и потому, что все эти образования тесно связаны с различными проявлениями металлогении.

Последовательная комплексная интерпретация гравитационных и магнитных аномалий в Кузнецко-Минусинском ретиге предполагала решение следующих задач:

1) крупное районирование исследуемого региона по аномальному гравитационному полю в редукции Буге и трансформированному магнитному полю на высоты 2, 8 и 16 км. Используется также редуцированное поле силы тяжести за счет влияния осадочного чехла крупных впадин и влияния регионального фона. Магнитное поле в таком случае трансформируется дифференцированным пересчетом на сложную поверхность (способ пересчета разработан автором);

2) глубинное районирование земной коры по гравитационному полю с учетом мощности земной коры (желательно по сейсмическим данным);

3) изучение блокового расчленения коры исследуемого региона, выделение зон проницаемости (глубинных разломов) и металлогеническое районирование (основаны на совместном анализе преобразованных полей силы тяжести и геомагнитного);

4) прогноз участков рудопроявлений различного типа в фундаменте крупных впадин и прогибов региона. Используются корреляционные связи подобных существующих геологических ситуаций с гравитационными и магнитными (преобразованными) полями в различных районах исследуемого региона. Создаются подобные эталонные участки, которым затем находятся аналогичные гомологи в физических полях названных прогибов, и на этом основании делается заключение о приуроченности к нему соответствующих рудопроявлений и т.д.

Многие из процедур интерпретации имеют довольно сложное методическое обоснование и вычислительную проработку, для которой составлены соответствующие алгоритмическое и программное обоснования. Ниже подробно излагаются модель и примененные способы интерпретации.

Модель комплексной интерпретации геолого-геофизических данных включает как традиционные методы интерпретации (разложение полей на составляющие /Фотиади, 1955/, методы, основанные на корреляционных связях геологических ситуаций и гравиметрических и магнитных полей /Каратаев, 1966/), так и методические разработки автора, касающиеся пересчета полей в верхнее или нижнее полупространство.

МОДЕЛЬ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДЛЯ СТРУКТУР, ИМЕЮЩИХ ОСАДОЧНЫЙ ЧЕХОЛ

Цикл I. Преобразование полей ΔT_a и Δg

Исходные данные

Магнитное поле ΔT_a Гравитационное поле Δg , мощность осадочного чехла^х

Решение задач

Трансформация магнитного поля Разложение гравитационного поля на составляющие

1. Пересчет в верхнее полупространство на плоскость (выяснение пределов интегрирования и оценка погрешностей пересчитанных полей).

2. Дифференцированный пересчет на сложную поверхность (выяснение шага изменения уровня пересчета).

1. Гравитационное влияние осадочного чехла Δg_o .

2. Гравитационное влияние регионального фона $\Delta g_{p.ф.}$

Результаты

Преобразованное поле Z_ϕ (на уровень поверхности складчатого фундамента).

Преобразованное поле $\Delta g_{пр}$ (структурно-вещественные комплексы верхней части земной коры - складчатый фундамент).

Цикл II. Совместный анализ гравитационных и магнитных аномалий, основанный на соотношении Пуассона

Исходные данные

Преобразованное поле Z_ϕ .

Преобразованное поле $\Delta g_{пр}$.

Решение задачи

Остаточное поле Δz ($\Delta z = Z_\phi -$ псевдомагнитное).

Остаточное поле $\Delta g_{ост}$ ($\Delta g_{ост} = \Delta g_{пр} -$ псевдогравитационное).

Результаты

1. Выделение типов блоков земной коры.

2. Карта глубинных разломов (зон проницаемости), выделение металлогенических зон в верхней части земной коры.

* В случае отсутствия данных о мощности осадочного чехла (Минусинский прогиб) его мощность определялась по специальным программам /Караева и др., 1973/. Исходным материалом в этом случае служили мощность осадочного чехла по сейсмическим профилям и гравитационные данные.

3. Схема коэффициентов пуассоновой связи.

Цикл III. Глубинное районирование земной коры

Исходные данные

Гравитационное поле в редукции Отметки дневного рельефа
Буге

Решение задачи

1. Карта изостатических аномалий силы тяжести Δg_u .
2. Гипотетическая мощность земной коры H_M .

Результаты

Глубинное районирование земной коры.

Цикл IV. Поиск прогнозных металлогенических участков

Исходные данные

Преобразованное поле Z_ϕ . Вещественный состав геологических образований.

Подготовительные операции и решение задачи

1. Выбор эталонных участков.
2. Составление микроматриц.
3. Чистка эталонного пространства.

Результаты

Плановое положение прогнозных участков.

Ниже на примере Кузнецко-Минусинского региона описан каждый из циклов решения задачи изучения вещественного состава фундамента прогибов и их металлогенической зональности.

Цикл I предусматривает приведение магнитного и гравитационного полей к виду, отображающему единый аномалиеобразующий эффект (от структурно-вещественных комплексов складчатого основания). В этом плане рассмотрены трансформация магнитного поля в верхнее полупространство на плоскость и для прогибов с большой мощностью осадочного чехла - дифференцированный пересчет.

Пересчет магнитного поля в верхнее полупространство на плоскость

Первая задача, для решения которой необходимы трансформации полей, состоит в районировании исследуемого региона по наиболее характерным особенностям поля, отвечающим крупным геологическим структурам. Для трансформации магнитного поля применялся пересчет его в верхнее полупространство на разные высоты: пересчет на высоту 2 км затушевывает воздействие мелких объектов, расположенных вблизи дневной поверхности, пересчет на 16 км позволяет использовать такое поле для крупного районирования территории, а также выявить возможную связь трансформирован-

ных магнитных аномалий с особенностями строения более глубоких частей земной коры.

Пересчет аномального магнитного поля в верхнее полупространство выполнялся с использованием интегрального преобразования Пуассона:

$$Z_h f(x, y) = (h/2\pi) \iint_{-\infty}^{\infty} f(x', y') dx' dy' / \sqrt{[(x-x')^2 + (y-y')^2 + h^2]^{3/2}}, \quad (1)$$

где $f(x', y')$ – значения аномального поля в пунктах плоскости наблюдения, $Z_h f(x, y)$ – искомые значения аномального поля в пунктах на плоскости с высотой h . При этом потребовалось определить пределы интегрирования при высотах пересчета 2, 8 и 16 км. Чтобы решить, возможен ли пересчет магнитного поля на разные высоты при одном пределе интегрирования, оптимальные пределы интегрирования определялись на некотором принятом эталонном участке карты ΔT_a с характерной для Кузнецко–Минусинского региона морфологией магнитного поля. На рис. 9 приведены данные пересчета магнитного поля на высоту H (2 км), где $R_{1, 2, 3}$ – заданные пределы интегрирования и соответствующие им средние значения пересчитанных полей. При некоторой величине R_k (в нашем случае $R_2 = 5H$) происходит довольно резкий перегиб, после которого величина R почти не изменяется и может считаться конечным пределом интегрирования. Из графика рис. 9 вытекает, что при переходе от R_1 к $R_2 = 5H$ величина ΔT_a меняется на 65%, а при переходе R_2 к $R_3 = 10H$ она меняется только на 8%. Следовательно, достаточно принять $R_k = \pm 5H$ и считать эту величину конечным пределом интегрирования.

Подобный выбор предела интегрирования обосновывается примером эталонного участка (рис. 10), магнитное поле которого пересчитывалось в верхнее полупространство на высоту 2 км с $R_1 = \pm 20H$ и $R_2 = \pm 5H$, на высоту 8 км с $R_1 = \pm 5H$ и $R_2 = \pm 1,25H$. Пределы интегрирования при пересчете поля на высоту 2 и 8 км разнятся в 4 раза, однако морфология поля в том и другом случае имеет незначительные различия. Остаются характерные черты поля, аномальные зоны сохраняют свое местоположение, а градиенты – направление. В результате такого анализа для пересчета магнитного поля Кузнецко–Минусинского региона в верхнее полупространство был определен постоянный предел интегрирования и выбрана палетка с радиусом 10 км для высот пересчета 2 и 8 км (см. рис. 10).

Суммарная среднеквадратическая ошибка пересчитанного поля определялась из анализа карт эталонных участков (см. рис. 10), полученных при разных пределах интегрирования (табл. 3). Все погрешности определены по отношению к принятой палетке с радиусом 10 км. Систематическая погрешность пересчета во всех случаях положительна, и поэтому при построении карт пересчитанного магнитного поля на высоту 8 и 16 км она исключалась довольно просто. Из данных табл. 4 следует: I – процент достоверности аномалий, если бы она была представлена одним пунктом; II – процент достоверности аномалий, проведенных по трем пунктам (наиболее вероятная погреш-

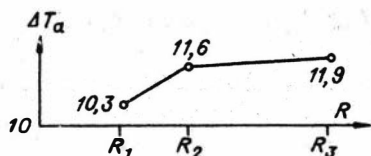


Рис. 9. Обоснование выбора пределов интегрирования.

$$R_1 = 2,5 \text{ Н}, R_2 = 5 \text{ Н}, R_3 = 10 \text{ Н}.$$

ность определения аномалии $\varepsilon/\delta \cdot 100\%/\sqrt{3}$). Данные табл. 3 и 4, а также сопоставление морфологии магнитного поля при разном радиусе интегрирования показывают, что для мелкомасштабного районирования пересчет магнитного поля в верхнее полупространство на высоту 8 и 16 км с карт масштаба 1:200 000 может быть вполне осуществлен с постоянным $R = \pm 10 \text{ км}$. (Результаты пересчета аномального магнитного поля в верхнее полупространство и принципы районирования изложены в работе "Тектоника и глубинное строение..." /1973/.)

На рис. 11 приведена схема районирования магнитного поля, пересчитанного на высоту 2 и 16 км. В основу районирования положены характеризующие магнитное поле признаки — простирание, интенсивность, знак и размеры аномалий. Комбинации этих признаков позволяют выделить семь типов полей.

Остановимся подробнее на использовании гравитационных и магнитных полей для геологической интерпретации Кузнецко-Минусинского региона. Значительную часть исследуемой территории занимают положительные структуры и крупные прогибы, выполненные мощными осадочно-вулканогенными комплексами.

Дифференцированный пересчет магнитного поля на сложную поверхность

При трансформации наблюдаемого магнитного поля ΔT_α использовались методические разработки Б.П. Ватлина /1971/, основанные на вычислении интегралов типа свертки /Страхов, 1968/, приближенных двойной суммой:

$$A(x, y) = \sum_{k=-n}^n \sum_{l=-m}^m C_{k,l} f(x+k\Delta, y+l\Delta), \quad (2)$$

где $C_{k,l}$ — коэффициенты пересчета, определенные по формуле

$$C_{k,l} = \frac{1}{\pi^2} \int_0^{\pi/2} \int_0^{\pi/2} \frac{1}{1+P} \sqrt{a^2 - 2} \cos k\alpha \cos l\beta d\alpha d\beta. \quad (3)$$

Здесь $P = h/\Delta$, h — высота пересчета, Δ — шаг.

При пересчете магнитного поля над прогибами в верхнее полупространство либо на фундамент введена составляющая, которая дифференцирует пересчет поля, приближая его к кривой поверхности, т.е. учитывает геометрию фундамента прогибов. Эта методика была показана на примере Кузнецкого прогиба /Шарловская, 1973/ (рис. 12).

Применяя эту методику, необходимо знать для установления высот пересчета в разных его частях мощность немагнитных осадочных образований, выполняющих прогиб. Учитывая глубины до магнитоактивных источников, определяемых по характерным точкам графиков Z (7–9 км), максимальной та-

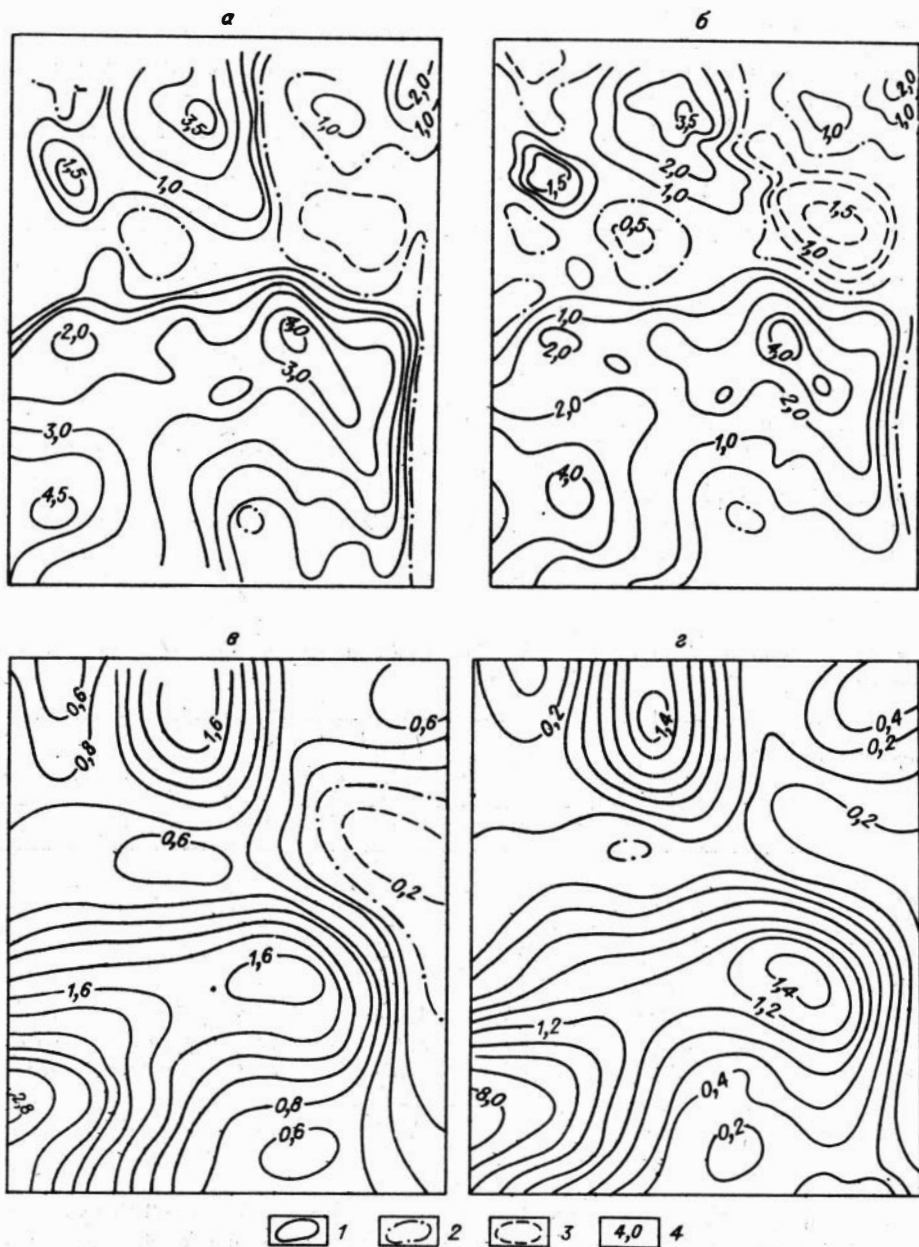


Рис. 10. Магнитное поле, пересчитанное в верхнее полупространство на высоту 2 км (а, б) и 8 км (в, г). Пределы интегрирования: а - $R = \pm 20H$, б - $R_2 = \pm 5H$, в - $R_1 = \pm 5H$, г - $R_2 = \pm 1,25H$. Изолинии магнитного поля: 1 - положительные; 2 - нулевые; 3 - отрицательные; 4 - напряженность поля, 100 нТл.

Таблица 3

Среднеквадратическая ошибка пересчитанного поля при разных пределах интегрирования

Погрешность, γ	$H = 2 \text{ км};$ $R_1 = \pm 20 H$	$H = 8 \text{ км};$ $R_1 = \pm 5H$	$H = 16 \text{ км};$ $R_1 = \pm 2,5 H$
	Средняя квадратическая ошибка: определения пункта (вычислялась по формуле $[d^2] / 2n = \varepsilon$)	$\pm 4,3$	$\pm 16,3$
определения планового положения (вычислялась по формуле $[d] /$ $/n = m$)	$\pm 2,6$	$\pm 5,5$	$\pm 9,9$
Систематическая (фоновая) ошибка (вычислялась по формуле $\gamma_2 - \gamma_1 = m_\phi$)	$+13,0$	$+40,0$	$+54,0$

Таблица 4

Вероятная среднеквадратическая ошибка изображения магнитного поля в зависимости от интенсивности аномалий

Значения аномалий, γ	$H=2 \text{ км};$ $\varepsilon = \pm 4,3$		$H=8 \text{ км};$ $\varepsilon = \pm 16,3$		$H=16 \text{ км};$ $\varepsilon = \pm 16,9$	
	I	II	I	II	I	II
	1000	0,43	0,25	-	-	-
800	0,53	0,31	-	-	-	-
700	0,61	0,35	-	-	-	-
500	0,71	0,41	-	-	-	-
400	1,07	0,62	4,07	2,38	-	-
200	2,15	1,19	8,15	4,76	8,00	4,65
100	4,30	2,50	16,30	9,53	16,90	9,30
Среднее	1,40	0,81	9,50	5,55	11,95	6,97

кой высотой пересчета магнитного поля можно принять 8 км. Для сравнения магнитного поля от фундамента, залегающего на различных глубинах, с магнитным полем складчатого обрамления, например пересчитанным в верхнее полупространство на высоту 8 км, необходимо поле над прогибом "поднимать" на отдельных его участках на различную высоту. В центре, где мощность осадочных образований близка к 8 км (рис. 3, отрезок СД), аномальное поле ΔT_a не трансформируется. По мере удаления от центральной части прогиба к периферии высота пересчета (H_x) определяется как разность $H_x = H_0 - H$, где H_0 - выбранная высота пересчета, равная в нашем случае 8 км (максимальная глубина залегания фундамента), H - средняя мощность осадочных образований в различных частях прогиба. Для интервала глубин

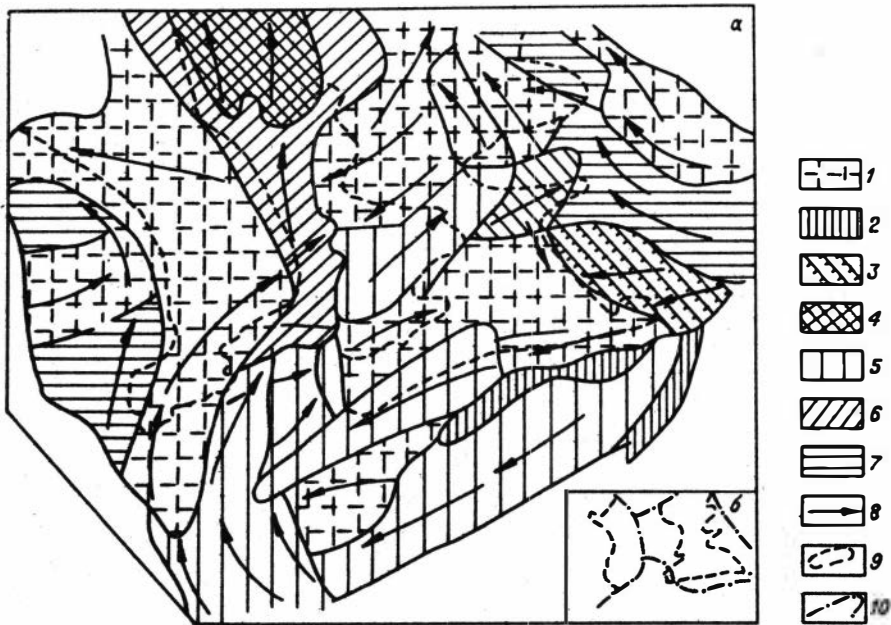


Рис. 11. Схема типов полей магнитного поля ΔT_a Кузнецко-Минусинского региона, пересчитанного на высоту 2 км (а) и 16 км (б). ΔT_a : 1 - положительные аномалии различной интенсивности с малыми градиентами разнообразных простираний, 2 - цепочки локальных аномалий различной интенсивности, 3 - фоновые значения ΔT_a преимущественно положительные с интенсивными положительными локальными аномалиями различной формы и простираний, 4 - чередование положительных и отрицательных аномалий, 5 - преимущественно отрицательное поле ΔT_a с отдельными положительными аномалиями, 6 - отрицательное поле ΔT_a , осложненное мелкими положительными аномалиями, 7 - отрицательное поле ΔT_a , 8 - направление простирания основных аномальных зон, 9 - границы прогибов, 10 - то же, крупных регионов земной коры в пересчитанном поле ΔT_a на высоту 16 км.

7-5 км (С'С и Д Д') и 5-3 км (С'С'' и Д' Д'') и 1-0 (С'С''' и Д'' Д''') высота пересчета составляет соответственно 2, 4 и 8 км.

Задача трансформации поля дифференцированным методом может быть решена и при "опускании" магнитного поля на фундамент. В этом случае производятся те же операции, только в зеркальном отображении.

Дифференцированный пересчет магнитного поля можно использовать и для получения глубин залегания фундамента, которые определяются при максимальном соответствии морфологии и интенсивности аномалий над прогибом либо впадиной и складчатым обрамлением путем подбора соответствующих высот пересчета.

Для автоматического решения задачи составлена программа в кодах БЭСМ /Захарова, 1977/. Программой обеспечиваются вычисления коэффициентов пересчета, трансформации заданного магнитного либо гравитационного полей на указанные высоты и монтаж резульативной матрицы (карта пере-

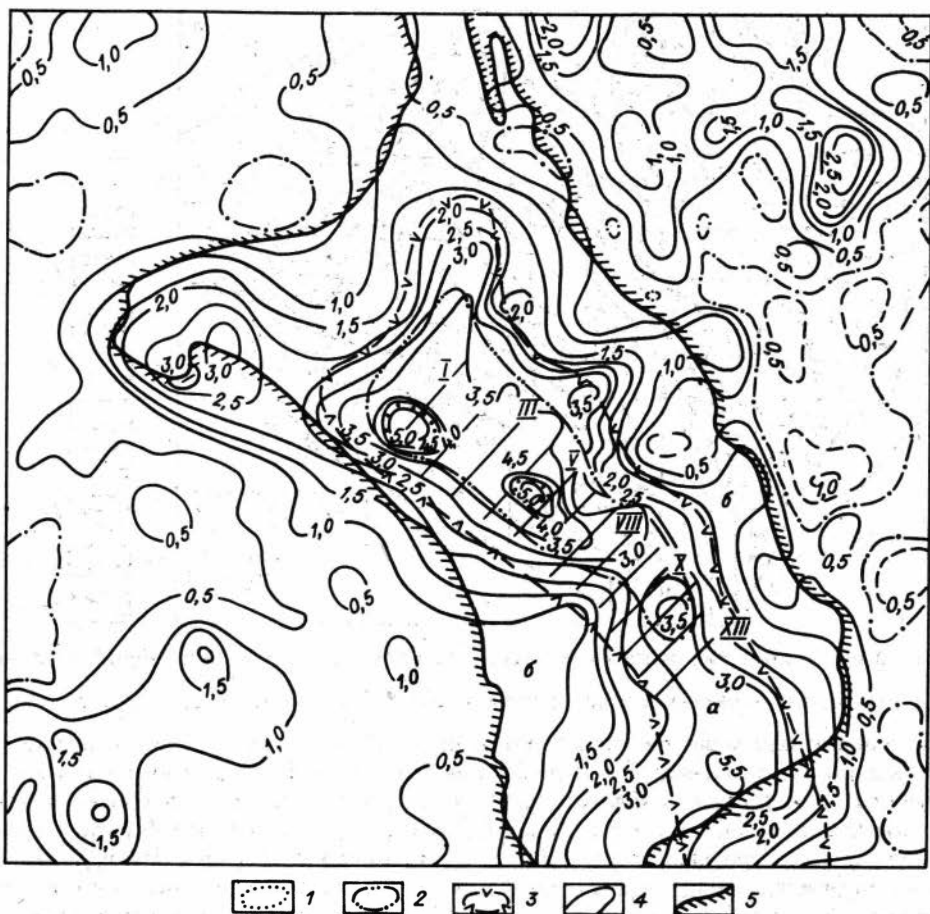


Рис. 12. Схема магнитного поля Кузнецкого прогиба с исключенным воздействием осадочного чехла.

а - центральная часть прогиба: 1 - значения поля ΔT_a , соответствующие участкам, где мощность осадочного чехла 7-8 км, 2 - значения поля ΔT_a , пересчитанного на 2 км, отвечающие участкам мощности чехла 5-7 км, 3 - значения поля ΔT_a , пересчитанного на 4 км, отвечающие участкам при мощности чехла 3-5 км, 4 - изолинии магнитного поля 100 нТл; б - периферийные части прогиба, где значения поля ΔT_a , пересчитанного на 8 км, соответствующие участкам при мощности чехла 0-3 км. 5 - граница Кузнецкого прогиба, I - XIII - расчетные профили.

считанного поля). В программе каждый участок пересчета должен быть охарактеризован пятью числами: высотой (H), координатами (X, Y) и размерами участка (P, q), где P - число узлов в строке, q - число строк. Количество участков (K) в трансформируемой матрице не должно превышать десяти.

На рис. 14 показан пример задания исходных данных и решение задачи дифференцированного пересчета наблюдаемого магнитного поля. Здесь $X=U=0$, а $P_1 = P$ и $q_1 = q$, т.е. первый пересчет производился по полной матри-

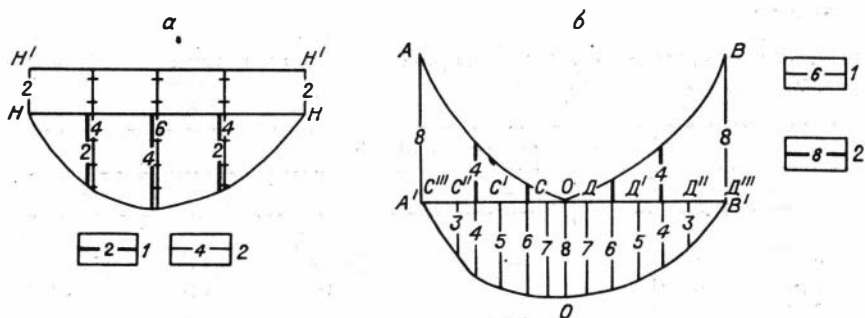


Рис. 13. Схема различных пересчетов магнитного поля в верхнее полупространство.

а - на плоскость: Н-Н - дневная поверхность; Н' - Н' - плоскость, на которую пересчитывается магнитное поле; 1, 2 - глубины до фундамента до пересчета (1) и после пересчета (2); б) на поверхность, равноудаленную от поверхности фундамента: 1 - глубины до фундамента; 2 - высоты, на которые необходимо пересчитать поле.

це на одну высоту, в данном случае на 8 км, а затем отдельные участки матрицы пересчитывались на различные высоты h_j , $j = 1, 2, \dots, K$. С учетом размера принятой палетки $(2n - 1)$, $(2m - 1)$ и монтируется результирующая матрица (табл. 5). В результате решения получены коэффициенты трансформации каждого из K -участков и результирующая матрица комбинированно-трансформированного поля /Захарова, Шарловская, 1975/.

Полученные среднеквадратические отклонения для различного уровня пересчета магнитного поля имеют различные величины. Нетрудно убедиться, что перепад уровня пересчета в 2 км дает стабильную среднеквадратическую ошибку, равную ± 3 нТл. При изменении шага пересчета погрешность увеличивается, откуда следует, что лучше производить дифференцированный пересчет аномального магнитного поля на сложную поверхность с равным шагом изменения уровня пересчета, приближаясь тем самым к кривой поверхности.

Ниже приведены данные сравнения карт магнитного поля, полученных при его пересчете на плоскость и сложную поверхность, по серии профилей (рис. 15), равномерно заданных через Кузнецкий прогиб (см. рис. 12):

Номер профиля	Среднеквадратическая ошибка	Номер профиля	Среднеквадратическая ошибка	Номер профиля	Среднеквадратическая ошибка
I	16	V	108	IX	46
II	15	VI	110	X	46
III	47	VII	78	XI	8
IV	97	VIII	66	XII	18
				XIII	42

Как видим, среднеквадратические ошибки значений магнитного поля при разных методиках пересчета колеблются в пределах 8-110 нТл.

Наибольшие их значения, как и следовало ожидать, соответствуют центральной части прогиба, где мощность осадочных образований максимальна.

Дифференцированным способом пересчитано магнитное поле исследуемой

Таблица 5

Сводка полей, пересчитанных в верхнее полупространство на границах различных высот

Высота пересчета					
0	2	2	4	4	8
3,4	3,6	1,1	1,1	1,2	0,9
4,6	4,5	1,9	1,8	1,8	1,3
3,4	3,6	2,5	2,3	1,9	1,3
2,7	2,9	2,3	2,1	1,5	0,9
2,1	2,9	3,5	3,5	2,4	1,5
3,8	3,9	0,6	1,3	2,4	1,4
4,2	4,1	0	0,1	0,2	0,2
3,3	3,4	1,4	1,4	1,1	0,7
3,3	3,1	2,1	2,0	1,4	1,0
2,2	2,6	2,5	2,3	1,9	1,3
4,2	4,1	2,4	2,4	1,9	1,2
3,9	4,0	3,3	3,1	1,6	0,8
3,1	3,2	-0,2	0,6	2,6	1,6
4,1	3,6	0,4	0,4	1,4	0,9
2,3	2,1	1,5	1,5	0,4	0,2
4,8	4,5	2,4	2,2	1,1	0,6
3,7	3,7	2,4	2,3	1,6	1,1
2,8	3,0	2,8	3,0	2,0	1,3
3,8	3,8	2,6	2,7	1,8	1,1
2,4	2,1	-0,4	0,3	2,0	0,9
$m = \pm 0,03$		0,6	0,6	3,0	1,8
		1,7	1,6	1,0	0,5
$m = \pm 0,03$		2,5	2,3	0,5	0,3
		2,4	2,2	1,7	1,2
		3,3	3,4	2,0	1,3
		1,7	2,1	1,6	1,0
		-0,3	0,1	2,3	1,1
		0,8	1,0	3,0	1,7
		$m = \pm 0,07$		0,5	0,3
				0,8	0,5

области (рис. 16). Анализ карты показывает, что Кузнецкий и Минусинский прогибы четко выделяются специфическими аномальными зонами субширотного, северо-западного и северо-восточного простираний, причем локализованность аномалий позволяет судить о концентрации магнитоактивных объектов в фундаменте прогибов. Методика пересчета аномального магнитного поля на сложную поверхность оказалась эффективной как при изучении фундамента дейтероорогенных прогибов, так и локальных рифтовых впадин /Новоселова и др., 1982/.

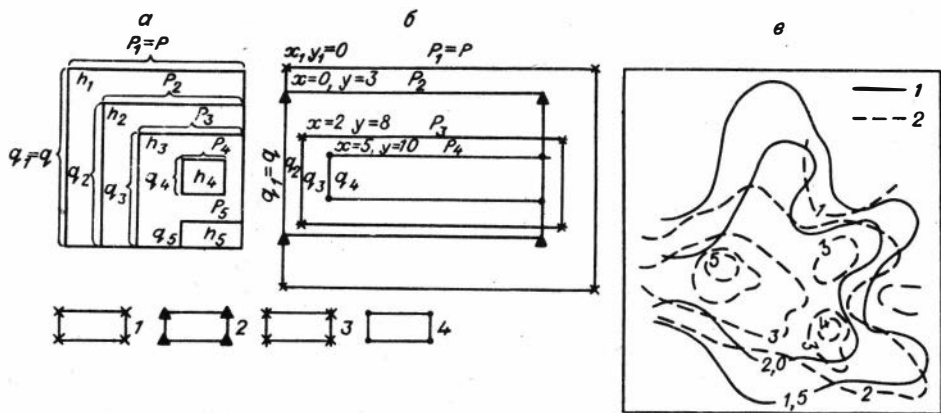


Рис. 14. Дифференцированный пересчет магнитного поля на сложную поверхность с использованием ЭВМ.

а - пример задания исходных данных: $P_i q_i$ - размеры участков, h_i - высота пересчета; б - матрица подготовки магнитного поля для дифференцированного пересчета в верхнее полупространство (области магнитного поля ΔT_a пересчитанного в верхнее полупространство на различные высоты: 1 - на 8 км, 2 - на 4 км, 3 - на 2 км, 4 - не пересчитывается); в - карта изолиний (100 нТл) трансформированного магнитного поля центральной части Кузнецкого прогиба: 1, 2 - пересчитано при $H = 8$ км на плоскость (1) и на сложную поверхность (2).

Разложение гравитационного поля на составляющие

1. Исключение влияния осадочного чехла из поля силы тяжести (редукция Буге) произведено для Минусинского прогиба (для Кузнецкого нами использованы аналогичные расчеты /Семеркин, 1971/). Для определения мощности осадочного чехла и его гравитационного влияния применялись программы "регрессия-анализ" и "регрессия-прогноз" /Каратаев и др., 1973/ и программа А.И. Каленицкого, В.П. Смирнова /1973/, предусматривающая вычисление гравитационного влияния от заданной контактной поверхности.

При вычислении мощности осадочного чехла исходными материалами служили профили МОВ - Черногорск - Иваново и Черногорск - Аршаково /Сурков, 1960/ и данные гравитационного и магнитного полей. На стадии анализа получены коэффициенты со средней квадратической ошибкой $\pm 0,359$ км при заданной ошибке $\pm 0,4$ км. В результате построена карта мощности средне-, верхнепалеозойских отложений (рис. 17) с точностью $\pm 0,4$ км. Эта ошибка складывается из следующих погрешностей: а) ошибки определения коэффициентов, равной $\pm 0,359$, б) ошибки интерполяции, равной 0,100 км. Учитывая эти погрешности, изогипсы, характеризующие мощность средне-, верхнепалеозойских отложений, провели через 1 км и лишь на участках градиентных зон - через 500 м.

Карта мощности средне-, верхнепалеозойских отложений послужила исходным материалом при вычислении гравитационного влияния осадочного чехла.

Для того чтобы гравитационное поле было близко по сущности к магнитному, т.е. отражало верхнюю часть земной коры, необходимо из него исключить региональную составляющую, обусловленную глубинными факторами.

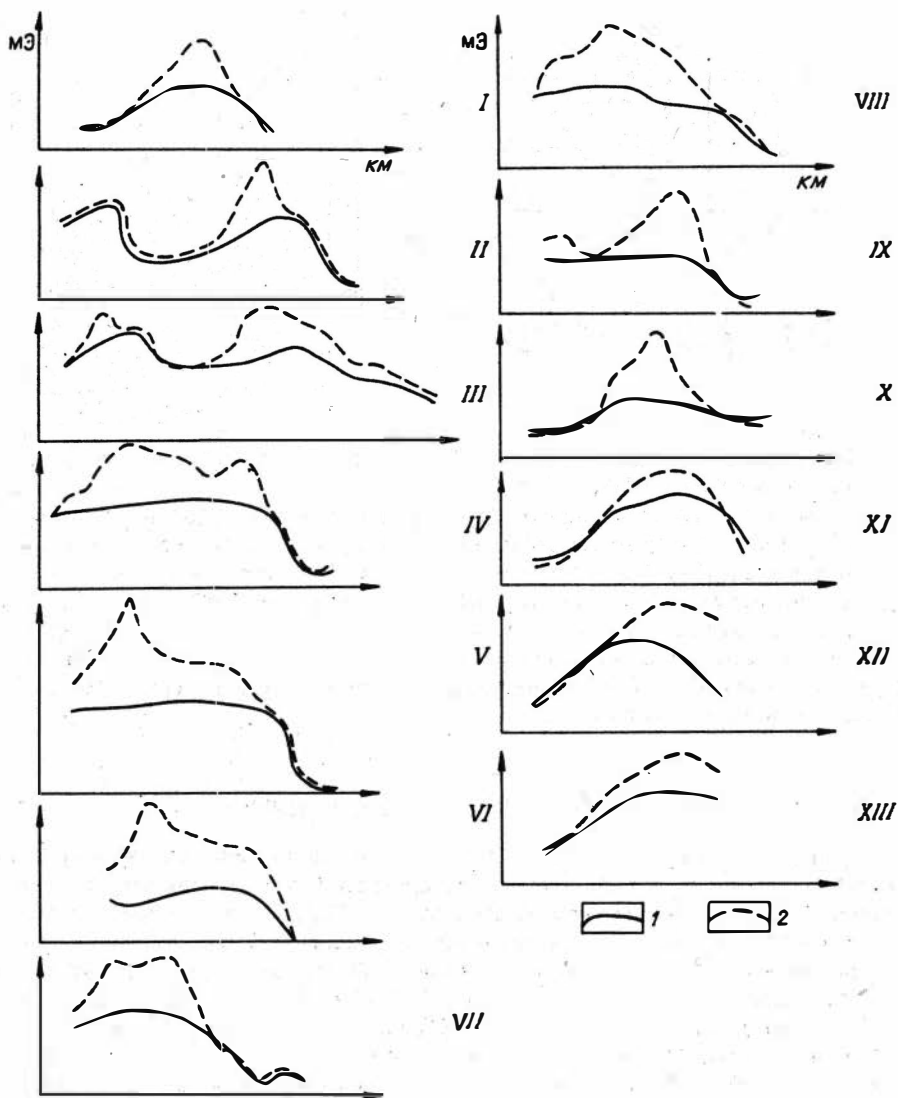


Рис. 15. Графики сравнения магнитных полей, пересчитанных различными способами.

I - XIII - профили (см. на рис. 12); 1 - поле ΔT_a пересчитано на плоскость и 2 - на кривую поверхность.

2. Региональный фон вычислялся методом осреднения гравитационного поля палеткой с радиусом 60 км, который был определен из средних размеров геологических структур и имеющихся сейсмических данных (рельеф поверхности Мохоровичича).

Таким образом были преобразованы магнитное (Z_ϕ) и гравитационное ($\Delta g_{пр}$) поля для совместного анализа гравитационных и магнитных аномалий, основанного на соотношении Пуассона.



Рис. 16. Карта магнитного поля Кузнецко-Минусинского региона, пересчитанного дифференцированным способом в верхнее полупространство на высоту 8 км.

1 - изолинии магнитного поля, 100 нТл (а - положительные, б - нулевые, в - отрицательные); 2 - границы Кузнецкого и Минусинского прогибов.

Совместный анализ гравитационных и магнитных полей

Цикл II предполагает тектоническое районирование на основе соотношения Пуассона, связывающего магнитный и гравитационный потенциалы:

$P = (J/f\sigma) \cdot (\partial V / \partial i)$, где P - магнитный потенциал тела, V - потенциал его притяжения, J - намагниченность (постоянная для всего объема тела), i - направление намагниченности /Идельсон, 1936; Каратаев, 1961; Ватлин, 1971; Ватлин и др., 1973; Шарловская, 1974а-в, 1978; и др./.

Предполагается, что источники, вызывающие гравитационные и магнитные аномалии, обладают однородной плотностью σ и однородным вертикальным намагничиванием J .

По преобразованному гравитационному полю $\Delta g_{пр}$ вычисляется псевдомагнитное поле и сравнивается с преобразованным полем Z_{ϕ} . В том случае, когда эти поля сходны, т.е. их разница равна нулю, считается, что они вызваны одними и теми же источниками. В противоположном случае получаем остаточное поле, обусловленное источниками, в пределах которых сохраняется однородная плотность, а намагничение, по-видимому, имеет отличное от вертикального направление, но в целом стабильное для каждого аномалиеобразующего объекта.

Для районирования используются "остаточные" магнитные и гравитацион-

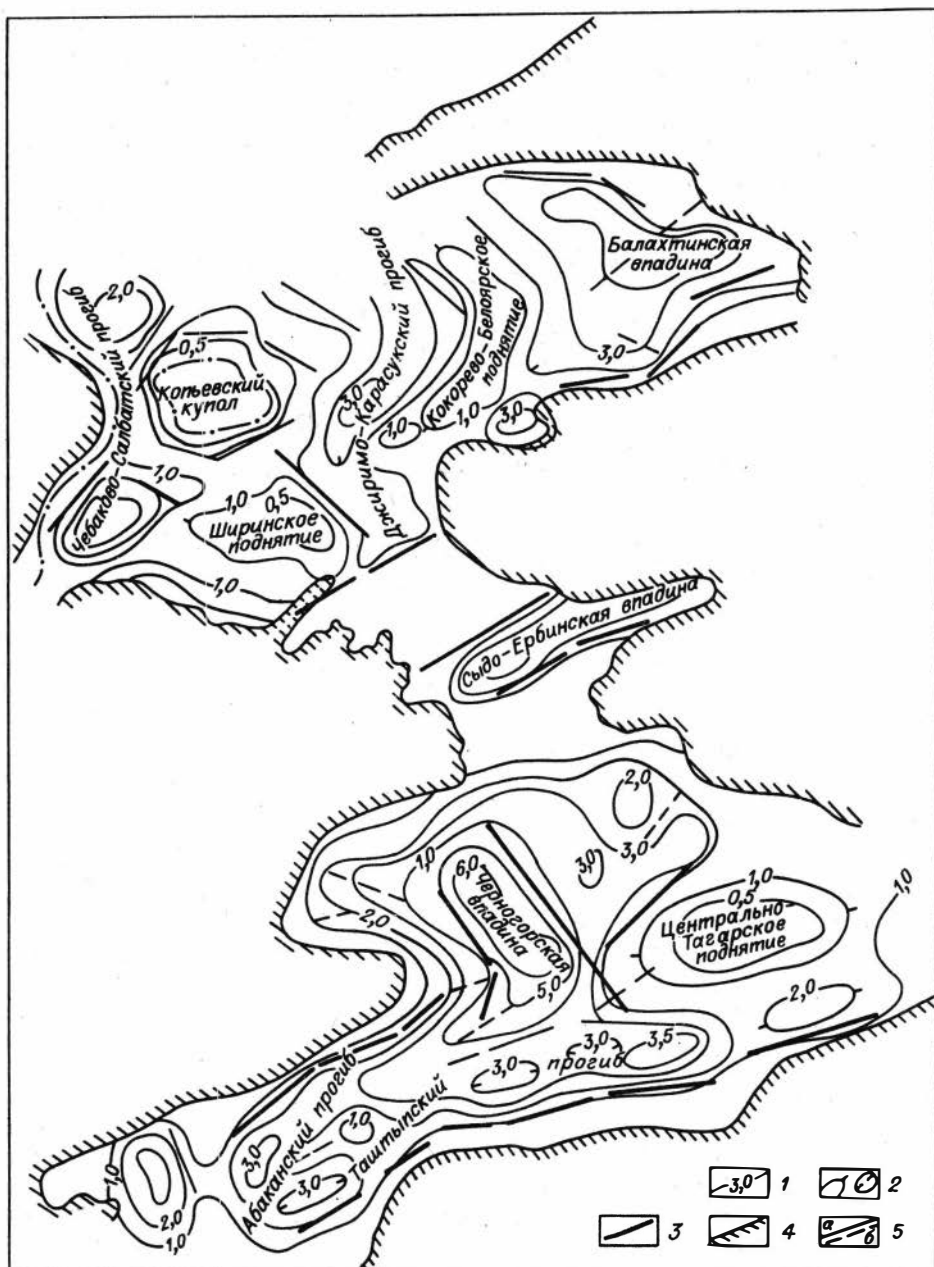


Рис. 17. Карта структурно-тектонического районирования осадочного чехла Минусинского прогиба.

1 - изопахты, км; 2 - поднятия, прогибы; 3 - зоны максимальных градиентов мощности осадочных отложений; 4 - выходы пород фундамента на поверхность; 5 - тектонические нарушения (а - первого, б - второго порядков).

ные поля, определенные как разность полей, преобразованных и вычисленных псевдомагнитных и псевдогравитационных. Остаточное магнитное поле вычисляется по формуле /Ватлин, 1971; Захарова, 1977/

$$\Delta z = SZ_{\varphi} - \|SZ_{\varphi}\| / \|SD_z \Delta g\| \cdot SD_z \Delta g, \quad (4)$$

где Δz - остаточное магнитное поле, Z_{φ} - преобразованное магнитное поле, S - сглаживающий оператор (пересчет в верхнее полупространство), D_z - оператор вычисления вертикального градиента.

Вертикальный градиент силы тяжести рассчитывался на высоте 2 км с использованием сетчатого оператора, находящегося симметрично относительно магнитной оси. Направление константы намагничивания \mathcal{A} образует угол i с осью X и лежит в плоскости XZ . В нашем случае угол $i = 90^\circ$, сетчатый оператор имеет ячейки 9×9 пунктов в масштабах карты. Величины $\|SZ_{\varphi}\|$ и $\|SD_z \Delta g\|$ вычислялись по формулам:

$$\|SZ_{\varphi}\| = \sqrt{\sum_i \sum_j (SZ_{ij})^2}; \quad (5)$$

$$\|SD_z \Delta g\| = \sqrt{\sum_i \sum_j (SD_z \Delta g_{ij})^2}; \quad (6)$$

$$C = \|SZ_{\varphi}\| / \|SD_z \Delta g\|. \quad (7)$$

В работе Б.П. Ватлина /1971/ показано, что при постоянной плотности σ и вертикальной интенсивности намагничивания I величина $\|SZ_{\varphi}\| / \|SD_z \Delta g\|$ близка к отношению $I/f\sigma$ (коэффициент C). В результате вычислений по площади выделяются аномалии тех источников, которые по отношению I/σ резко отличаются от его среднего значения для всей исследуемой области. Рис. 18 иллюстрирует остаточное магнитное поле над прогибами и их складчатым обрамлением. На трансформированных картах особенности геологической структуры исследуемого региона проявляются более контрастно.

Остаточное гравитационное поле как разность преобразованного и псевдогравитационного получается следующим образом:

$$\Delta g_{\text{ост}} = \Delta g_{\text{пр}} - \|SD_z \Delta g\| / \|SZ_{\varphi}\| \cdot D_z^{-1} Z, \quad (8)$$

где $\Delta g_{\text{пр}}$ - преобразованное поле силы тяжести, D_z^{-1} - оператор вычисления магнитного потенциала, S - сглаживающий оператор.

Карты остаточных гравитационного (рис. 19, а) и магнитного (рис. 19, б) полей используются для Минусинского прогиба, в пределах которого выделены следующие зоны, характеризующие фундамент: I - преимущественно отрицательные остаточные поля $\Delta g_{\text{ост}}$ и Δz ; II - интенсивное положительное поле $\Delta g_{\text{ост}}$ и слабоинтенсивное положительное поле Δz ; III - интенсивные минимумы $\Delta g_{\text{ост}}$ и слаболожительное поле Δz ; IV - интенсивное положительное поле Δz и знакопеременное гравитационное с субширотной полосовой структурой; V - преимущественно отрицательное гравитационное поле и слаболожительное поле Δz ; VI - преимущественно положительное поле силы тяжести и близкое к нормальному поле Δz ; VII - близкие к нормальному гравитационное и магнитное поля;



Рис. 18. Остаточное магнитное поле Кузнецко-Минусинского региона.

1-3 - изолинии (1 - положительные, 2 - нулевые, 3 - отрицательные), 4 - напряженность поля, 100 нТл.

VIII - слабоотрицательное $\Delta g_{\text{ост}}$ и слабоположительное Δz поля. Различные сочетания остаточных полей свидетельствуют о сложном структурно-вещественном строении фундамента Минусинского прогиба. Каждое из вышеприведенных сочетаний типов остаточных полей разграничивается зонами градиента остаточного гравитационного поля и сменой магнитного знака, что позволяет отождествить эти границы с зонами проницаемости фундамента прогиба.

С помощью соотношения Пуассона между I и σ можно определить среднюю магнитную восприимчивость (рис. 20) и среднюю плотность для крупных структур региона. Для этого в пределах исследуемого региона анализировались десять равномерно расположенных профилей (рис. 21), имеющих различные направления и протяженность (табл. 6). Как видно из графиков (см. рис. 21), корреляционная зависимость между изменениями средней плотности структурно-формационных зон и их средней магнитной восприимчивости примерно 85%. Остальные 15%, приходящиеся на прогибы и впадины, не имеют прямой корреляционной зависимости, потому что основной объем, входящий при вычислении плотности пород до глубины 15 км /Уманцев, 1972 (заимствованы исходные данные)/, составляют осадочные толщи. Поэтому при получении оптимальной корреляционной зависимости средних значений плотности и магнитной восприимчивости крупных структур региона необходимо исключить значения плотности пород, слагающих мощный осадочный чехол. Предполагая линейную зависимость между плотностью и магнитной восприимчивостью горных пород, построим уравнение регрессии вида $Ax + B = y$, где $x = \Delta \sigma$, $y = \bar{\rho}$. По 32 уравнениям для каждой точки профиля с известными значениями σ и $\bar{\rho}$ методом наименьших квадратов вычислены коэффициенты уравнения - $A = 8432$, $B = 276$. Средняя квадратическая ошибка коэффициентов 8-10%. Поправка

$$\Delta \sigma = \bar{\rho} - 276/8432. \quad (9)$$

Вычисленные нами плотностные поправки следует добавлять к данным /Уманцев, 1972/, характеризующим среднюю плотность пород структурно-формационных зон типа прогибов и впадин (табл. 7). Вероятная ошибка определения средней плотности исходных данных $m = \pm 0,02$ /Тектоника и глубинное строение..., 1973/. С учетом этого определения получена ошибка плотностных поправок по формуле (9), которая составляет $\pm 0,05$.

Некоторые дополнительные возможности применения совместного анализа гравитационных и магнитных аномалий предлагаются при использовании коэффициента C , ($I / f \sigma$), обозначающего соотношение намагниченности и плотности горных пород, слагающих исследуемый регион. В результате счета на ЭВМ для исследуемой территории получено 13 коэффициентов (рис. 22), значение которых уменьшается в юго-восточном направлении, что обусловлено, вероятно, региональным уменьшением в этом направлении $I / f \sigma$ намагниченности и плотности горных пород.

Таким образом, метод совместного анализа гравитационных и магнитных аномалий, основанный на соотношении Пуассона и применяемый /Ватлин, 1971/ для разделения полей, использован нами при решении следующих частных задач:

районирования на отдельные зоны, характеризующиеся специфическим составом и физическими свойствами пород и соответствующей морфологией остаточных гравитационных и магнитных полей;

вычисления средней магнитной восприимчивости крупных структур региона. Рассчитанные графики корреляции средних плотностей и магнитной вос-

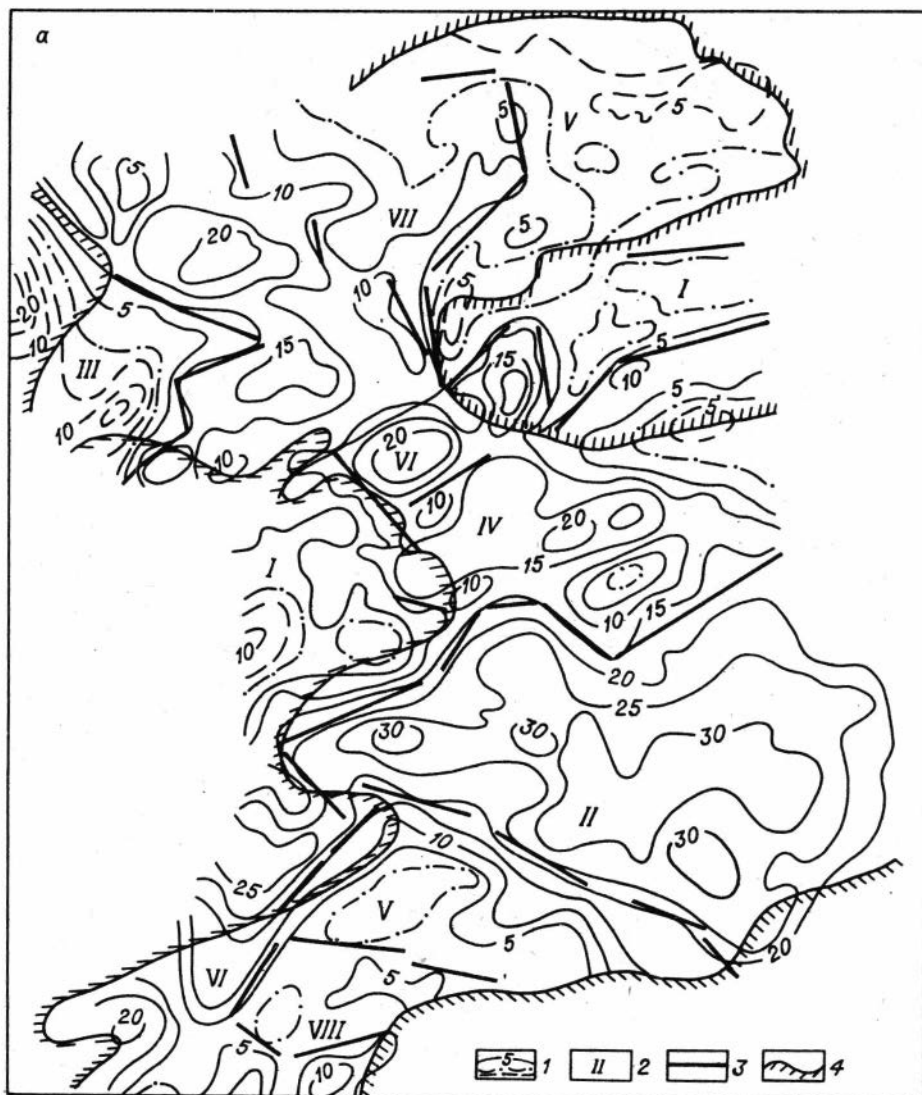
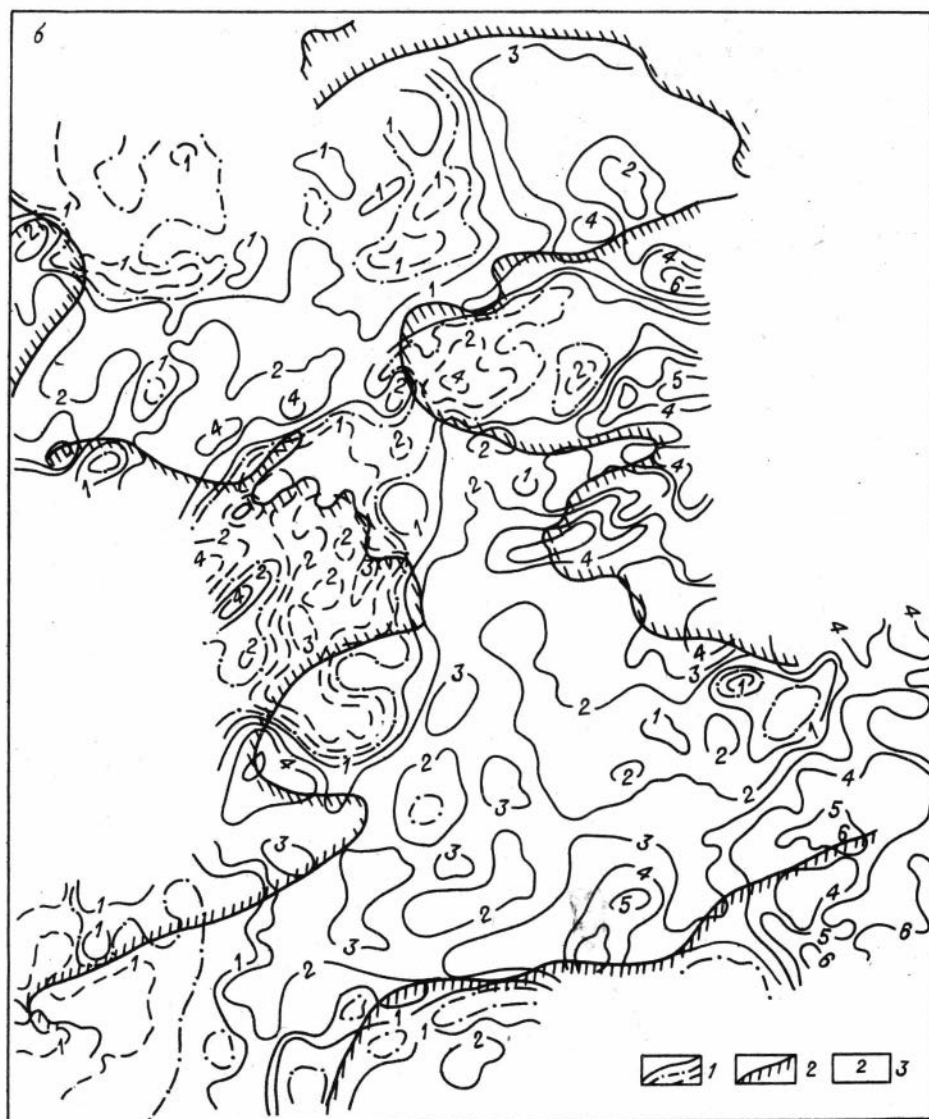


Рис. 19. Карта остаточных полей Минусинского прогиба.

а - гравитационного: 1 - изолинии остаточного поля силы тяжести, 2 - типы остаточных полей, 3 - границы блоков фундамента, 4 - границы прогиба; б - магнитного: 1 - изолинии поля ΔT_a , 2 - граница прогиба, 3 - напряженность поля, 100 нТл.

приемчивости подтверждают предположение о региональной корреляции и магнитной восприимчивости горных пород, характеризующих ту или иную структуру.

Согласно расчетам по профилю АБ (см. рис. 20), над юго-восточной частью Минусинского прогиба в разрезе существуют два яруса магнитоактивных тел (в верхней и нижней частях коры), разделенных слабомагнитным веществом земной коры /Витте и др., 1979/. Намагниченность нижней части



коры выше, чем верхней, и составляет $3000 \cdot \pm 10^{-6}$ СГС (рис. 23)*. Это еще раз подтверждает, что совместный анализ гравитационных и магнитных аномалий через соотношение Пуассона может быть применен для рекогносцировочного определения магнитной восприимчивости в разрезе структур.

Глубинное районирование земной коры

На стадии цикла III исследуется глубинное строение региона. Последнее изучено несколькими профилями ГСЗ и МОВ /Сурков, 1960; Крылов и др., 1968, 1970, 1971/, дающими представление об общей мощности и ско-

* Вычисленная магнитная восприимчивость по коэффициенту пуассоновой связи $1/\beta$ составляет для Южно-Минусинской впадины около 2300×10^{-6} СГС.



Рис. 20. Районирование Кузнецко-Минусинского региона по среднему значению магнитной восприимчивости $\bar{\chi}$ в ед. 10^{-6} СГС:

1 - 2660-2782, 2 - 2266, 3 - 1615-1805, 4 - 1007-1182, 5 - 846-936, 6 - 634-700, 7 - 500-577, 8 - 327-417, 9 - 231-301, 10 - 127; I-X и AB - расчетные профили

ростной характеристике коры в целом и такой же характеристике осадочной толщи. На базе этих данных широко развиты методы определения мощности земной коры по гравитационным аномалиям и на основе теории изостазии /Артемов, 1965; Фотиади и др., 1965; Сурков, Морсин, 1971; Ватлин, Захарова, 1974; и др./.

Зависимость между мощностью земной коры, плотностью и высотой осредненного рельефа представляется в следующем виде:

$$H = H_0 + [(\sigma_h \cdot h) / (\sigma_4 - \sigma_3)] + H_0 [(\sigma_0' - \sigma_0) / (\sigma_4 - \sigma_3)] + (T_0 - H_0) \cdot [(\sigma_4 - \sigma_4^0) / (\sigma_4 - \sigma_3)], \quad (10)$$

где H_0 - нормальная мощность земной коры при $h = 0$ (H_0 принимается постоянной - 39 км), h - осредненная высота рельефа дневной поверхности Земли, σ_h - плотность пород выше уровня моря, σ_0 - плотность пород земной коры в пределах нормальной мощности, σ_0' - плотность пород земной коры в конкретном регионе, σ_3 - плотность базальтового слоя, σ_4 - плотность пород верхней мантии (от поверхности Мохоровичича до глубины компенсации), σ_4^0 - средняя плотность пород верхней мантии (от H_0 до T_0) для нормальной мощности коры принимается постоянной, T_0 - глубина поверхности компенсации (принимается постоянной - 100 км).

На рис. 24 приведены значения мощности земной коры, рассчитанные для западной и южной частей региона по вышеприведенной формуле /Тектоника и глубинное строение..., 1973/, а для оставшейся части территории мощность земной коры получена на основе зависимостей, предложенных в работе Б.П. Ватлина, Т.Л. Захаровой /1974/. Эти зависимости выявлены на

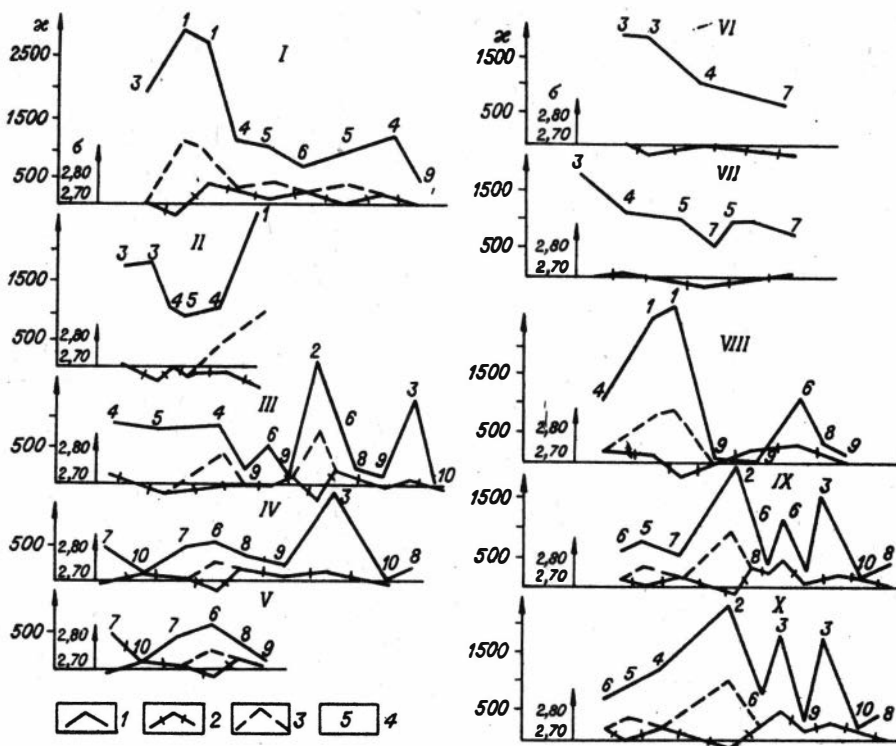


Рис. 21. Графики корреляции магнитной восприимчивости и плотности пород крупных структур региона.

1 — кривая средних значений магнитной восприимчивости горных пород крупных структур региона, 2 — то же, плотности горных пород крупных структур региона (15 км толща /по Уманцеву, 1973/), 3 — то же, плотности горных пород крупных структур региона с исключением влияния осадочных образований, 4 — номера структур, согласно их районированию по средним значениям магнитной восприимчивости (см. рис. 20).

основе использования гипотезы Эри в модификации Венинг — Мейнеца, которая предполагает, что топографические массы давят на кору и прогибают ее как упругую пластину, покоящуюся на жидком основании. В отличие от вышеописанной методики /Тектоника и глубинное строение..., 1973/ здесь введена весовая функция, учитывающая угол давления масс дневного рельефа на плоскость, отождествляемую с нормальной мощностью земной коры. Применение подобной методики ограничено районами, в которых земная кора близка к изостатическому равновесию. Схема изостатических аномалий (рис. 25) /Захарова, Шарловская, 1976/ показывает наличие положительных аномалий над структурами Кузнецкого Алатау, Салаира, Батенёвско-Беллыкской зоны поднятий и отрицательных — над южной частью Кузнецкого и Минусинского прогибов.

Коэффициенты корреляции между аномалиями Буте и высотами дневного рельефа (-0,76) /Ладьянин, 1971, 1973, 1976/ показывают, что исследуемый регион близок к изостатическому равновесию. Это и обосновывает возможность применения методов определения мощности земной коры, основанных на гипотезе изостази.

Таблица 6

Коэффициенты корреляции α и σ

Номер профиля	Протяженность, км	Количество пересекаемых крупных структур региона	Направление	Коэффициент корреляции α/σ
I	488	7	СЗ-ЮВ	0,82
II	325	6	ЮЗ-СВ	0,93
III	600	13	СЗ-ЮВ	0,64
IV	550	9	СЗ-ЮВ	0,73
V	300	6	СЗ-ЮВ	0,86
VI	400	4	СЗ-ЮВ	0,77
VII	400	6	СЗ-ЮВ	0,77
VIII	600	9	С-Ю	0,97
IX	525	10	СЗ-ЮВ	0,81
X	525	10	СЗ-ЮВ	0,81

Таблица 7

Средняя плотность пород фундамента некоторых впадин

Структурно-формационная зона	Исходная σ	Поправка $\Delta\sigma$	σ пород фундамента
	г/см ³		
Северо-Минусинская	2,70	0,07	2,77
Южно-Минусинская	2,67	0,23	2,90
Кузнецкий прогиб (восточная часть)	2,63	0,24	2,89

Предполагаемая мощность земной коры H /Ватлин, Захарова, 1974/ связана следующим соотношением с ее плотностью σ_k , избыточной плотностью верхней мантии $\Delta\sigma$ и высотой дневного рельефа h , осредненной по некоторой области:

$$H = H_0 + \sigma_k \iint_S h(x, y) \rho(x, y) dx dy / \Delta\sigma \iint_S \rho(x, y) dx dy. \quad (11)$$

Область интегрирования S представляет собой круг радиуса R_z при шаге задания топографических высот - $\Delta = 10$ км. При определении ΔH - приращения мощности земной коры к H_0 - принята весовая функция

$$\rho(x, y) = H_0 / (H_0^2 + x^2 + y^2)^{1/2}, \quad (12)$$

Рис. 22. Районирование Кузнецко-Минусинского региона по коэффициенту "С".

1 - границы зон, характеризующихся близкими значениями коэффициента "С" (0,13 - его значение); 2 - линии-контуры крупных структур региона.

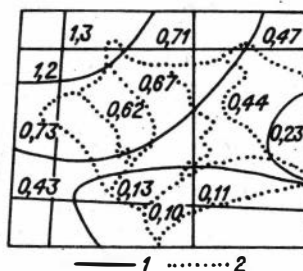
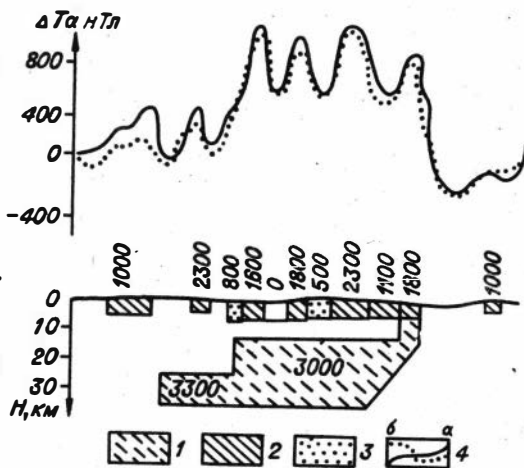


Рис. 23. Схема моделирования магнитных аномалий Минусинской зоны по профилю А-В (см. рис. 20) /Витте и др., 1979/.

1 - намагнитченные комплексы глубоких горизонтов коры, связанные с послойным насыщением ее разреза щелочными магматическими комплексами; 2 - намагнитченные тела щелочных гранитов и сиенитов; 3 - слабомагнитные комплексы верхней части земной коры (эффузивы и др.); 4 - кривая ΔT_a : а) наблюдаемая, б) рассчитанная; цифры - значения намагнитченности, ед. 10^{-6} сгс.



соответствующая направляющему косинусу давления масс рельефа на плоскость $Z = H_0$. Окончательно глубины до поверхности Мохоровичича определялись по формуле

$$H = H_0 + \frac{\sigma_k}{2\pi\Delta\sigma} \iint_S h(x, y) dx dy \left(H_0^2 + x^2 + y^2 \right)^{1/2} / \left[\left(H_0^2 + R_2^2 \right)^{1/2} - H_0 \right], \quad (13)$$

где S - круг, $x^2 + y^2 \leq R_2^2$ и $\rho(x, y)$ - некоторая весовая функция.

Изоглубины поверхности Мохоровичича для восточной части исследуемой территории, рассчитанные по формуле (13), контролировались данными ГСЗ (вблизи Новокузнецка) и промышленным взрывом (северная часть Западного Саяна). Отклонение вычисленных значений мощности коры от данных ГСЗ составляет $\pm 2,5$ км, а от данных промышленных взрывов - ± 4 км.

При глубинном районировании исследуемого региона исходными данными служили гравитационные аномалии в изостатической редукции Δg_u и вычисленная на основе региональной гипотезы Венинг - Мейнеца предполагаемая мощность земной коры H_M .

Соответствующая обработка /Заларова, Шарловская, 1977/ предусматривает

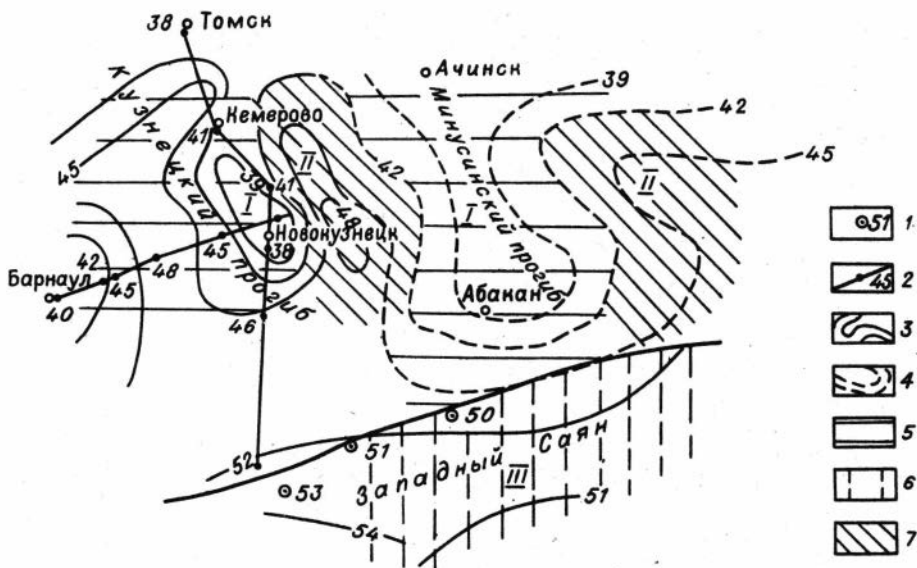


Рис. 24. Схема мощности земной коры Кузнецко-Минусинского региона.

1 - глубина до поверхности Мохоровичича (по данным промышленных взрывов), км; 2 - профили ГСЗ и глубины до поверхности Мохоровичича /Крылов и др., 1970, 1971/, км; 3 - изоглубины земной коры /Тектоника и глубинное строение..., 1973/; 4 - изоглубины земной коры по данным настоящего исследования; 5-7 - типы земной коры.



Рис. 25. Карта изостатических аномалий силы тяжести Кузнецко-Минусинского региона /по Захаровой, Шарловской, 1976/.

1 - относительно повышенное и 2 - относительно пониженное поля.

разбивку исследуемой области на K площадок, для каждой из которых по функциям Δg_u и N_M строится вектор признаков, состоящий из 28 статистических характеристик. Для каждой названной функции вычисляются средний квадрат функции, математическое ожидание и среднеквадратическое отклонение от среднего для самих функций, для их первых производных по X и Y , для модулей их градиентов и для углов между градиентами и постоянным вектором (1.1). Кроме того, для пары функций Δg_u и N_M по области S_i вычисляются шесть совместных признаков: коэффициенты корреляции между Δg_u и N_M , между их производными по X и Y , между модулями их градиентов, между углами их градиентов с вектором (1.1) и угол между Δg_u в n -мерном пространстве.

Затем по вычисленным признакам решается задача районирования. В ее основу положен анализ матрицы "мер сходства". В качестве "мер сходства" принимается определенная доля среднеквадратического отклонения признаков, вычисленная для одноименных характеристик по всей совокупности векторов-признаков:

$$\Delta j = (t / \sqrt{M}) \sigma_j, \quad (14)$$

где t - коэффициент Стьюдента ($t = 0,1996$), M - объем совокупности векторов-признаков, σ_j - среднее квадратическое отклонение признака.

За "порог" классификации принимается величина $\lambda < 1$, выбираемая интерпретатором, исходя из геологических представлений об исследуемом регионе и из масштабов районирования (региональное, детальное), поэтому она является величиной субъективной. Нами величина λ задавалась, начиная с 0,2 до 0,5. Классы районирования, полученные при пороге 0,4-0,5, дают наименьшие среднеквадратические отклонения признаков, и районирование при этом пороге может считаться оптимальным.

Схематическая карта (см. рис. 24) глубинного районирования земной коры получена для Минусинского прогиба и его обрамления. В региональном плане здесь выделились три зоны, обусловленные неоднородностью строения земной коры и верхней мантии: I - дейтероорогенные Минусинский и Кузнецкий прогибы, II - Кузнецкий Алатау и Восточный Саян, III - северная часть Западного Саяна. Границы зон подчеркиваются глубинными разломами. Полученная карта подтверждает данные о плотностной неоднородности нижней части земной коры, представленные на схеме П.И. Морсина, В.С. Суркова /Тектоника и глубинное строение..., 1973/.

Поиск прогнозных металлогенических участков

Цикл IV предполагает прослеживание магматических комплексов в пределы закрытых структур. Значительная часть исследуемого региона в верхних частях разреза представлена рыхлыми отложениями впадин, маскирующими структурно-вещественные и металлогенические особенности складчатого фундамента. Нами сделана попытка по геолого-геофизическим данным проследить продолжение металлогенических зон из обрамления во внутренние части Кузнецкого и Минусинского прогибов. Для этого использовалась методика поиска прогнозных участков, аналогичных заданным эталонам, построенным по корреляционным связям между геофизическими полями и геологическими объектами /Каратаев, 1966/.

Стадия анализа. Для определения вероятностных характеристик разделения классов (каждому эталону присваивается свой класс) для каждой анализируемой классификации строятся кривые распределения векторов признаков, характеризующих данный класс (эталон). Расстояние между каждым вектором признаков определяется из совокупности, характеризующей геологический класс в каждой зоне исследуемой классификации и центрам тяжести этого класса, отождествленным со средним вектором данной совокупности:

$$R_{iV\mu}^{\text{э}} = \sqrt{\sum_{\eta=1}^{\text{э}} (\gamma_{i\mu\eta} - \bar{\gamma}_{iV\eta})^2} \quad F_{V\mu}^{\text{э}} = \{\gamma_{V\mu\eta}\}, \quad (15)$$

где $R_{iV\mu}^{\text{э}}$ - эталонные элементы, $F_{V\mu}^{\text{э}}$ - эталонные векторы признаков в нормированном виде.

Кривые распределения расстояний векторов-признаков строятся следующим образом: а) в каждом классе из всех $\rho_{iV\mu}$ определяются ρ_{iV}^{max} и ρ_{iV}^{min} ; б) вычисляется длина интервала $a = \rho_{iV}^{\text{max}} - \rho_{iV}^{\text{min}} / 10$, где $a = 10$ - число интервалов; в) подсчитывается число W_{iV}^a (частота) значений длин векторов-признаков, попавших в каждый из десяти интервалов от $\rho_{iV}^{\text{min}} + a$ до $\rho_{iV}^{\text{min}} + 2a$, от $\rho_{iV}^{\text{min}} + 2a$ до $\rho_{iV}^{\text{min}} + 3a$ и т.д.; г) вычисляются частоты (эмпирические вероятности) каждого интервала по формуле: $\rho_{iV} = W_{iV} / M_{iV}$, где M_{iV} - объем эталонной совокупности, описывающей V -й класс в i -й зоне.

Определяется величина "Т" - показатель трансгрессии одной эталонной совокупности (классов) на другую для каждой зоны анализируемой классификации, т.е. число векторов-признаков, попавших в область пересечения кривых распределения классов, по формуле $T_{iV} = \rho_{iV} / M_{iV}$, где ρ_{iV} - доля трансгрессирующих вариантов (векторов-признаков) в эталонной совокупности векторов, представляющих V -й класс в i -й зоне. Величина $I - T_{iV}$ - вероятностная характеристика разделения классов. Эти характеристики в каждой построенной классификации принимаются большими либо равными априорной, т.е. $I - T_{iV} \geq P_0$.

Стадия прогноза предусматривает следующие операции.

а) по области R^0 , взятой на R^k , вычисляются характеристики прогнозного вектора признаков $N^{\text{ПК}} = \{n_{\eta}^{\text{ПК}}\}$, который приводится к безразмерным единицам путем деления каждого признака на соответствующую ему дисперсию;

б) вычисляются расстояния $\rho_{iV\mu}^{\text{ПК}}$ конкретной реализации относительно центров тяжести зон решающей классификации по формуле

$$\rho_{iV\mu}^{\text{ПК}} = \sqrt{\sum_{\eta=1}^{\text{ПК}} (\gamma^{\text{ПК}} - \bar{\gamma})^2}; \quad (16)$$

в) определяются эмпирические вероятности принадлежности вектора признаков к тому или иному классу из t :

$$P_{ijV\mu} (A_j / \rho_{jV\mu}) = P(\rho_{iV\mu} / A_i) / \sum_{j=1}^t P(\rho_{jV\mu} / A_i), \quad (17)$$

где $i = 1, 2, \dots, S$ (геологическая зона), $j = 1, 2, \dots, t$ (геологический класс), $V = 1, 2, \dots, P$ (число столбцов матрицы), $\mu = 1, 2, \dots, q$ (число строк в матрице), $P(\rho_{jV\mu} / A_j)$ - условная вероятность принадлежности $\rho_{jV\mu}$ к j -му классу, определяется по кривой распределения расстояний i -го класса. Максимальная вероятность из P_{ij} обуславливает номер класса, к которому относится конкретная реализация $\rho_{V\mu}^{\text{пк}}$, с соответствующим $N_{V\mu}^{\text{пк}}$. Центру области R^0 , по которой построен вектор признаков $N_{V\mu}^{\text{пк}}$, приписывается номер этого класса. Совокупность одноименных геологических понятий, выраженная номерами классов, определяет плановое положение прогнозируемых магматических комплексов.

В процессе опробования вышеприведенной методики на большом практическом материале разработаны некоторые методические дополнения к решению этой задачи для структур, имеющих осадочный чехол, и некоторые рекомендации технического характера.

1. На этапе анализа эталонного пространства получаем характеристику каждого из принятых эталонных участков, соответствующую определенному классу. Если бы эталонные участки характеризовались векторами признаков только одного класса, задача решалась бы просто. Однако в действительности каждый из эталонных участков характеризуется не одним своим классом, а несколькими. Поэтому на этапе анализа эталонного пространства предлагается производить "чистку" эталонных участков путем выбора только своего класса, а затем производить прогноз, включая в него "чистые" векторы признаков $F_1^{\text{э}} = F^{\text{э}} - (F_2^{\text{э}} + F_3^{\text{э}} + F_4^{\text{э}})$, где $F^{\text{э}}$ - сумма векторов признаков, характеризующих эталон, $F_1^{\text{э}}, F_2^{\text{э}}, F_3^{\text{э}}, F_4^{\text{э}}$ - векторы признаков первого - четвертого классов.

2. В процессе анализа проводилась детализация векторного пространства. Выделенный класс, соответствующий рудному эталону, характеризовал значительные площади, в пределах которых необходимо было определить местоположение рудного объекта, аналогичного заданному. В этом случае решалась задача второго приближения. Расстояния между векторами признаков сгущались. Прогноз повторялся только по определенным площадям, выделенным в первом приближении. Такой подход позволял уточнять местоположение рудного объекта и оптимального его отображения в магнитном поле.

3. Как правило, эталонная область представляет собой открытую геологическую провинцию (с известными месторождениями или магматическими комплексами). Из практики известно, что при применении этого метода поиска для структур типа прогибов и впадин необходимо проводить трансформацию геофизических полей. Последние, характеризующие эталонные участки, должны трансформироваться (пересчет на высоты, равные мощности осадочного чехла прогибов и впадин или, наоборот, пересчет на фундамент).

4. Процент разделения двух анализируемых классов R вычисляется по формуле $R = [(S_1 - 2m_1 + S_2 - 2m_2) / 2] \cdot 100\% \geq 70\%$, где S_1 и S_2 -

площади, соответствующие двум анализируемым классам (в данном случае 1 и 2), а m_1 и m_2 — участки перекрытия их площадей.

5. Для определения вещественного состава пород фундамента структур типа прогибов и впадин наиболее информативным признаком следует считать магнитное поле, пересчитанное на одну высоту над поверхностью фундамента либо опущенное на фундамент.

6. Матрицы исходных полей обычно имеют большие размеры, а эталонные участки располагаются: а) внутри матрицы, б) обособленными отдельными областями. В первом случае предлагается составлять так называемую "микроматрицу", в которую последовательно вписываются только эталонные участки, "вырезанные" из основной исходной матрицы с учетом применяемой палетки. Это значительно сокращает подготовку исходного материала, а также время работы на ЭВМ.

Предложенные методические улучшения позволили в короткий срок решить задачи по выявлению участков, аналогичных заданным эталонным в пределах Алтае-Саянской области /Захарова и др., 1974; Шарловская, 1976, 1978/.

Ниже приведен пример решения задачи "Поиск" (рис. 26). Основная ее цель в данном случае — проследить по геолого-геофизическим критериям зоны проницаемости (металлогенические зоны), распространяющиеся из районов складчатого обрамления в пределы Кузнецкого и Минусинского прогибов. Использовалась описанная выше методика поиска прогнозных участков, аналогичных заданным эталонам.

Для структур, имеющих мощный осадочный чехол, были применены перечисленные выше методические приемы, учитывающие геометрию фундамента (дифференцированный пересчет полей): чистка эталонного пространства, составление микроматриц и др. При этом были выбраны четыре эталонных участка в районах развития таких магнитоактивных комплексов в зонах обрамления прогибов, существование которых можно предполагать в фундаменте прогибов /Тектоника и глубинное строение..., 1973; Шарловская, 1976а, б/.

Ниже кратко описываются геолого-геофизические характеристики принятых эталонов.

Эталон 1 выбран в пределах Северо-Алтайского гипербазитового пояса, сложенного гипербазитами и габбровыми интрузиями ($\sigma = 2,85 \text{ г/см}^3$, ρ до $3000 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$). Магнитное поле над этим участком характеризуется изометричной аномалией, осложненной вторичными максимумами различных простираний, напряженность которых достигает более 1000 нТл (рис. 27). По периферии участка наблюдается спокойное положительное поле 100–200 нТл. Основной профиль минерализации представлен хромом, титаном, железом и др. /Основы формационного анализа..., 1966/.

Эталон 2 расположен в пределах Саралинского гранитоидного массива на участке, сложенном преимущественно гранитами ($\sigma = 2,59 \text{ г/см}^3$, ρ до $500 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$), сиенит-диоритами и монцонитами ($\sigma = 2,62 - 2,61 \text{ г/см}^3$, $\rho = 1000 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$), с которыми генетически связаны железо-золото-редкометалльные и скарново-магнетитовые месторождения /Мильин, 1974/.

Вмещающие породы составляет карбонатная формация верхнепротерозойско-нижнепалеозойского возраста ($\sigma = 2,70 \text{ г/см}^3$, ρ до $100 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$). Магнитное поле над эталонным участком достаточно сложно (см. рис. 27), со значительными перепадами интенсивности. Наиболее высокие значения (500–700 нТл) отмечаются над той частью массива, где в его составе пре-

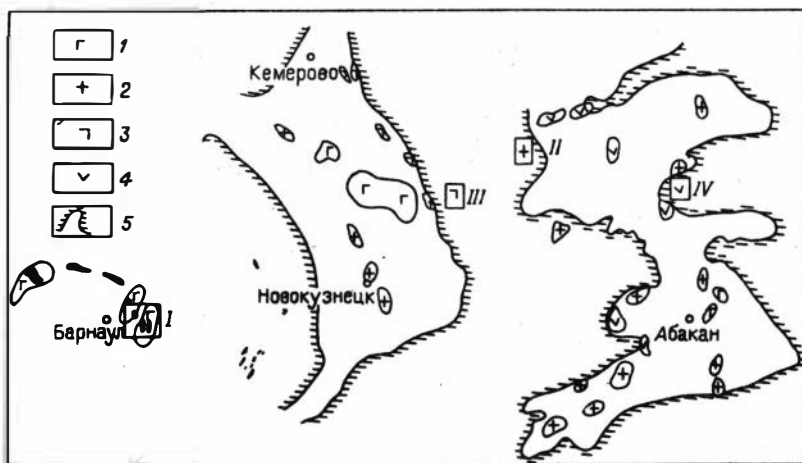


Рис. 26. Результаты решения задачи "Поиск" в пределах Кузнецкого и Минусинского прогибов.

Цифры на схеме: 1 - IV - эталоны. Прогнозные области, отождествленные: 1 - с породами Северо-Алтайско-Салаирского гипербазитового пояса (эталон 1), 2 - с комплексами граносиенит-, гранодиорит-гранитных батолитов (эталон 2), 3 - с породами габбро-диорит-диабазовой формации (эталон 3), 4 - с породами андезит-базальтовой формации (эталон 4); 5 - границы прогибов.

обладают сиенит-диориты и монзониты. Пониженное поле соответствует распространению гранитов.

Эталон 3 совпадает по площади с габбровым массивом ($\sigma = 2,88 \text{ г/см}^3$, $\varkappa = 1000 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$) нижнекембрийского возраста в пределах Томско-Терсинского выступа с приуроченным к нему месторождением железа /Алабин, 1974, 1976, 1983/. Массив залегает среди известково-сланцевых и терригенно-вулканогенных пород верхнего протерозоя - нижнего кембрия ($\sigma = 2,75 \text{ г/см}^3$, $\varkappa = 100-300 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$) и девона ($\sigma = 2,68 \text{ г/см}^3$, $\varkappa = 300 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$). Западную и северо-западную окраины эталонного участка слагают гранитогнейсы протерозоя Томско-Терсинского выступа ($\sigma = 2,75 \text{ г/см}^3$, $\varkappa = 400 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$).

Магнитное поле этого эталона весьма выразительно. Представлено оно локальной положительной аномалией ΔT_a над габбровой интрузией, расположенной среди наиболее здесь распространенных метаморфических комплексов, которым отвечает отрицательное поле.

Эталон 4 задан в пределах Беллькского поднятия с целью выделения геофизических критериев, характеризующих участки локализации медных месторождений. В его пределах медные месторождения контролируются зоной проницаемости девонского возраста, вдоль которой происходили излияния лав основного и кислого состава ($\sigma = 2,75-2,85 \text{ г/см}^3$, \varkappa до $1800 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$; $\sigma = 2,63 \text{ г/см}^3$, $\varkappa = 480 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$), а также становления девонских вулканических интрузий граносиенитового состава ($\sigma = 2,66 \text{ г/см}^3$, $\varkappa = 900 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$). Девонские магматические комплексы по зоне проницаемо-

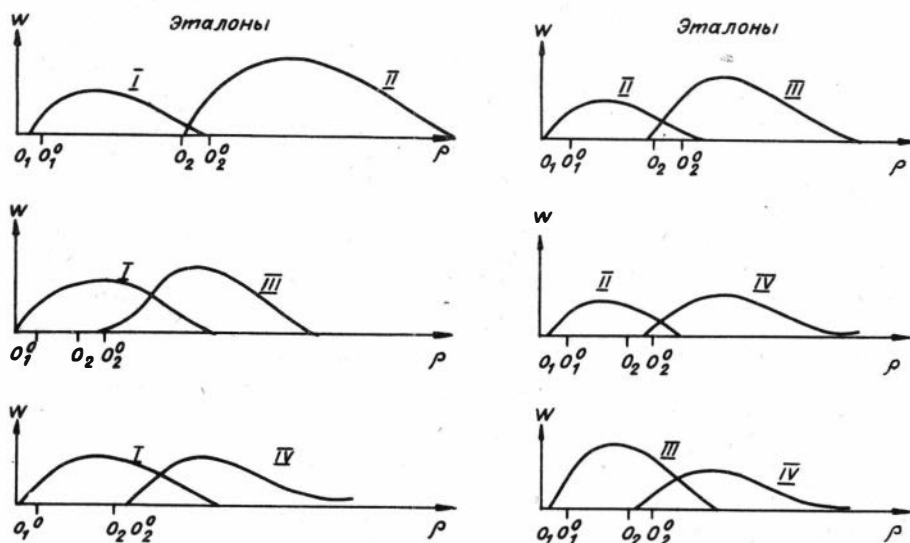
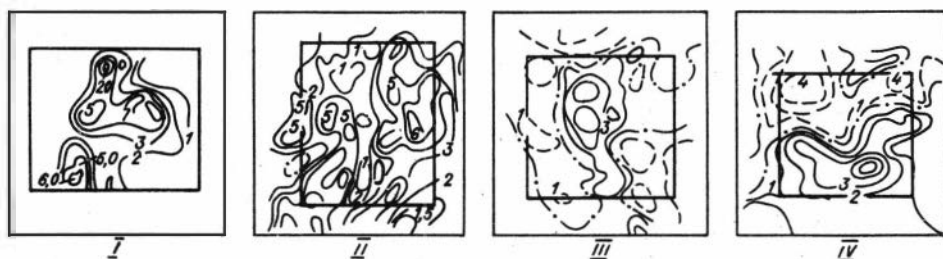


Рис. 27. Кривые распределения частот (W) расстояний векторов признаков (ρ) при анализе эталонных участков.

I - IV - эталонные участки и их магнитные поля, 100 нТл.

сти контактируют с карбонатными ($\sigma = 2,70 \text{ г/см}^3$, $\varepsilon = 20 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$) и вулканогенными ($\sigma = 2,74-2,78 \text{ г/см}^3$, ε до $1000 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$) толщами нижнего кембрия.

Магнитное поле эталонного участка четко делится на северную и южную части. Для первой характерно преимущественно отрицательное поле ΔT_a , соответствующее областям распространения карбонатных и вулканогенных толщ верхнего протерозоя - нижнего палеозоя. Положительная аномалия фиксируется над южной частью эталона, сложенной быскарской серией девона.

Из анализа кривых распределения частот расстояний векторов признаков перечисленных эталонных участков (см. рис. 27) можно заключить, что наиболее удачен по геолого-геофизическим критериям эталонный участок № 2, соответствующий Саралинскому гранитоидному массиву. Для эталонов 1, 3 и 4 зона перехода одного класса в другой достигает 15%, что вполне допустимо для разделения анализируемых классов /Захарова и др., 1974/. При

МОДЕЛЬ
 интерпретации ΔT_a и Δg , рекомендуемая для структур, имеющих
 мощный осадочный чехол

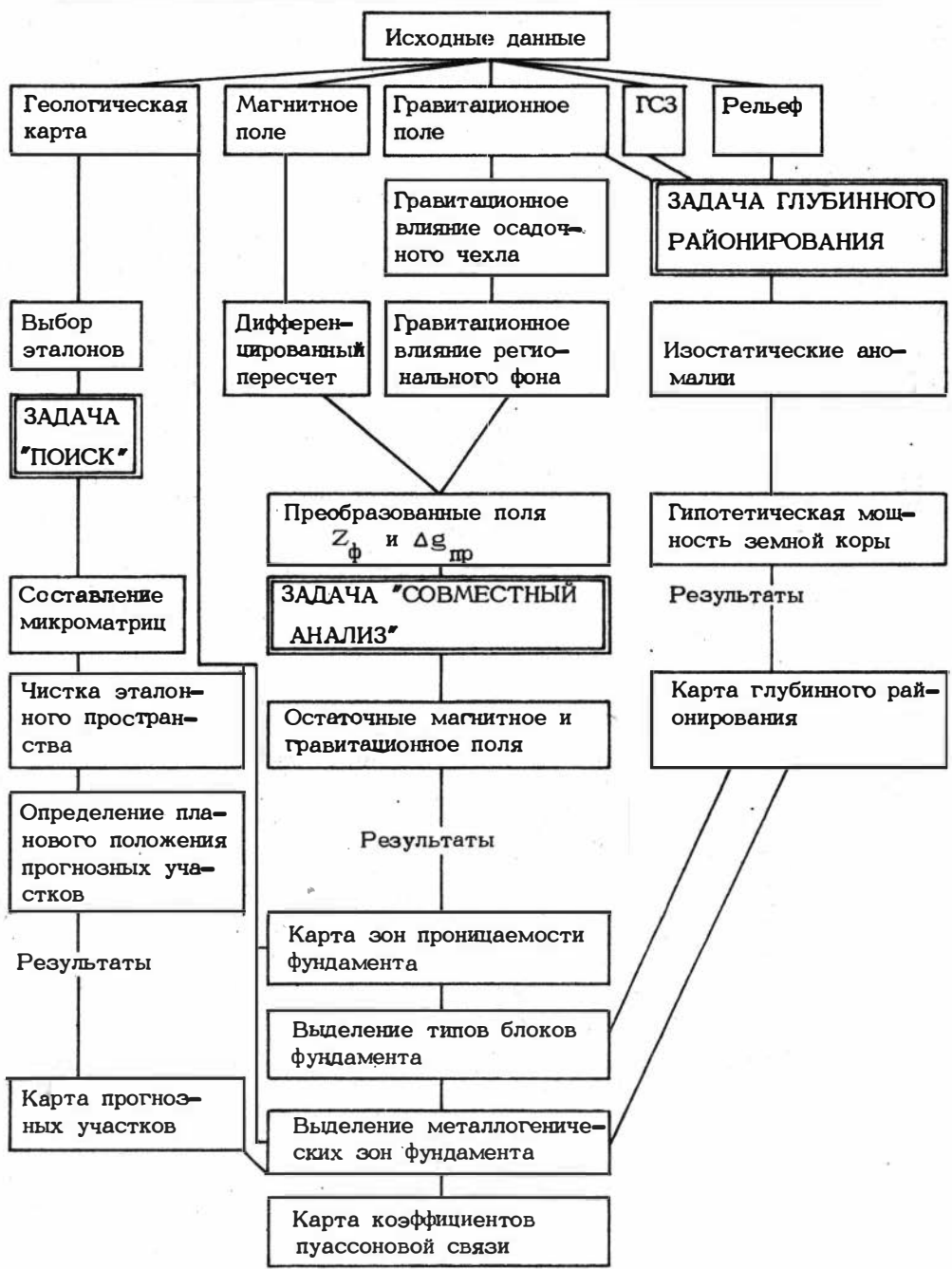


Рис. 28.

этом в процессе поиска, вероятно, с подобной точностью разделения классов (не ниже 70%) может быть решена задача планового положения прогнозных участков:

Классы	% разделения	Классы	% разделения
1, 2	95	3, 1	70
1, 3	70	3, 2	95
1, 4	75	3, 4	80
2, 1	95	4, 1	75
2, 3	95	4, 2	95
2, 4	90	4, 3	80

Эталон 2 наиболее оптимален как эталонный участок и, как показывают вычисленные среднеквадратические ошибки, характеризуется самой малой ошибкой перекрытия классов, равной $\pm 3\%$. Для остальных эталонов подобные ошибки значительно больше: для эталона 4 - $\pm 8\%$, эталона 3 - ± 12 и эталона 1 - $\pm 13\%$.

Прогнозные области, аналогичные эталону 1, составили две крупные зоны, расположенные в пределах Кузнецкого прогиба и Барнаульской впадины (см. рис. 26). Подобные участки, но значительно меньших размеров, картируются и в Минусинском прогибе. В пределах этого, как и Кузнецкого, прогиба, наблюдается наибольшая концентрация прогнозных областей, аналогичных эталону 2. Контролем правильности такого заключения является соответствие некоторых из подобных участков гранитоидам одного из массивов Батенёвского поднятия. Следовательно, оруденение саралинского типа (золото), скорее всего, следует ожидать в центральных и бортовых частях прогибов.

Эталону 3 отвечают прогнозные области, распространенные в пределах Кузнецкого Алатау и контролируемые главнейшие железорудные районы. Объединение прогнозных областей указанного типа в единую зону, видимо, свидетельствует о том, что они должны рассматриваться с одинаковой структурно-тектонической позиции, т.е. представлять единую структурно-фациальную зону /Алабин, 1974, 1976/. Эту прогнозную зону следует считать наиболее перспективной для поисков железорудных месторождений.

И наконец, прогнозные области, отождествленные с эталоном 4, составляют две обширные зоны - по северному обрамлению Северо-Минусинской впадины и в западной части Южно-Минусинской (см. рис. 26), приуроченные к зонам проницаемости девонского возраста.

Все предложенные методические приемы интерпретации обобщены нами раньше /Шарловская, 1978/ и представлены в виде схемы-модели комплексной интерпретации для целей тектонического и металлогенического районирования коры структур, имеющих мощный осадочный чехол (рис. 28). Перечисленные в настоящей работе методические приемы комплексной интерпретации гравитационных и магнитных полей использованы при построении карт районирования верхней части земной коры, структурно-вещественного состава фундамента прогибов, а также при выделении зон проницаемости и металлогенической зональности прогибов.

ОТРАЖЕНИЕ ДЕЙТЕРООРОГЕННОЙ ПЕРЕРАБОТКИ
ЗЕМНОЙ КОРЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ
В ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЯХ

В современном эрозионном срезе обнажаются вещественные комплексы, сформировавшиеся в течение длительной геосинклинально-протоорогенной и дейтероорогенной стадий развития земной коры. Интенсивность этих процессов, их различная направленность, зафиксированные в особенностях вещественного состава верхней части земной коры, тесно связаны с блоково-мозаичной структурой исследуемого региона и четко проявляются в физических полях.

Так, по региональным особенностям поля силы тяжести выделяются южная и северная части региона. Южная (Западный Саян, Мрасский и Бийско-Катунский массивы, Батенёвская зона) характеризуется региональными минимумами, коррелирующими с интенсивным насыщением верхней части земной коры гранитоидным материалом как протоорогенного, так и дейтероорогенного происхождения. В магнитном поле им соответствуют близкие к нормальным значения напряженности ΔT_a .

Север исследуемого региона характеризуется как область относительно повышенной силы тяжести. В верхней части земной коры этой области преобладают разновозрастные метаморфические комплексы, включающие магматические тела преимущественно среднего и основного состава. К этой части области приурочены и крупные отрицательные наложенные негативные структуры — Кузнецкий и Минусинский прогибы.

Для магнитного поля рассматриваемого региона характерно преобладание крупных интенсивных положительных магнитных аномалий, природа которых, как будет показано ниже, может быть объяснена особенностями проявления повторного дейтероорогенеза. На карте магнитного поля, пересчитанного в верхнее полупространство дифференцированным способом (см. рис.16), резко доминируют крупные положительные аномалии. Они охватывают Кузнецкий и Минусинский прогибы, сливаются с аномалиями севера Кузнецкого Алатау и Казыр-Кизирского синклиория, отражая крупную область широкого развития намагнитченных объектов в коре. В более мелких особенностях наблюдаемых и трансформированных полей выражаются вещественный состав и структура различных блоков земной коры.

Раннекаледонское складчатое сооружение Салаира в верхней части земной коры представлено сложным сочетанием остаточных глыб древних протерозойских образований, обрамленных комплексами пород кембрийского возраста. В сложении древних глыб преобладают метаморфические комплексы протерозоя (сланцы, вулканиты основного и среднего состава, мраморы), т.е. породы со слабомагнитными свойствами, но повышенной плотностью, что и определяет над глыбами повышенное поле силы тяжести и слабоотрицательный уровень магнитного поля.

Геосинклинальные структуры Салаира сложены формациями, в состав которых входят основные вулканиты, вмещающие базитовые и гипербазитовые интрузии, наиболее магнитные среди комплексов пород ($\rho = 2000 \cdot 10^{-6}$ СГС) и имеющие наибольшую плотность ($\sigma = 2,96$ г/см³). Именно с распространением таких пород и связаны линейные локальные положительные аномалии силы тяжести и мелкие интенсивные максимумы магнитного поля,

которые располагаются в соответствии с общей складчатой структурой края, возможно, фиксируя осевую зону синклинория.

В сложении антиклинория Салаира кроме геосинклинальных формаций участвуют вещественные комплексы дейтероорогенного этапа. К осевой части антиклинория приурочены гранитоидные интрузии нижнекарбонового возраста ($\sigma = 2,63 \text{ г/см}^3$, $\varepsilon = 56 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$), что и обусловило общее понижение гравитационного поля над антиклинорием. В результате становления дейтероорогенных гранитов здесь сформировались крупные положительные магнитные аномалии, резко отличающиеся от аномалий, фиксирующих геосинклинально-протоорогенные толщи.

В современной структуре Салаира выделяется зона, поперечная к простираниям геосинклинальных комплексов, прослеживающаяся в северо-восточном направлении через южную часть края в Кузнецкий прогиб. Эту зону составляют крупные поднятия протерозойского фундамента (см. рис. 2).

Верхняя часть земной коры Кузнецкого Алатау имеет сложное складчато-блоковое строение с существенно различным составом и внутренним строением блоков. По особенностям вещественного состава и структуры Кузнецкий Алатау можно разделить на северо-западную и юго-восточную части. Для первой характерно преобладание в верхних слоях земной коры метаморфических пород протерозойского и палеозойского возраста, насыщенных интрузиями различного состава (ультрабазиты, базиты, диориты). В верхней части земной коры юго-востока основную роль играют породы гранитоидного состава, метаморфические комплексы незначительны.

Строение и вещественный состав этих частей Кузнецкого Алатау отражаются и в особенностях поля силы тяжести — резко повышенного, вплоть до положительных значений, поля северо-западной части и крупные минимумы его в юго-восточной части (рис. 29).

Наиболее древние образования Кузнецкого Алатау, представленные глубокометаморфизованными толщами протерозоя, выходят на поверхность в пределах Яйско-Пезасского горста и Томско-Терсинского выступа. Приуроченный к первому из них метаморфический комплекс, включающий амфиболиты, кристаллические сланцы, насыщенные более молодыми основными и ультраосновными интрузиями, имеет среднюю плотность $2,79 \text{ г/см}^3$ (плотность основных интрузивных пород здесь $2,90-2,96 \text{ г/см}^3$), проявляется положительными аномалиями силы тяжести, интенсивность которых уменьшается к восточной части горста, где преобладают карбонатные формации ($\sigma = 2,68-2,70 \text{ г/см}^3$), вмещающие тела гранодиоритов ($\sigma = 2,73 \text{ г/см}^3$).

Низкая магнитная восприимчивость (за исключением диоритов — $\varepsilon = 1500 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$) вещественных комплексов Яйско-Пезасского горста обуславливает преимущественно отрицательное поле ΔT_a , осложняющееся положительными аномалиями над вулканическими образованиями кембрия и толщами диоритов.

Томско-Терсинский массив характеризуется высокой степенью более поздней нижнепалеозойской переработки, вследствие чего в физических полях не выражена структура его протерозойских толщ. Они, по-видимому, имеют реликтовый характер и подстилаются более молодыми гранитоидами.

Преимущественно вулканогенным выполнением ($\sigma = 2,76 \text{ г/см}^3$) с участием интрузий габбрового и диоритового состава ($\sigma_{\text{габ}} = 2,86 \text{ г/см}^3$, $\sigma_{\text{диор}} = 2,77 \text{ г/см}^3$) характеризуется Тайдонская синклиналь, примыкающая с востока к Яйско-Пезасскому горсту и фиксирующаяся вместе с ним единой положительной гравитационной аномалией меридионального простирания.



Рис. 29. Карта остаточных аномалий силы тяжести Кузнецкого прогиба и окружающих его складчатых сооружений /Семеркин, Семеркина, 1969/.

1 - изоаномалы остаточного поля силы тяжести; 2 - граница прогиба.

ния. Это самый тяжелый блок верхней части, а возможно, и всей коры Кузнецкого Алатау и самый насыщенный магнитоактивными объектами (наиболее магнитны габброиды - δ до $2500 \cdot 10^{-6}$ СГС и диориты - $\delta = 1500 \cdot 10^{-6}$ СГС). Ему соответствуют интенсивные магнитные аномалии, согласные с общим простиранием синклинали (см. рис. 29).

Сложная структурно-вещественная характеристика верхней части земной коры Мартайгинского массива не имеет четкого выражения в физических полях. Массиву в целом соответствует зона регионального повышения поля силы тяжести, свидетельствующая о преобладании в его составе плотных комплексов и слабом развитии гранитизации коры. Повышенной интенсивностью аномалий Δg и ΔT_a характеризуются остаточные вулканогенные прогибы центральной части массива, насыщенные базитовыми и гипербазитовыми интрузиями (для метаморфизованных эффузивов $\sigma = 2,75 \text{ г/см}^3$ и $\varepsilon = 86 \cdot 10^{-6}$ СГС; базитов, ультрабазитов $\sigma = 2,86 - 2,96 \text{ г/см}^3$ и $\varepsilon = 2500 - 9500 \cdot 10^{-6}$ СГС). Некоторое понижение поля силы тяжести намечается в северо-восточном направлении, где в пределах массива большая часть земной коры занята гранитоидным материалом ($\sigma = 2,64 \text{ г/см}^3$ и $\varepsilon = 1000 \cdot 10^{-6}$ СГС) и карбонатной формацией верхнего протерозоя - нижнего кембрия ($\sigma = 2,75 \text{ г/см}^3$, $\varepsilon = 25 \cdot 10^{-6}$ СГС).

Верхняя часть земной коры Кузнецкого Алатау в большей степени насыщена вещественными комплексами дейтероорогенного этапа. Это прежде всего эффузивы основного состава, образующие значительные по размерам поля, приуроченные к различным участкам Кузнецкого Алатау. Распространение эффузивных комплексов контролируется зонами проницаемости субмеридионального простирания, согласного с простиранием общей структуры Кузнецкого Алатау. К полям развития основных эффузивов приурочены субвулканические интрузии ультраосновного щелочного состава.

Широко развиты в верхней части земной коры магматические комплексы гранит-липаритовой формации, включающие кислые эффузивы, субвулканические и малые интрузии щелочных гранитов, граносиенитов, сиенито-диоритов, монзонитов /Кен, Груза, 1966/. Эти комплексы, связанные с дейтероорогенной переработкой земной коры, достаточно хорошо выражены в аномалиях магнитного поля (см. рис. 30). Подобные аномалии занимают резко доминирующее положение в структуре магнитного поля и характеризуются отличными от аномалий протоорогенных комплексов размерами, напряженностью, простираниями. Например, сложная интенсивная аномальная зона над полем развития основных эффузивов ниже-, среднедевонского возраста, прорванных телами ультраосновных щелочных пород северо-восточной части Кузнецкого Алатау, прослеживается в юго-западной части Назаровской впадины. В ее осадочном чехле широко развиты вулканогенные толщи нижнего и среднего девона. Отдельные положительные, близкие к изометричным аномалии ΔT_a наблюдаются над телами сиенитов, граносиенитов и субщелочных алякитовых гранитов верхнедевонского возраста.

Отмечается пространственная связь аномальных зон магнитного поля над Кузнецким Алатау, вызванных дейтероорогенными комплексами, и подобными аномалиями ΔT_a над Кузнецким и Минусинским прогибами. Наиболее четко эта связь видна на схеме остаточного магнитного поля, рассчитанного по вышеописанной методике (см. рис. 18). Эту связь можно проследить и в вещественных комплексах верхней части земной коры (по цепочкам девонских граносиенитов, ответвляющихся к юго-западу от общей меридиональной зоны к Кузнецкому прогибу). Все девонские вулканогенные прогибы восточной части Кузнецкого Алатау открываются и расширяются в сторону Минусинского прогиба.

Становление девонской гранит-липаритовой формации в пределах Кузнецкого Алатау привело к разуплотнению верхней части земной коры, о чем

свидетельствует корреляционная зависимость пониженного поля силы тяжести и участков выхода девонских гранитоидов на поверхность.

В верхней части земной коры Батенёвского поднятия преобладают протоорогенные магматические комплексы, массивы которых имеют сложное строение: наибольшую площадь занимают гранитоидные разности ($\sigma = 2,60 \text{ г/см}^3$, $\varkappa = 530 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$), в краевых частях массивов отмечают габбро, диориты ($\sigma = 2,85-2,75 \text{ г/см}^3$, $\varkappa = 2000 - 730 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$) и гранодиориты ($\sigma = 2,66 \text{ г/см}^3$, $\varkappa = 1000 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$). Вмещающая толща гранитоидного материала представлена метаморфизованными геосинклинальными образованиями – в основном карбонатными породами ($\sigma = 2,70 \text{ г/см}^3$, $\varkappa = 20 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$). Подчиненное значение имеют более плотные и магнитные метаморфизованные вулканогенные толщи, к которым тяготеют массивы габброидов и гипербазитов ($\sigma = 2,85 - 3,00 \text{ г/см}^3$, $\varkappa = 2000-3000 \times 10^{-6} \text{ СГС}$).

Особенности аномальных полей соответствуют особенностям вещественного состава верхней части коры. Батенёвскому блоку свойственно в основном пониженное поле силы тяжести. Некоторое повышение поля Δg тяготеет к области вулканогенных синклиналией, расположенных в северной части блока. Преимущественно немагнитные геосинклинально-протоорогенные комплексы обуславливают пониженный фон магнитного поля.

Дейтероорогенная переработка верхней части земной коры Батенёвского поднятия шла в двух направлениях – северо-восточном и северо-западном (см. рис. 5) и выразилась становлением девонских наложенных прогибов, даек и жил гранитоидов девонского возраста. Прогибы выполнены эффузивной трахибазальтовой ($\sigma = 2,63 \text{ г/см}^3$, $\varkappa = 40-2000 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$) и гранитлипаритовой ($\sigma = 2,60 \text{ г/см}^3$, $\varkappa = 40-1000 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$) формациями. Над прогибами, имеющими в основном северо-восточное простирание, фиксируются интенсивные магнитные аномалии, прослеживающиеся в поле Минусинского прогиба. Для крупных протоорогенных гранитоидных массивов характерна высокая насыщенность дайками и жилами гранитоидов девонского возраста. Наиболее крупным зонам дейтероорогенной переработки в плутонах соответствуют секущие магнитные аномалии.

Общий пониженный фон поля силы тяжести связан как с протоорогенной, так и с дейтероорогенной переработкой земной коры. Наиболее четко этот процесс выражен в аномалиях магнитного поля.

В верхней части Беллыкского поднятия геосинклинальные образования представлены кремнисто-карбонатной толщей ($\sigma = 2,70-2,72 \text{ г/см}^3$, $\varkappa = 20 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$), вулканогенными комплексами ($\sigma = 2,74-2,78 \text{ г/см}^3$, $\varkappa = 1000 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$). К последним пространственно приурочены интрузии основного состава (габбро, габбро-диабазы – $\sigma = 2,86 \text{ г/см}^3$, $\varkappa = 1000-2000 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$).

Протоорогенный процесс закончился здесь становлением сложных плутонов, занимающих почти половину площади поднятия, сложенных габбро, гранодиоритами ($\sigma = 2,66 \text{ г/см}^3$, $\varkappa = 1000 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$), граносиенитами ($\sigma = 2,66 \text{ г/см}^3$, $\varkappa = 938 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$) и гранитами ($\sigma = 2,60 \text{ г/см}^3$, $\varkappa = 500 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$). Этим комплексам соответствует относительно поло-

жительное поле силы тяжести с максимальными значениями над областями распространения интрузий основного состава. Пониженные поля Δg фиксируются над гранитоидными комплексами.

Дейтероорогенный этап выразился здесь формированием обширных полей эффузивов основного ($\sigma = 2,75-2,85 \text{ г/см}^3$, $\varepsilon = 1800 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$) и кислого ($\sigma = 2,63 \text{ г/см}^3$, $\varepsilon = 386 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$) состава. С эффузивами связаны интрузии щелочных и нефелиновых сиенитов ($\sigma = 2,66 \text{ г/см}^3$, $\varepsilon = 900 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$). Этим комплексам в магнитном поле соответствуют специфические положительные аномалии, прослеживающиеся из Беллыкского поднятия в Северо-Минусинскую впадину (см. рис. 19, б).

В верхней части земной коры Мрасский массив сложен преимущественно карбонатными толщами верхнепротерозойско-нижнекембрийского возраста ($\sigma = 2,68 \text{ г/см}^3$, $\varepsilon = 20 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$). Вулканогенные породы на поверхности современного эрозионного среза играют подчиненную роль. Массиву свойственно отрицательное поле силы тяжести. Существенное повышение значений этого поля тяготеет к областям распространения вулканогенных комплексов, вмещающих интрузии габбро ($\sigma = 2,86 \text{ г/см}^3$, $\varepsilon = 2000 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$). В магнитном поле они выражены также положительными аномалиями.

Для северной и западной частей массива минимальное поле силы тяжести связано с областью распространения гранитоидных комплексов, заключенных в существенно карбонатных толщах. Здесь верхняя часть земной коры представлена значительно менее плотными породами.

Верхнепротерозойско-нижнекембрийские образования немагнитны, вследствие чего массив имеет слабоотрицательное магнитное поле, осложненное интенсивными положительными аномалиями над габброидами. Дейтероорогенная переработка земной коры здесь выразилась слабо - девонские эффузивные комплексы и интрузии субвулканических гранитов и сиенитов распространены ограниченно.

В современном эрозионном срезе Тельбесский синклиорий представлен фрагментарно сохранившимися геосинклинальными образованиями среди обширных полей габбро-диоритовых, диоритовых и гранодиоритовых интрузий. Они сложены вулканогенными ($\sigma = 2,80 \text{ г/см}^3$) и вулканогенно-терригенными ($\sigma = 2,72-2,76 \text{ г/см}^3$) комплексами кембрия и терригенными комплексами верхнего кембрия - ордовика ($\sigma = 2,64 \text{ г/см}^3$). Протоорогенный этап заканчивается становлением габбро-диоритовых ($\sigma = 2,88 \text{ г/см}^3$, $\varepsilon = 1500 \times 10^{-6} \text{ СГС}$) и диоритовых ($\sigma = 2,77 \text{ г/см}^3$, $\varepsilon = 1500 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$) интрузий. Отсутствием или слабым развитием типично гранитоидных комплексов объясняется высокая в целом плотность слагающих синклиорий пород. Специфика коры блока синклиория (преобладание плотных метаморфических и магматических комплексов) подчеркивается относительно положительной аномалией силы тяжести, простираение и размеры которой в целом картируют синклиорий и охватывают южную часть Кузнецкого прогиба.

Геосинклинально-протоорогенным комплексам синклиория соответствует повышенное магнитное поле. Оно осложнено интенсивными положительными аномалиями над интрузиями габбро-диоритов, диоритов, гранодиоритов. Наиболее крупная положительная аномалия поля ΔT_a картируется над многофазным одноименным плутоном, в состав которого входят магнитные разновидности габбро-диоритов и диоритов (ε от $1000-2000 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$).

Дейтероорогенная переработка верхней части земной коры выразилась здесь в становлении обширных полей эффузивов девонского возраста, в составе которых выделяют дацит-андезитовую ($\sigma = 2,71 \text{ г/см}^3$) и дацит-липаритовую ($\sigma = 2,66 \text{ г/см}^3$) формации. Намечается тенденция к увеличению роли основных эффузивов в сторону Кузнецкого прогиба, в то время как кислые разности тяготеют к районам древних сиалических глыб обрамления. Породы формаций имеют среднюю магнитную восприимчивость ($\alpha = 346-413 \times 10^{-6} \text{ СГС}$). Эффузивные комплексы прорваны субвулканическими интрузиями гранитов ($\sigma = 2,60 \text{ г/см}^3$, $\alpha = 270 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$). В магнитном поле вещественные комплексы дейтероорогенного этапа выражаются крупными положительными аномалиями ΔT_a , составляющими меридиональную зону в западной части синклинория, прослеживающуюся в пределы поля над Кузнецким прогибом.

Блок коры Тельбесского синклинория как в протоорогенный, так и в дейтероорогенный этап оказался практически не затронутым процессами региональной гранитизации (отсутствие в верхней части земной коры пород гранитного ряда), вследствие чего верхняя часть коры относительно утяжелена.

В сложении верхней части земной коры Бийско-Катунского массива преобладают карбонатно-терригенные комплексы верхнепротерозойско-нижнекембрийского возраста со средней плотностью $2,68-2,71 \text{ г/см}^3$ и небольшой магнитной восприимчивостью. Вулканогенные комплексы с $\sigma = 2,85 \text{ г/см}^3$ и $\alpha = 1000 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$ распространены фрагментарно. Прото- и дейтероорогенные магматические комплексы гранитоидного состава (граниты, гранодиориты, диориты) имеют среднюю плотность $2,65-2,72 \text{ г/см}^3$, близкую к плотности геосинклинальных образований.

Гравитационное поле над массивом слабо дифференцировано, и сложная геологическая поверхностная структура блока вследствие отсутствия резких плотностных контрастов вещественных комплексов в верхней части земной коры в нем практически не выражена. Понижение поля силы тяжести отмечается над крупным гранитным плутоном, насыщенным субвулканическими и малыми интрузиями гранитоидного состава дейтероорогенного этапа. В отличие от гравитационного в магнитном поле блок этот выражен достаточно отчетливо. Положительные аномалии магнитного поля составляют широкую меридиональную зону, соответствующую развитию прото- и дейтероорогенных магматических комплексов. Однако наблюдаемые аномалии не могут быть объяснены только магматическими комплексами, имеющими здесь небольшую магнитную восприимчивость. По всей вероятности, меридиональная зона интенсивных положительных аномалий, четко локализуемая на картах остаточного поля T_0 (см. рис. 18), может быть объяснена обогащением ферромагнитными материалами нижних и средних частей земной коры.

Верхняя часть земной коры Кузнецкого прогиба слагается мощными (до 8-10 км) осадочными толщами девонско-юрского возраста, среди которых выделено несколько плотностных комплексов /Тектоника и глубинное строение..., 1973/. Их подстилает гетерогенный складчатый фундамент.

В осадочном чехле Кузнецкого прогиба большой объем составляют терригенно-карбонатные комплексы. Как было показано выше, структура чехла имеет складчато-блоковое строение и обуславливает сложную морфологию поля силы тяжести при общем региональном снижении напряженности его в юго-восточном направлении. Гравитационное влияние осадочного чехла в наблюдае-

мом гравитационном поле достигает 40 мгл (Южно-Кузбасская, Центрально-Кузбасская, Северо-Кузбасская и Чумышско-Ненинская впадины) и 5-10 мгл над Крапивинским, Терсинским, Барзасским поднятиями.

Для интерпретации структуры вещественного состава фундамента прогиба нами используются карты: остаточных аномалий Δg (составители В.И. Семеркин, Р.С. Семеркина /1969/ (см. рис. 29)), карта магнитного поля, полученная дифференцированным пересчетом в верхнее полупространство (см. рис. 16) и остаточных аномалий магнитного поля (см. рис. 18). Наши данные о структуре и возрасте фундамента Кузнецкого прогиба не противоречат уже имеющимся, согласно которым здесь выделяются Присалаирская, Прилалтауская и Пришорская его зоны /Матвеевская, 1969/.

Со стороны Салаира в пределы Кузнецкого прогиба вплоть до его центральной части прослеживаются аномалии, морфологически сходные с салаирскими (см. рис. 29). Однако на карте остаточных аномалий поля силы тяжести они, в отличие от салаирских, характеризуются отрицательными значениями. Это может быть объяснено наличием здесь мощных терригенно-карбонатных формаций ордовикского ($\sigma = 2,60 \text{ г/см}^3$) и силурийского ($\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$) возраста, вмещающих тела более поздних (?) гранитных батолитов.

Из Кузнецкого Алатау в пределы прогиба прослеживается меридиональная зона положительного гравитационного поля (см. рис. 29), соответствующая метаморфическим протерозойским комплексам Яйско-Пезасского горста. Южное окончание этой зоны отмечается в области Крапивинского свода (см. рис. 29). Следовательно, можно полагать, что фундамент северной части прогиба сложен подобными комплексами, за исключением участка фундамента в районе г. Кемерово. Последнему отвечает изометричная отрицательная аномалия Δg , возможно, связанная с развитием здесь гранитоидных комплексов.

На продолжении северо-восточной зоны Салаира, к которой приурочен Тягунский горст, в поле силы тяжести выделяется область слабопониженных значений, образующих крупную изометричную аномалию. Аналогичные морфология и интенсивность остаточного гравитационного поля над Тягунским горстом и Терсинским блоком позволяют считать, что в фундаменте последнего, возможно, развиты метаморфические комплексы протерозоя.

Со стороны Тельбесского синклинория в южную часть прогиба, видимо, прослеживаются вулканогенные комплексы нижнего кембрия, о чем свидетельствует единая региональная аномалия силы тяжести над Тельбесским синклинорием и южной окраиной Кузнецкого прогиба.

Из Томь-Колыванской складчатой зоны в Кузнецкий прогиб "вдвигается" область положительных аномалий остаточного поля силы тяжести, прослеживающаяся в северо-восточную часть Салаира. Повышенная интенсивность остаточного поля силы тяжести над этими структурами может быть объяснена высокой плотностью формаций, лежащих в основании девонского разреза чехла.

В пределах Кузнецкого прогиба дейтероорогенные магматические комплексы представлены лавами основного (Крапивинский выступ, восточная окраина прогиба), а также среднего и кислого состава (последние приурочены к южной окраине прогиба). Поля трапповой формации мезозойского возраста обнажаются по юго-восточной и северо-восточной окраинам Чусовитинско-Бунгарапской впадины и вблизи юго-восточной окраины Кузнецкого прогиба.

Анализ геолого-геофизических материалов позволил проследить зоны проницаемости из обрамления в пределы Кузнецкого прогиба, по которым шла

дейтероорогенная переработка. Они выделены вдоль восточной и южной окраин прогиба на основании гравитационных ступеней и магматических проявлений (эффузивы основного, среднего и кислого состава, а также субвулканические интрузии гранитов, гранофиров, кварцевых порфиров).

Высокую степень насыщенности продуктами дейтероорогенной переработки земной коры можно ожидать в северо-восточной части Кузнецкого прогиба, что обосновывается интенсивным проявлением этого процесса в северной, пограничной, части Кузнецкого Алатау.

В центральной части прогиба выделена зона проницаемости, разделяющая фундамент присалаирского и приалатауского типов. В период дейтероорогенеза по этой зоне шло внедрение магматических пород преимущественно основного состава. Это хорошо подчеркивается особенностями магнитного поля, пересчитанного дифференцированным способом в верхнее полупространство (см. рис. 16). Зону эту, простирающуюся к Уйменско-Лебедской дейтероорогенной структуре (рис. 30), можно фрагментарно проследить через Тельбесский синклиниорий и Бийско-Катунский массив.

В западной части прогиба выделяется зона проницаемости, прослеживающаяся в пределы западной части Бийско-Катунского массива. Этой зоне здесь соответствует отрицательное гравитационное поле, обусловленное гранитоидным массивом, переработанным дейтероорогенезом — становление эффузивных комплексов и интрузий кварцевых диоритов и гранитов. В обрамлении зона хорошо прослеживается по аномалиям магнитного поля, составляющим единую меридиональную зону, картирующуюся от Новокузнецка с некоторым смещением в пределы Бийско-Катунского массива. В фундаменте западной части Кузнецкого прогиба можно предполагать наличие дейтероорогенных гранитоидов.

Севернее Терсинского блока Кузнецкого прогиба выделяются две субширотные зоны проницаемости, контролирующие мезозойский магматизм.

В аналогичном порядке ниже приведена характеристика отражения в физических полях строения складчатого обрамления и самого Минусинского прогиба.

Определяющий южное обрамление этого прогиба Западный Саян представлен в верхней части земной коры мощной сланцевой толщей докембрия, слагающей большую часть Джебашского горста, и метаморфизованной в зеленосланцевой фации преимущественно терригенными породами Западно-Саянского синклинория. В составе обеих структур преобладают парасланцы со средней плотностью $\sigma = 2,72-2,74 \text{ г/см}^3$. Магнитная восприимчивость этих пород невелика ($\kappa = 40 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$). Подчиненную роль в составе терригенных пород играют ортосланцы, имеющие высокую плотность ($\sigma = 2,78-2,86 \text{ г/см}^3$) и магнитную восприимчивость ($\kappa = 100 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$). Несмотря на сходство плотности основных составляющих разреза Джебашского горста и Западно-Саянского синклинория, эти структуры в поле силы тяжести выражены различно.

Джебашский горст вместе с южным окончанием Арбатского синклинория, выполненного метаморфическими вулканогенными комплексами кембрия и Бурским офиолитовым поясом, картируется относительным максимумом поля силы тяжести, сменяющимся к границе с Западно-Саянским синклинорием гравитационной ступенью. Западно-Саянский синклиниорий представляет собой обособленный блок, характеризующийся региональным минимумом силы тяжести. Поскольку плотности метаморфизованных геосинклинальных толщ этих структур одинаковы, то различия их выражения в поле силы тяжести могут

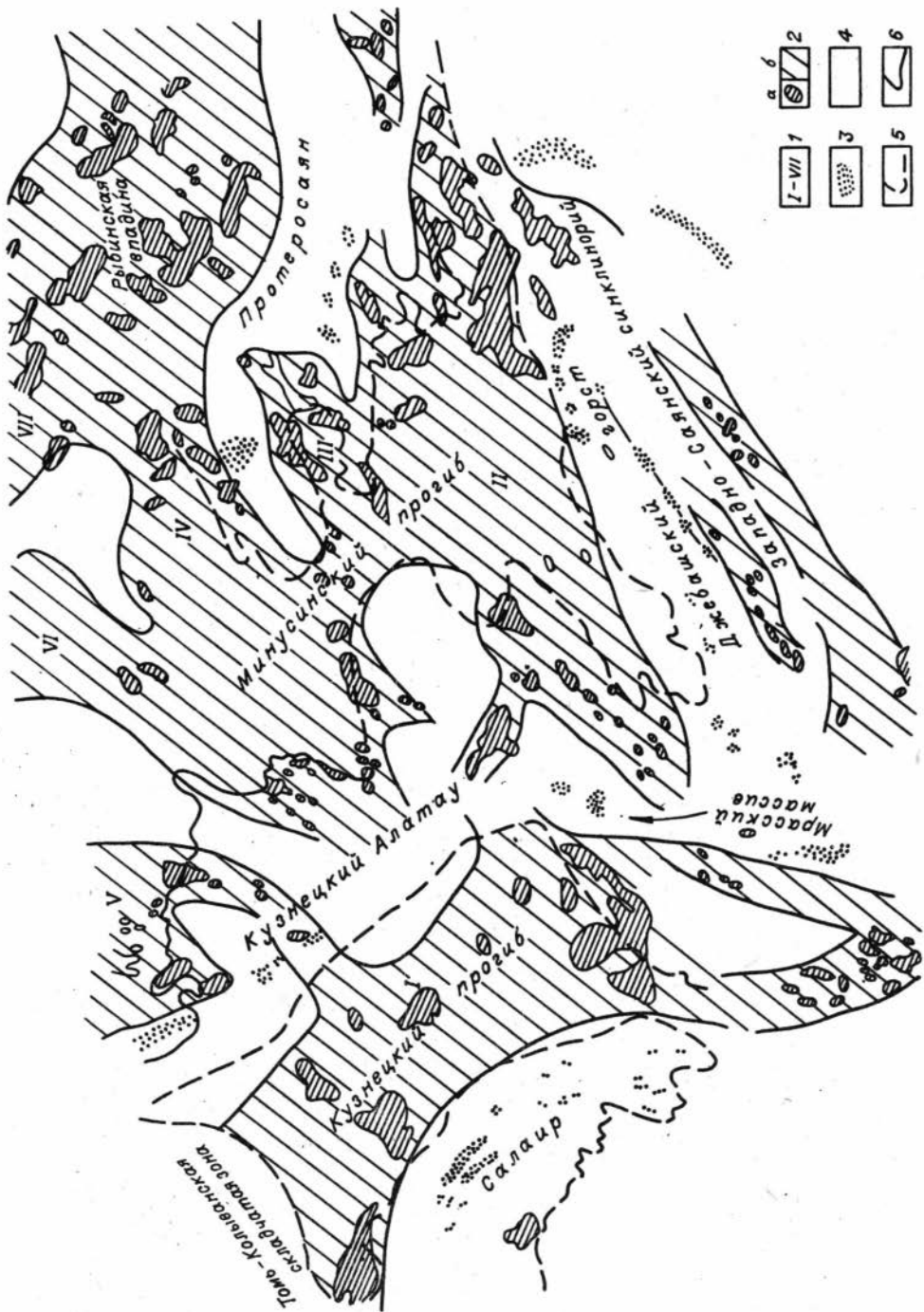


Рис. 30. Схема районирования магнитного поля Кузнецко-Минусинского региона /Витте и др., 1978/.

1 - аномальные зоны, связанные с магматическими комплексами дейтероорогенного этапа: I - Кузнецко-Бийско-Катунская, II - Казыр-Кизирско-Южно-Минусинско-Мрасская, III - Беллькско-Южно-Минусинская, IV - Рыбинско-Северо-Минусинско-Кузнецко-Алатауская, V - VII - зоны, открывающиеся к северу, в пределы Западно-Сибирской плиты; 2 - напряженность магнитного поля: а - более 500, б - менее 500 нТл; 3 - зоны аномалий, связанные с магматическими комплексами геосинклинального и протоорогенного этапов (напряженность более 1000 нТл); 4 - области слабоотрицательного поля; 5 - границы прогибов и впадин; 6 - глубинные разломы.

быть обоснованы спецификой орогенных процессов и глубинным строением структур. Первый импульс протоорогенеза проявился, видимо, слабо и выразился становлением преимущественно диоритовых ($\sigma = 2,77 \text{ г/см}^3$, $\varepsilon = 1500 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$), гранодиоритовых ($\sigma = 2,66 \text{ г/см}^3$, $\varepsilon = 1000 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$) и плагитогранитных ($\sigma = 2,66 \text{ г/см}^3$, $\varepsilon = 20 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$) комплексов, имеющих локальное распространение.

В области же Западно-Саянского синклинория орогенные процессы, напротив, были широко регионально развиты и завершились становлением крупного гранито-роговикового пояса ($\sigma = 2,59-2,72 \text{ г/см}^3$, $\varepsilon = 200-500 \times 10^{-6} \text{ СГС}$). Региональный характер девонской гранитизации в Западно-Саянском синклинории обусловил резкое понижение гравитационного поля по сравнению с Джебашским горстом, где эти процессы носили локальный характер.

В магнитном поле Западного Саяна (см. рис. 7) различаются его северная (Арбатский синклинорий, Джебашский горст) и южная (Западно-Саянский синклинорий) части. Первой соответствует преимущественно положительное поле, осложненное узкими полосовыми интенсивными аномалиями (область Борусского офиолитового пояса), вторая характеризуется слабоотрицательным полем ΔT_a с картирующимися на нем локальными аномалиями небольшой интенсивности, приуроченными к орогенным девонским интрузиям.

Обратимся к восточному складчатому ограничению Минусинского прогиба (Казыр-Кизирский синклинорий и Дербинский антиклинорий Восточного Саяна).

Казыр-Кизирский синклинорий структурно подразделяется на две части, характеризующиеся различными по интенсивности полями Δg и ΔT_a . Относительный максимум силы тяжести свойствен внутренней части синклинория, сложенной метаморфизованными вулканогенными и терригенными геосинклинальными комплексами ($\sigma = 2,75 \text{ г/см}^3$, $\varepsilon = 300-1000 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$), вмещающими интрузии габбро ($\sigma = 2,86 \text{ г/см}^3$, $\varepsilon = 2000-3000 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$). Метаморфизованные комплексы вмещают крупные протоорогенные интрузивные массивы диоритового состава ($\sigma = 2,80 \text{ г/см}^3$, $\varepsilon = 1000-3000 \times 10^{-6} \text{ СГС}$). Внешняя часть синклинория, включающая крупные интрузивные комплексы - плагитограниты ($\sigma = 2,64 \text{ г/см}^3$) и граниты ($\sigma = 2,60 \text{ г/см}^3$), располагающиеся в карбонатно-терригенных толщах верхнепротерозойско-нижнекембрийского возраста, картируется широкой гравитационной ступенью, фик-

сирующей переход к области крупных минимумов силы тяжести над Дербинским антиклинорием и Западно-Саянским синклинорием.

Дербинский антиклинорий сложен слабометаморфизованными комплексами верхнего протерозоя ($\sigma = 2,66 \text{ г/см}^3$, $\varepsilon = 100 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$), вмещающими значительное количество интрузий гранитного состава, которые прослеживаются в осевой части антиклинория и, вероятно, образуют крупный гранитный батолит скрытого типа.

Магнитное поле над геосинклиналино-протоорогенными комплексами Дербинского антиклинория и Казыр-Кизирского синклинория характеризуется близкими к нормальным и слабоотрицательным значениями.

В северной и западной частях Казыр-Кизирского синклинория дейтероорогенез проявился становлением обширных лавовых полей эффузивов различного состава ($\sigma = 2,75\text{--}2,85 \text{ г/см}^3$, $\varepsilon = 1100 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$ и $\sigma = 2,63 \text{ г/см}^3$, $\varepsilon = 486 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$). С ними пространственно связаны многочисленные интрузии сиенитов ($\sigma = 2,66 \text{ г/см}^3$, $\varepsilon = 900 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$), гранитов, ($\sigma = 2,60 \text{ г/см}^3$, $\varepsilon = 500 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$) и кварцевых порфиров ($\sigma = 2,71 \text{ г/см}^3$, $\varepsilon = 538 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$).

Эта дейтероорогенная переработка верхней части земной коры синклинория отразилась в магнитном поле крупными сложно построенными положительными аномалиями, прослеживающимися в пределы Южно-Минусинской впадины.

Минусинский прогиб, ограниченный описанными выше складчатыми структурами, слагается дейтероорогенными образованиями — терригенными, туфогенными и вулканогенными комплексами нижнедевонско-пермского возраста.

Наиболее плотные ($\sigma = 2,71\text{--}2,85 \text{ г/см}^3$) породы представлены вулканогенными образованиями быскарской серии девона, приуроченными к нижним частям прогиба и слабо отличающимся по плотности от пород, слагающих фундамент. Магнитные характеристики вулканогенных пород этой серии специфичны ($\varepsilon = 300\text{--}1800 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$). Терригенные комплексы имеют малую среднюю плотность ($\sigma = 2,50 \text{ г/см}^3$) и малую магнитную восприимчивость ($\varepsilon = 50 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$). Колебания мощностей слабометаморфизованных терригенных комплексов определяют основные черты локальных аномалий силы тяжести.

Максимальный вклад (10–36 мгл) в гравитационное влияние вносят толщи осадков (рис. 31)*, выполняющих прогибы и впадины (Джиримо-Балахтинский, Абаканский, Таштыпский прогибы, Черногорская, Сыдо-Ербинская, Балахтинская и другие впадины). Значительно меньше гравитационное влияние осадков в пределах поднятий (Копьевский купол, Ширинское, Тагарское поднятия, см. рис. 31).

Анализ выражения в физических полях структурно-вещественных комплексов верхней части земной коры складчатого обрамления Минусинского про-

*Карта гравитационного влияния осадочного чехла построена без учета вулканогенной серии девона, поскольку последняя имеет физические характеристики, близкие к породам фундамента, вследствие чего корректное выделение ее в физических полях невозможно. Быскарская серия анализировалась вместе с комплексами фундамента.

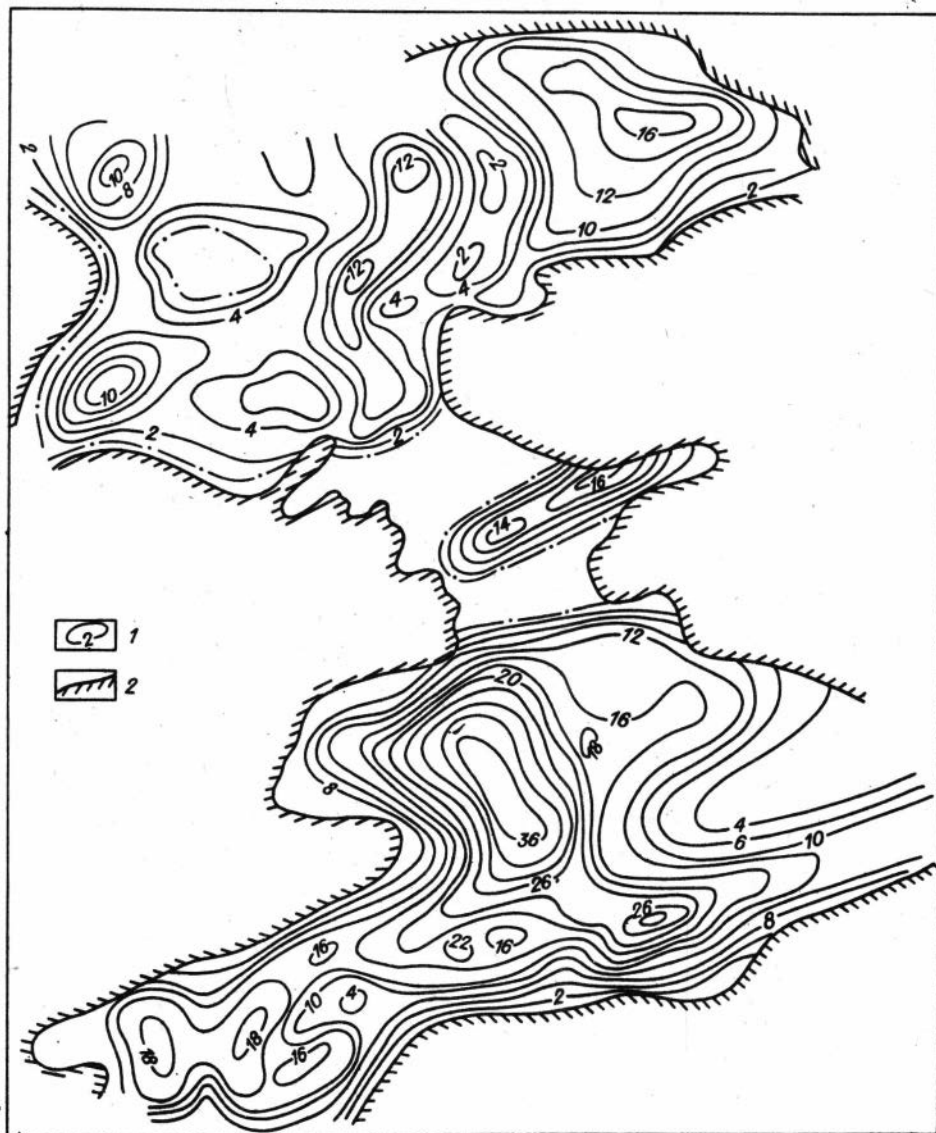
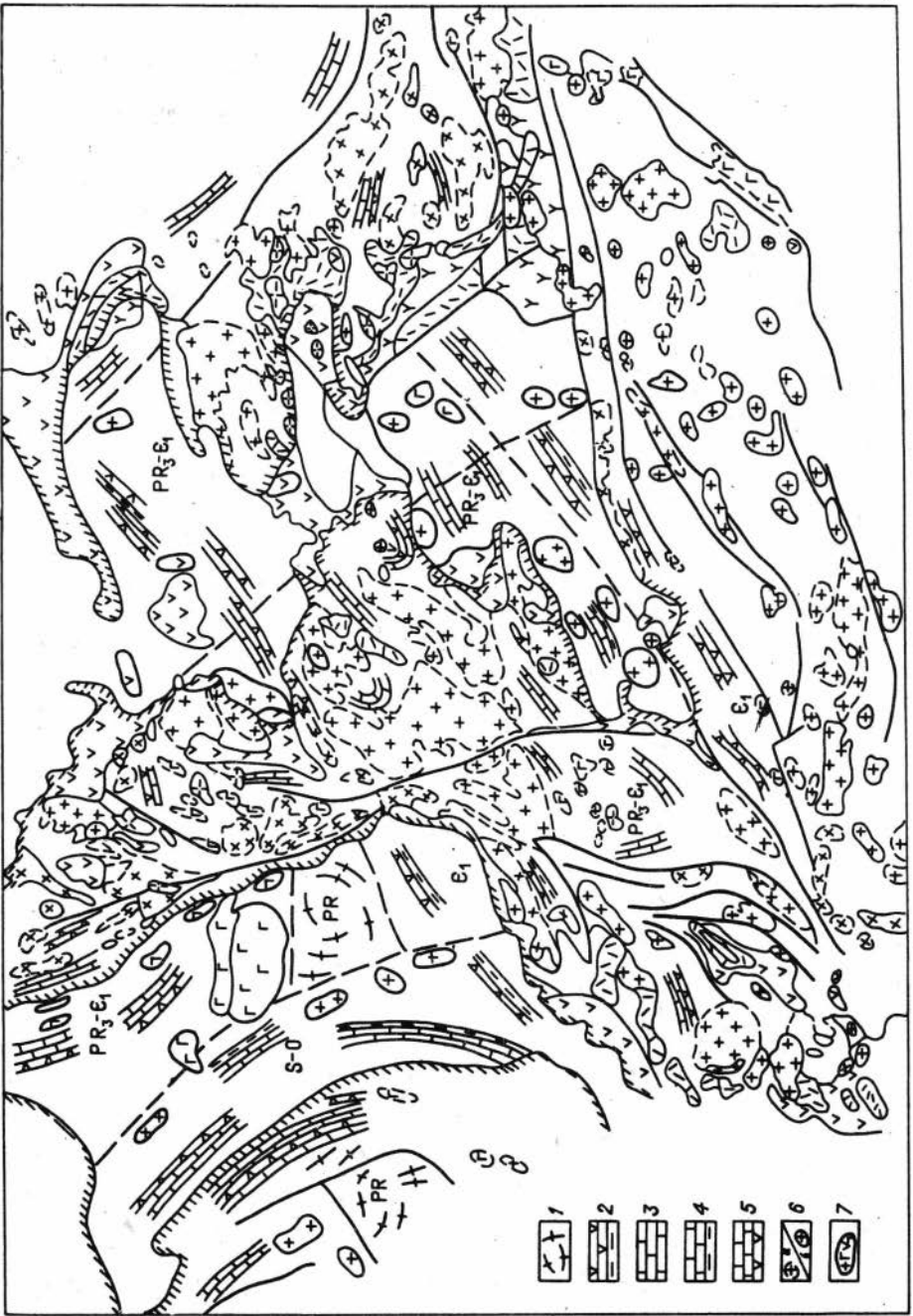


Рис. 31. Карта гравитационного влияния осадочного чехла Минусинского прогиба.

1 - изоаномалы, мгл; 2 - граница прогиба.

гиба, а также взаимоотношений физических полей прогиба и его обрамления позволяет выделить зоны фундамента прогиба, характеризующиеся определенным вещественным составом и структурой.

Со стороны Кузнецкого Алатау в пределы Северо-Минусинской впадины прослеживается зона относительно повышенной силы тяжести, соответствующая преимущественному развитию вулканогенных комплексов в верхней части земной коры, слагающих прогибы Кузнецкого Алатау. При перехо-



де в Минусинский прогиб напряженность поля силы тяжести практически не меняется, несмотря на то, что мощный осадочный чехол создает здесь дефект масс в $-10 \div -12$ мгл. Это можно объяснить тем, что в фундаменте Северо-Минусинской впадины развиты преимущественно вулканогенные комплексы кембрийского возраста /Тектоника и глубинное..., 1973/. Быскарская серия, насыщающая фундамент прогиба и надфундаментную его часть, уплотняет земную кору этого участка. Наиболее отчетливо утяжеленность этого блока Северо-Минусинской впадины видна в поле остаточных аномалий (см. рис. 19).

Со стороны Саралинского гранитоидного массива Кузнецкого Алатау в пределы Северо-Минусинской впадины прослеживается зона отрицательных значений силы тяжести. После учета здесь осадочного чехла (10–12 мгл) остается довольно интенсивная отрицательная аномалия, что интерпретируется как указание на развитие в составе фундамента этой части впадины гранитоидных интрузий /Тектоника и глубинное строение..., 1973/.

Поскольку в северо-западную часть Южно-Минусинской впадины внедряются погруженные части Батенёвско-Беллыкской зоны, то в пределах фундамента впадины, учитывая особенности остаточных полей $\Delta g_{\text{ост}}$, можно предполагать развитие тех же кремнисто-карбонатных пород (рис. 32).




Вычитание гравитационного влияния осадочной толщи из наблюдаемого поля Δg в юго-западной части Южно-Минусинской впадины обуславливает отрицательные аномалии силы тяжести. Также отрицательно и остаточное поле силы тяжести, построенное на основе совместного анализа по соотношению Пуассона (см. рис. 18) с исключением региональной составляющей, что дает основание предполагать достаточно широкое развитие здесь гранитоидных массивов и преимущественно карбонатно-терригенный состав фундамента. Зоной глубинного разлома этот легкий блок фундамента отделен от граничащего с ним с востока соседнего более "плотного" блока.

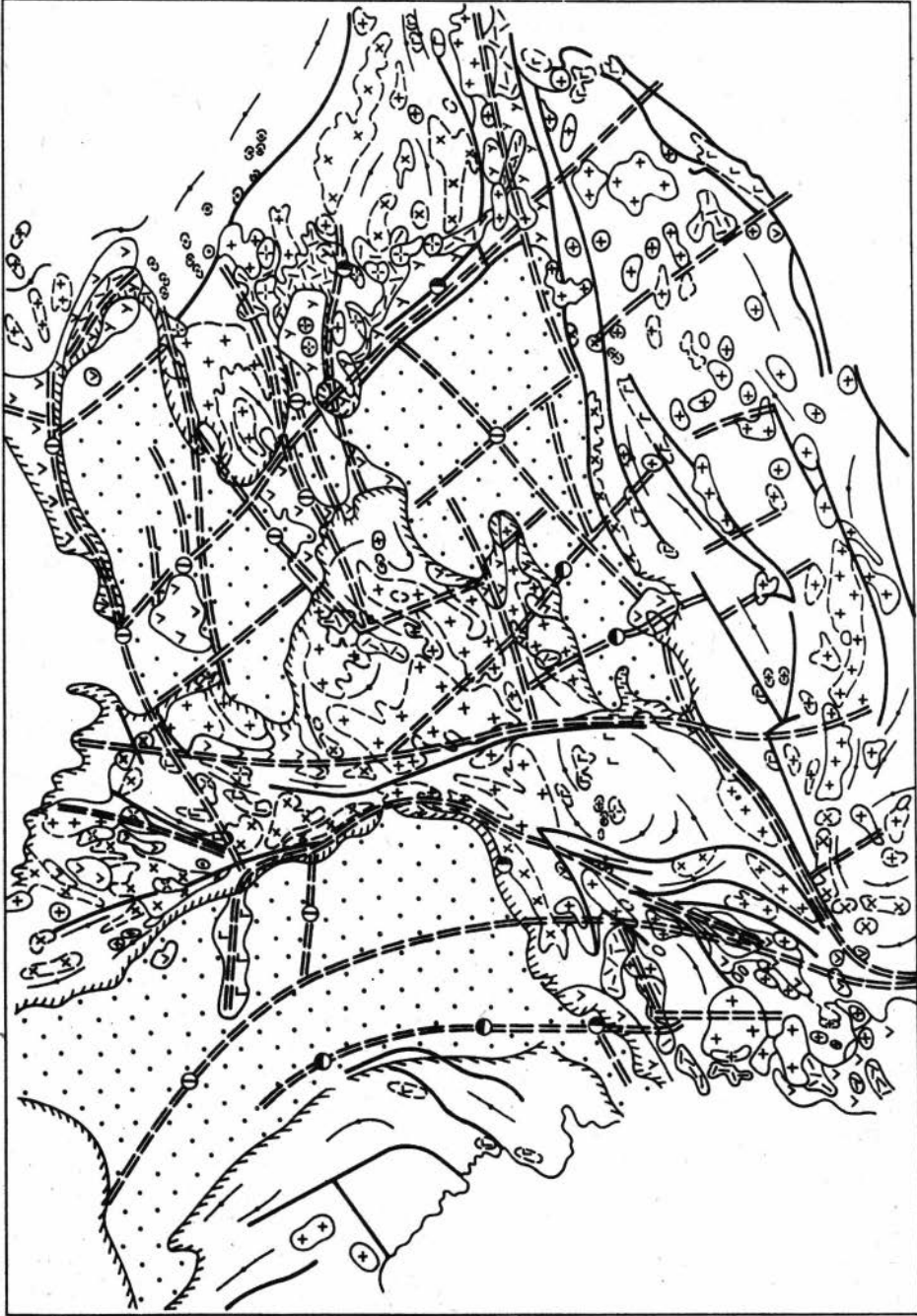
Со стороны Арбатского синклиория в фундамент Южно-Минусинской впадины распространяются вулканогенные комплексы кембрия, а с востока – слабые центральную часть Казыр-Кизирского синклиория вулканогенно-терригенные комплексы нижнего кембрия, которым соответствует субширотная, региональная аномалия относительно повышенного поля силы тяжести, включающая Тагарское поднятие. В остаточном гравитационном поле (исключены региональная составляющая и влияние осадочного чехла) над этим поднятием отмечаются максимальные для Минусинского прогиба значения силы тяжести.

Единство аномальной зоны Δg для Тагарского поднятия и Казыр-Кизирского синклиория дает основание считать, что в фундаменте первого развиты метаморфизованные вулканогенные комплексы, идентичные подобным Казыр-Кизирского синклиория. Кроме того, поскольку весь юго-восточный фланг Южно-Минусинской впадины характеризуется широким развитием магматических комплексов девонского возраста, следует учитывать высокую насыщенность тагарской части фундамента вулканогенными комплексами быскарской серии.

Рис. 32. Вещественные комплексы фундамента Кузнецкого и Минусинского прогибов.

1 – нерасчлененные метаморфические; 2 – вулканогенно-терригенные; 3 – карбонатные; 4 – карбонатно-терригенные; 5 – вулканогенно-карбонатные; 6 – магматические комплексы региона: а – нижнепалеозойские, б – средне-, верхнепалеозойские; 7 – прослеженные под чехол (см. рис. 26).

- 1 
- 2 
- 3 
- 4 
- 5 
- 6 
- 7 
- 8 
- 9 
- 10 
- 11 
- 12 
- 13 



Зона региональных минимумов силы тяжести, прерывающаяся относительно-ным максимумом к востоку от Беллыжского поднятия, внедряется со стороны Дербинского антиклинория в пределы Северо-Минусинской впадины. На карте остаточных аномалий $\Delta g_{ост}$ (см. рис. 19) этой части впадины соответствует отрицательное поле малой интенсивности. Возможно, фундамент этой части Северо-Минусинской впадины представлен карбонатными комплексами верхнепротерозойско-нижнекембрийского возраста.

Фундамент Минусинского прогиба (рис. 33) разделен зонами глубинных разломов на несколько крупных блоков, различающихся по составу геосинклинально-протоорогенных комплексов. Глубинный разлом, секущий прогиб с северо-запада на юго-восток и именуемый в литературе Абаканско-Ужурским /Лучицкий, 1960б; Сурков, 1960, 1963/, разграничивает западные более легкие и восточные более плотные блоки фундамента.

Зоной глубинного разлома Южно-Минусинская впадина рассекается в северо-восточном направлении. В фундаменте зона разлома отделяет существенно вулканогенные толщи южной и юго-восточной частей впадины от гранитизированных кремнисто-карбонатных комплексов, располагающихся к северо-западу, что в поле силы тяжести подчеркивается резкой сменой его морфологии и интенсивности - гравитационной ступенью.

Верхняя часть консолидированной земной коры Минусинского прогиба крайне насыщена магматическими продуктами дейтероорогенного этапа (трахибазальтовая, гранит-липаритовая формации). Однако в поле силы тяжести выделить влияние этих толщ от преимущественно вулканогенных метаморфизованных комплексов фундамента не всегда удается. В магнитном же поле образования дейтероорогенного этапа, завершившегося становлением таких магматических формаций /Витте и др., 1978/, фиксируются отчетливо.

Наиболее уязвимым и проницаемым фундамент Минусинского прогиба оказался для внедрений магматических комплексов дейтероорогенного этапа, причем вулканические процессы в палеозое распространились значительно шире, чем пределы прогиба. Ими сформированы обширные лавовые поля также в пределах северной и северо-восточной частей Кузнецкого Алатау, западной и южной частей Казыр-Кизирского синклинория, южнее Беллыжского поднятия и в юго-западной части Тельбесского синклинория. От прогибов к их складчатому обрамлению состав вулканогенных комплексов меняется в сторону увеличения доли средних и кислых составляющих.

Анализ геолого-геофизических материалов позволил выделить в фунда-

Рис. 33. Вещественные комплексы обрамления и металлогеническая зональность Кузнецкого и Минусинского прогибов.

1 - метаморфические геосинклинальные комплексы (основные простирающиеся структур); 2 - сложные многофазные плутоны габбро-гранитовой формации; 3, 4 - интрузивные комплексы преимущественно диоритового состава (3) и габбро-пироксенит-дунитовой формации (4). Вещественные комплексы дейтероорогенного этапа: 5 - осадочно-вулканогенные комплексы прогибов, 6-8 - интрузивные комплексы гранит-липаритовой формации: 6 - граниты, 7 - плагиограниты, гранодиориты (а), сиенит-диориты, монзониты (б), ультраосновные щелочные породы (в); 8 - сиениты; 9 - вулканические породы быкарской серии девона: а - кислые, б - нерасчлененные, в - основные; 10 - перспективные области на месторождения: а - редких металлов (?), б - золота, в - меди, железа; 11 - зоны проницаемости; 12 - глубинные разломы; 13 - границы прогибов.

менте Минусинского прогиба крупные зоны проницаемости, по которым наиболее интенсивно шла дейтероорогенная переработка (см. рис. 33). Зоной проницаемости, прослеживающейся со стороны Кузнецкого Алатау, подчеркивается северная граница Минусинского прогиба. В пределах же самого Кузнецкого Алатау простирается этой зоны подчеркнуто разрывными нарушениями северо-восточного простирания и связанными с ними проявлениями эффузиев основного состава. В верхней части прогиба к этой зоне приурочена полоса эффузиев, на всем протяжении которой отмечается повышенное поле силы тяжести.

От северной окраины Копьевского купола в восточном направлении вплоть до Джиримо-Карасукского прогиба прослеживается также зона проницаемости, выраженная повышенным полем силы тяжести. Зона эта контролирует проявления девонских эффузиев основного состава и трубки взрыва пермско-триасового возраста.

Субмеридиональной зоной проницаемости, к которой, по-видимому, приурочены субвулканические интрузии кварцевых порфиров, фиксируется некоторое смещение блоков и рассекается Копьевский купол. В поле силы тяжести южная часть этой зоны выражена небольшой гравитационной ступенью и локальной аномалией магнитного поля.

Вдоль северной границы Беллыкского поднятия прослеживается зона проницаемости, уходящая в пределы Северо-Минусинской впадины двумя ветвями. Первая ветвь, проходящая через Кокоревское поднятие, имеет субширотное простирание и продолжается до южной окраины Копьевского купола, т.е. до глубинного разлома, разграничивающего блоки фундамента Минусинского прогиба. В поле силы тяжести эта зона выражена гравитационной ступенью. В северной части Беллыкского поднятия зоне этой соответствуют проявления основного и кислого вулканизма, с нею также связаны малые интрузии граносиенитов. В пределах Северо-Минусинской впадины к ней, возможно, приурочены основные разности магматических пород.

Вторая ветвь отмечаемой зоны проницаемости отходит к юго-западу, простираясь через краевую часть Беллыкского поднятия, где к ней приурочены поля кислых и основных эффузиев, а также субвулканические и малые интрузии граносиенитов. В батенёвской части поднятия этой зоне соответствуют разрывные нарушения, поля эффузиев кислого и основного состава, девонские впадины. Гравитационное поле над рассматриваемой ветвью зоны проницаемости выражено градиентной ступенью.

Все выделенные в Северо-Минусинской впадине зоны проницаемости северо-восточного и субширотного простираний связаны с единой центральной зоной - Енисейским разломом, прослеживающимся с северо-запада на юго-восток. Крупные вулканогенные пояса (см. ниже) соответствуют этой зоне и в южной части Минусинского прогиба. В поле силы тяжести для большей части зоны характерна гравитационная ступень.

По южной окраине Беллыкского поднятия через центральную часть Минусинского прогиба в пределы Батенёвского поднятия трассируется зона проницаемости, к которой приурочено развитие эффузивных и интрузивных комплексов девонского возраста. На северо-восточном продолжении этой зоны отмечаются вначале эффузивы кислого, а в центральной части прогиба - основного состава. В гравитационном поле область развития последних отражается локальной аномалией относительно повышенного поля.

Вдоль южного обрамления Беллыкского поднятия, над кислыми разновидностями эффузиев, вмещающих малые интрузии граносиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов, фиксируется новая зона проницаемости, выраженная гравитационной ступенью, а в магнитном поле - интенсивной положительной аномалией согласного с ней простирания.

Южная зона проницаемости, контролирующая поля эффузивов основного, среднего и кислого состава, к которым приурочены интрузии граносиенитов, шелочных и нефелиновых сиенитов, прослеживается от северо-западного окончания Казыр-Кизирского синклинория. В гравитационном поле эта зона проницаемости отражается повышенной силой тяжести, прослеживающейся через Минусинский прогиб в юго-восточном направлении. Повышенный уровень поля силы тяжести вдоль этой зоны проницаемости дает основание предполагать, особенно в пределах Минусинского прогиба, значительное развитие в разрезе девонских комплексов базальтоидного состава. В магнитном поле этой зоне соответствует линейная интенсивная положительная аномалия.

В области юго-западного обрамления Южно-Минусинской впадины располагается крупное лавовое поле, созданное пересечением двух зон проницаемости. Одна из них — меридиональная — служит западным ограничением Абаканского прогиба впадины, а другая прослеживается в восток-северо-восточном направлении вдоль северного борта Арбатского синклинория. Потружаясь далее под чехол, эта зона выделяется по особенностям аномалий силы тяжести (некоторым повышением поля Δg) и магнитных аномалий (линейная зона концентрации локальных интенсивных положительных аномалий). Судя по специфике выражения этой зоны в физических полях, в ее пределах происходили дифференцированные подвижки блоков фундамента и интенсивное насыщение последнего магматическими продуктами дейтероорогенного этапа девонского возраста.

Зона проницаемости, несомненно, связанная с дейтероорогенными подвижками прослеживается через центральную часть Абаканского прогиба в поперечном (северо-северо-западном) к нему направлении. Связь эта отчетливо видна в пределах Арбатского синклинория, где данная зона проявляется высокой концентрацией разрывных нарушений поперечного к синклинорию простирания и насыщенностью девонскими магматическими комплексами (основные и кислые эффузивы, субвулканические интрузии). Особенности выражения этой зоны в поле силы тяжести — относительно пониженное поле Δg , и в магнитном — относительно пониженное поле ΔT_a , а также преимущественно кислый состав образований в описываемой зоне в пределах обрамления позволяют считать, что она обусловлена проявлениями в основном кислого магматизма (кислые эффузивы, субвулканические и малые интрузии сиенитового, граносиенитового и гранодиоритового состава).

Вдоль границы Абаканского и Таштыпского прогибов прослеживается в северо-западном направлении зона проницаемости, подчеркнутая разрывными нарушениями в фундаменте и чехле, поперечными (северо-западного) к общему простиранию. К этой же зоне, возможно, приурочены поля эффузивов основного состава в юго-восточной части Батенёвского поднятия и интрузивные комплексы девона в пределах Джебашского горста. Простирание зоны может быть продолжено в северо-западном направлении в пределах Тигертыпского плутона, что подчеркивается локальной аномалией силы тяжести, простирание которой также дискордантно общему простиранию аномалий гравитационного поля над Абаканским прогибом, в пределах которого по этой зоне возможны магматические (вулканические) проявления трахандезит-базальтовой (?) формации.

В юго-восточной части Батенёвского поднятия дейтероорогенные процессы выразились становлением обширного поля эффузивов основного состава. Переработка верхней части земной коры здесь шла в двух направлениях: северо-западном (вкрест простирания основных геосинклинальных комплексов поднятия) и северо-восточном. Первому направлению соответствуют многочисленные разрывные нарушения и рой даек девонских гранитоидов, насыщающих,

в частности, Сонский гранитоидный массив. Прослеживается эта зона далее в пределы Южно-Минусинской впадины, где ей соответствует согласная с ее простиранием локальная аномалия относительно повышенных значений Δg , простирающаяся вплоть до Западного Саяна. На продолжении этой аномалии здесь фиксируется аномалия, имеющая поперечное (северо-западное), осложняющее обычное Западно-Саянское простирание. Аномалия эта расположена над сложным гранитоидным плутоном (среднекембрийского возраста) и, возможно, отражает его девонскую переработку. Судя по напряженности поля силы тяжести, в этой зоне фиксировался в пределах Южно-Минусинской впадины девонский вулканизм основного состава.

Воздействие на верхнюю часть земной коры в северо-восточном направлении оказывалось разрывными нарушениями и полями эффузивов основного и кислого состава, имеющих преимущественно также северо-восточное простирание. Положение такой зоны в пределах Южно-Минусинской впадины, где она прослеживается вплоть до крупного структурного шва, разделяющего блоки фундамента впадины, подчеркивается гравитационной ступенью. По аналогии со складчатым обрамлением, где зоне проницаемости соответствует преимущественно основной вулканизм, можно ожидать подобные же проявления в составе фундамента прогиба.

Крупные зоны проницаемости субширотного восток-северо-восточного и северо-северо-западного простираний прослеживаются вдоль южного борта Минусинского прогиба. В девоне в пределах этих зон сформировались обширные вулканические поля, накладывающиеся на структурно-вещественные комплексы Западного и Восточного Саянов. Кроме вулканитов, преимущественно среднего и кислого состава, к этим зонам приурочены и крупные гранитоидные интрузии. В магнитном поле перечисленные магматические комплексы выражены крупными интенсивными положительными аномалиями ΔT_a , группирующимися в субширотном и северо-западном направлении. Особенности гравитационного поля позволяют выделить участки преимущественного развития вулканитов кислого, среднего и основного состава (см. рис. 32).

Батенёвское и особенно Беллыкское поднятия характеризуются высокой насыщенностью магматическими комплексами дейтероорогенного этапа. В пределах последнего поднятия практически невозможно выделить зоны концентрации дейтероорогенных комплексов: они развиты по площади и им соответствует обширная область интенсивных положительных магнитных аномалий, свидетельствующих о высокой степени переработки протоорогенного субстрата. По особенностям магнитного поля можно трассировать зоны проницаемости из Беллыкского поднятия через центральную часть Минусинского прогиба в пределы Батенёвского поднятия.

Сыдо-Ербинская впадина, входящая в Южно-Минусинскую, рассматривалась нами самостоятельно при районировании ее фундамента по вещественному составу. Сложное гетерогенное строение обрамляющей части этой впадины четко отражается в аномальном магнитном поле. Над участками пересечения разноориентированных разломов, к которым приурочены магматические комплексы преимущественно щелочного состава, повсеместно отмечаются локальные максимумы поля ΔT_a .

Наиболее магнитны интрузивные комплексы плутоической щелочно-сиенитовой формации лутагского типа девонского возраста [Косоруков, 1981]. Им свойственны специфические магнитные аномалии ΔT_a интенсивностью до 1000 нТл, а в случае, когда подобные интрузии соседствуют с андезитобазальтовой формацией, интенсивность поля достигает более 2000 нТл, как, например, интенсивная положительная аномалия в южной части Беллыкского

поднятия. В юго-западном направлении от нее интенсивность поля снижается до 200–100 нТл, что обусловлено распространением здесь гранитоидных комплексов.

Над областью распространения трахиллипаритовой и базальт-андезитовой формаций с субвулканической трахиллипаритовой на Батенёвском поднятии фиксируется расплывчатый максимум поля ΔT_a (до 600 нТл). Несколько пониженное поле ΔT_a над интрузивами сайбарского типа, приуроченными к диорит-гранодиорит-платиогранитным магматическим комплексам верхнекембрийско-ордовикского возраста. Для интрузивных же массивов сайбарского типа, обрамленных трахиллипаритовой формацией, характерны повышенные значения поля ΔT_a (600–1000 нТл) и т.д.

Анализ трансформированных гравитационного и магнитного полей позволяет выделить в пределах фундамента Сыдо-Ербинской впадины три блока, различающихся по вещественному составу пород, контактирующих по зонам глубинного заложения. Так, в северо-восточном направлении почти по центру впадины проходит зона проницаемости, выраженная двумя глубинными разломами, разграничивающими северный и южный ее блоки. Наиболее четко в трансформированном магнитном поле подчеркивается южная граница этой зоны: она фиксируется на всем протяжении аномалиями ΔT_a согласного с ней простирания и подтверждается также градиентом поля силы тяжести, равным здесь 2 мгл/км.

Остановимся кратко на каждом из блоков фундамента Сыдо-Ербинской впадины (рис. 34). Северный блок (I) имеет преимущественно сиалический состав верхней части земной коры, подтверждающийся плутонами гранитоидного состава (беллыкский комплекс). Локальные магнитные аномалии над ними относительно пониженного поля фиксируют гранитоидный додевонский интрузивный комплекс обрамления, который затем и прослеживается в глубь впадины. Остаточное гравитационное поле, здесь относительно пониженное, подтверждает сделанное выше заключение о сиалическом типе коры.

В южном блоке (II) фундамента впадины по аналогии отображения магматических комплексов в магнитном поле на обрамлении выделяются области распространения девонской андезитобазальтовой формации, с которой ассоциируют интрузии щелочных сиенитов лутагского типа. Это подтверждается и увеличением значений остаточного гравитационного поля в данном направлении. Дейтероорогенная переработка (средне-, верхнепалеозойская) проявилась здесь в становлении щелочных магматических комплексов.

Западный блок (III) фундамента впадины ограничен разломом северо-западного направления и картируется локальным максимумом ΔT_a (более 300 нТл). От блока I в пределы блока III прослеживается относительный минимум остаточного поля силы тяжести, указывающий на сиалический состав верхней части земной коры двух этих блоков. Дейтероорогенез, судя по геофизическим характеристикам, обусловил здесь, как и на Батенёвском поднятии, становление андезитобазальтовой формации, имеющей плотность пород, близкую к породам гранитоидного состава /Шарловская, 1983/.

Приведенные данные свидетельствуют, что дейтероорогенная переработка верхней части земной коры в Кузнецком и Минусинском прогибах шла в различных направлениях. Если в Минусинском прогибе она проявилась преимущественно в северо-восточном направлении, то в Кузнецком прогибе направление ее преимущественно меридиональное. Отмеченные особенности распространения дейтероорогенной переработки земной коры были обусловлены структурным планом протоорогенного субстрата.

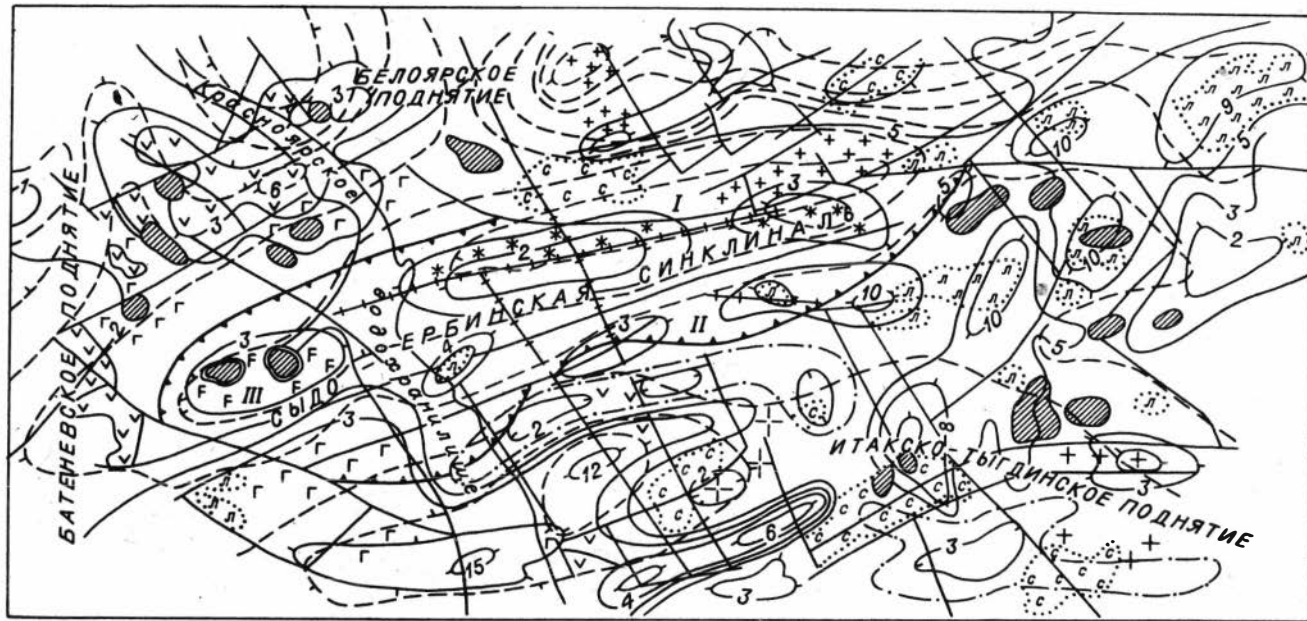


Рис. 34. Магматические комплексы фундамента и обрамления Сыдо-Ербинской впадины /по Косорукову, 1981, дополнения автора/.

1 - плутоническая граносиенитовая формация: а - ирбинский комплекс, б - додевонские комплексы (диорит-гранодиорит-плагногранитные); 2 - трахилипаритовая и базальт-андезитовая формации девонского возраста; 3 - интрузивные массивы щелочных сиенитов, субвулканические габбро-диорит-диабазы (сайбарский тип); 4 - граница впадины; 5 - магнитное поле на поверхности фундамента впадины: а - положительное, б - отрицательное; 6 - остаточное поле силы тяжести: а - относительно повышенное, б - относительно пониженное; 7 - интрузии диорит-граносиенит-гранитовой формации (беллыкский тип): а - по А.П. Косорукову /1981/, б - наши данные (по полям Δg и ΔT_a); 8 - андезитобазальтовая девонская формация: а - по А.П. Косорукову /1981/, б - наши данные (по полю ΔT_a); 9 - интрузивные массивы девонской граносиенитовой формации (лутагский тип): а - по А.П. Косорукову /1981/, б - наши данные (по полю ΔT); 10 - субвулканическая трахилипаритовая девонская формация: а - по А.П. Косорукову /1981/, б - наши данные (по полю ΔT); 11 - тектонические нарушения: а - по А.П. Косорукову /1981/, б - наши данные (по полям Δg и ΔT_a); 12 - ^аблоки фундамента впадины.

В отношении геофизических характеристик можно констатировать, что в общей структуре магнитного поля Кузнецко-Минусинского региона резко доминирующее положение занимают аномалии и аномальные зоны, связанные с вещественными комплексами дейтероорогенного этапа (см. рис. 30) /Витте и др., 1978; Шарловская, 1978/. Такое утверждение распространяется на большинство магнитоактивных объектов в коре Кузнецко-Минусинского региона. Как видно из схемы (см. рис. 30), аномалии ΔT_a над магнитоактивными объектами, возникшими в стадии геосинклинального развития (офиолитовые пояса, базитовые и диоритовые магматические комплексы), по масштабам их проявления не соизмеримы с аномалиями, обусловленными телами дейтероорогенного этапа.

К участкам земной коры со слабым проявлением воздействий протоорогенеза приурочено наиболее интенсивное обогащение вещественных комплексов ферромагнетиками. Дейтероорогенез усилил симатическую линию в развитии коры (Кузнецкий, Минусинский прогибы). В переходной зоне от прогибов к обрамлению в зависимости от сиалической подготовленности их субстрата менялся и стиль дейтероорогенной переработки коры. Областям, где дейтероорогенез продолжил сиалическую линию, свойственны близкие к нормальным значения магнитного поля, свидетельствующие об отсутствии или слабом проявлении в коре этих участков ферромагнитных минералов. Расположение зон дейтероорогенной переработки коры, сопровождающееся ее обогащением подобными минералами, подчеркивается обширными зонами интенсивных положительных магнитных аномалий, которые подчиняются общему рисунку складчатой структуры, созданной протоорогенезом. В западной части региона, где преобладает структурный план субмеридиональной ориентировки, зоны дейтероорогенной переработки имеют также субмеридиональное простирание (Кузнецко-Бийско-Катунская). В центральной и восточной частях региона субширотного простирания протоорогенных складчатых комплексов зоны дейтероорогенной переработки имеют согласное с ними направление (см. рис. 30).

Следует подчеркнуть тесную пространственную связь аномальных магнитных полей Кузнецко-Минусинского региона, созданных дейтероорогенезом, с полосовыми аномальными зонами, располагающимися в фундаменте восточной части Западно-Сибирской плиты и юго-западной части Сибирской платформы. Такие аномальные зоны магнитного поля следуют вдоль впадин и прогибов фундамента плиты и платформы, осадочное выполнение которых слагают вулканогенные толщи основного состава (см. рис. 4). Подобное положение характерно и для системы впадин и прогибов (Назаровской, Тегульдетской и др.), располагающихся к северу от Северо-Минусинской впадины, в осадочном чехле которых интенсивно развиты продукты среднепалеозойского вулканизма. Этим впадинам также соответствуют субширотные системы интенсивных магнитных аномалий, имеющие непосредственное продолжение подобных магнитных аномалий Минусинского прогиба.

Следует отметить, что Касская, Дубчесская, Баихинская и Маковская впадины, расположенные вдоль р. Енисей, характеризуются интенсивными магнитными аномалиями, которые через систему аномалий Рыбинской впадины соединяются с аномальной зоной того же направления над наложенным Агульско-Удинским прогибом Восточного Саяна, выполненным сложным комплексом девонских магматических пород.

Все сказанное выше позволяет выделить широкую региональную зону субмеридионального простирания (см. рис. 4) симатической дейтероорогенной переработки земной коры, включающую впадины и прогибы Западно-Сибирской плиты и продолжающуюся в Алтае-Саянскую область через Минусинский прогиб к Тувинскому прогибу.

Подобную же субмеридиональную зону симатической дейтероорогенной переработки можно выделить и на северо-западном продолжении Кузнецко-Бийско-Катунской магнитной зоны Алтае-Саянской области. В пределах Западнo-Сибирской плиты зона эта включает аномалии Нарымско-Колпашевской внутренней впадины, соединяющейся с меридиональной аномальной зоной, соответствующей Колтогорско-Уренгойскому грабен-рифту, выполненному эффузивными образованиями.

Анализ гравитационного поля показал, что усиление симатической тенденции в ходе дейтероорогенных процессов ведет к "утяжелению" верхней части земной коры за счет насыщения ее базитовым материалом девонского возраста. Региональные же минимумы поля силы тяжести вызваны высокогранитизированной легкой корой, окончательно сформировавшейся в дейтероорогенный период.

Таким образом, среднепалеозойская, а затем и мезозойская дейтероорогенная перестройка земной коры, охватывая огромные области, имеет соответствующее отражение в региональных физических полях.

Глава V

БЛОКОВОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ И НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ КУЗНЕЦКО-МИНУСИНСКОГО РЕГИОНА

Исследуемый регион, как известно, признан одной из перспективных металлогенических провинций СССР. Чтобы уяснить закономерность процессов образования и размещения полезных ископаемых, особенно глубокозалегающих, поиски месторождений которых становятся актуальными, серьезное внимание уделяется изучению здесь воздействий на металлогению глубинных частей земной коры и верхней мантии. Все больше подтверждается идея Ю.А. Кузнецова /1970/ о тесной связи магматизма и процессов, происходящих в верхней мантии. У других авторов /Коржинский и др., 1982; Кутолин, 1982; Кузнецов и др., 1982/ также наметилась тенденция основным источником рудного вещества для многих типов месторождений считать мантию. При этом предполагается, что образование мантийных металлоносных флюидов обусловлено восходящими потоками, зарождающимися в глубинах мантии Земли в процессе частичного плавления ее вещества, и что генетические типы - это отражение прерывистого режима дегазации очагов щелочно-базальтоидных магм; неоднородность состава мантии по латерали обуславливает различную металлогеническую специализацию рудных провинций /Кузнецов и др., 1982/.

Крупные магнитоактивные источники в земной коре исследуемого региона возникли в результате средне-, верхнепалеозойско-мезозойской активизации, завершившейся становлением щелочных магматических комплексов - производных верхней мантии. Каждый импульс верхней мантии, порождающий начало тектономагматической активизации, характеризуется высокой щелочностью пород /Матреницкий, 1981/. Максимум интенсивности рудообразования приходится на завершающие стадии подобной активизации /Туркин, 1983/.

Как известно, представление о глубинном строении Кузнецко-Минусин-

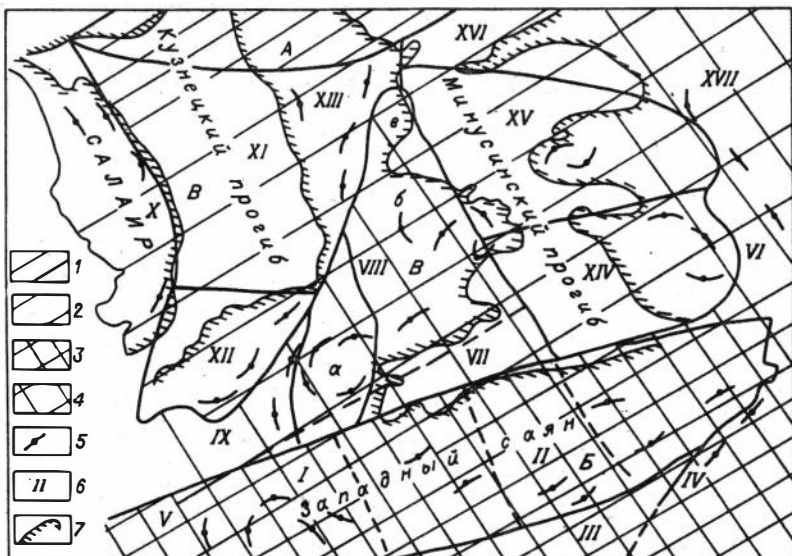


Рис. 35. Схема глубинного районирования Кузнецко-Минусинского региона.

1 - западно-сибирский тип земной коры (А); 3 - центрально-азиатский (западно-саянский) тип земной коры (Б); 2, 4 - промежуточные типы земной коры (В); 5 - основные простирания структур; 6 - блоки земной коры: I - IV - Западно-Саянские, V, IX - Бийско-Катунские, VI - Дербинский, VIII, XIII - Кузнецко-Алатауские (а - Мрасский, б - Батенёвский, в - Саралинский); VII - Юго-Западно-Минусинский, X - Салаирский, XI - Кузнецкий, XII - Тельбесский, XIV - Южно-Минусинский, XV, XVI - Северо-Минусинский, XVII - Протеросаян; 7 - граница прогибов.

ского региона, слабо изученного сейсмическими методами, получено на основании комплексной геологической интерпретации гравитационных и магнитных данных. Нами на основе использования гипотезы изостазии определена мощность земной коры для восточной части региона. Для остальной территории данные о мощности коры, полученные по аналогичной методике, заимствованы у других авторов /Тектоника и глубинное строение..., 1973/. Все подобные данные о поведении поверхности Мохоровичича сведены на обобщающей карте (см. рис. 24). Максимальная мощность земной коры устанавливается для Западного Саяна (50-55 км), для Кузнецкого Алатау и Салаира она составляет 42-48 км, минимальная характерна для Кузнецкого и Минусинского прогибов (36-39 км).

Применение вышеописанной программы глубинного районирования /Захарова, Шарловская, 1977/ позволило выделить в пределах исследуемого региона два основных типа глубинных структур литосферы - Центрально-Азиатский на юге и Западно-Сибирский - на севере (рис. 35). Однако особенности глубинного строения большей части исследуемой территории позволяют рассматривать данный регион как пограничную структуру между названными выше крупными структурами литосферы. В крупных чертах гравитационного поля первая из них выражена глубокими региональными минимумами, вторая - близкими к нулевым значениям напряженности поля Δg . Центрально-Азиатскому поднятию, в том числе его северной периферии, Западному и Восточному Саянам соответствует увеличение мощности земной коры за счет ее сиалической

части и, вероятно, за счет несколько пониженной плотности верхней мантии.

Характеристика гравитационного поля Западно-Сибирского региона дает основание считать (по глубинному строению и пониженной мощности земной коры, противоположным первой литоструктуре), что здесь явно преобладает симатическая линия развития земной коры, обусловленная более плотной мантией.

Наличие в исследуемом регионе двух линий (симатической и сиалической) развития земной коры обусловили в отдельных его районах и соответствующую этим линиям специфику металлогении.

Выше отмечалось, что вещественные комплексы земной коры исследуемого региона представляют собой результат нескольких циклов тектономагматической активности, проявившихся здесь в форме как геосинклинальных, так и орогенных периодов ее развития. В состав этих комплексов входят метаморфические, осадочные и магматические формации. Специфика генезиса и состава таких комплексов определяет и соответствующий их металлогенический профиль /Основы формационного анализа..., 1966; Основные закономерности..., 1979; Алабин, 1983; Ильин, 1984/.

Не останавливаясь на описании отдельных металлических месторождений различного генезиса, приведем лишь их общие характерные признаки.

I. К главнейшим месторождениям руд, генетически и пространственно связанным с геосинклинальными комплексами, относятся: месторождения магнетитовых и титаномagnetитовых руд, ассоциирующиеся с малыми интрузиями габбро-пироксенитов верхнепротерозойско-нижекембрийской базальтовой формации; кварц-халькопиритовые жилы и самородная медь, связанные с субвулканическими интрузиями и основными эффузивами этой формации;

месторождения и рудопроявления золота, имеющие пространственную связь с нижекембрийскими габбро-диорит-диабазами;

проявления хрома, никеля и платины, известные среди месторождений хризотил-асбеста, талькового камня.

II. Среди месторождений, обусловленных вещественными комплексами протоорогенного этапа, промышленное значение могут иметь:

месторождения железа контактово-метасоматического скарнового типа в батолитах синорогенной гранитоидной формации;

медноколчеданные с цинком и колчеданно-полиметаллические месторождения, приуроченные к малым и субвулканическим гранитоидным интрузиям, верхнепротерозойско-кембрийской гранит-липаритовой формации;

медноколчеданные месторождения меди на контакте интрузий с расслаиваемыми диабазами;

молибденово-медные и вольфрамовые месторождения в массивах синорогенной гранитовой формации;

месторождения золота, в субвулканических интрузиях верхнепротерозойско-кембрийской гранит-липаритовой формации и батолитах синорогенной гранитовой формации;

колчеданно-полиметаллические месторождения, ассоциирующиеся с верхнепротерозойско-кембрийской гранит-липаритовой формацией /Кен, Груза, 1966/.

III. В дейтероорогенный этап формирование магматических комплексов сопровождалось концентрацией многих элементов, обусловившей создание месторождений арсенидных и кобальтовых руд, ртути, свинца, меди, цинка, висмута, серебра, золота, молибдена, флюорита, вольфрама, а также редких земель, связанных с полями развития девонской гранит-липаритовой формации. Редкие земли, тантал, ниобий, цирконий, нефелин, железо связаны с малыми интрузиями сиенитов девонского возраста /Основные закономерности..., 1979; и др./.

Контролирующее значение для значительного числа перечисленных месторождений имеют региональные зоны проницаемости и их фланги. В этом плане для металлогенического прогноза исключительно важно выяснить подобные структуры по геофизическим данным. Вопросам прогнозирования в исследуемом регионе месторождений полезных ископаемых с использованием геолого-геофизических материалов посвящены, как известно, работы многих исследователей. Основная задача настоящей работы – по геолого-геофизическим данным наметить определенные металлогенические перспективы фундамента таких крупных прогибов, как Кузнецкий и Минусинский. Выше неоднократно подчеркивалось, что та или иная тенденция в развитии крупных участков земной коры, отразившаяся формированием в ее верхней части соответствующих магматических и метаморфических формаций, определяет общий металлогенический облик этих участков.

Блоковое расчленение земной коры

Остановимся на классификации типов континентальной земной коры, выделяемых с привлечением геолого-геофизических данных с учетом проявляющихся в структуре и составе их разрезов генетических условий образования /Витте, Фотиади, 1976; Витте, 1981/.

Эволюционный план корообразования в петрологическом аспекте включает два крайних основных типа земной коры – “незрелый” и “зрелый” – и ряд промежуточных. “Незрелый” тип коры представляет собой как бы начальный этап корообразования, вообще же он характерен для областей с неполным геосинклинальным развитием. В его разрезе нет комплексов гранитно-метаморфического слоя, а слой базальтовый резко отличается как по составу, так и по мощности (характеризуется отсутствием процессов гранитизации). “Зрелый” тип коры – завершающий в эволюционном ряду корообразования, испытавший полный комплекс геосинклинальных и орогенных процессов с мощным гранитно-метаморфическим слоем.

К промежуточным типам земной коры относятся участки, характеризующиеся неполным геосинклинальным и орогенным развитием (различия в интенсивности процессов гранитизации определяют степень зрелости коры).

В ходе тектономагматической активизации, в том числе, конечно, и дейтероорогенез, соответствующие преобразования вещественного состава коры находятся также в зависимости от антиклинорных и синклинорных типов строения областей активизации. Первые характеризуются широким проявлением процессов гранитизации. В областях же синклинорного строения процессы активизации сопровождаются в большинстве случаев мощным основным магматизмом и вулканизмом. Подобные закономерности в строении и составе земной коры активизированных областей проявляются и в исследуемых районах Алтае-Саянской складчатой области и отчетливо отражаются в специфике поля силы тяжести и геомагнитном поле.

С описанных позиций типизации земной коры и при учете имеющихся геологических и геофизических данных намечено районирование исследуемой территории. На рис. 35 показаны такие ее крупные блоки внутри Кузнецко-Минусинского региона с существенно различным типом развития, приведшим к формированию качественно различным типов коры и соответственно их металлогенического профиля, о чем подробнее говорится ниже.

Западно-Саянский мегаблок (Б), расположенный на юге исследуемого региона и принадлежащий, как говорилось выше, к Центрально-Азиатскому поясу, характеризуется преимущественно “зрелым” или близким к нему типом

земной коры. Этот мегаблок сформировался в ходе интенсивных геосинклинальных орогенных процессов перераспределения вещества. Формирование гранито-мигматитовых комплексов здесь было начато протоорогенезом, а действоорогенез продолжил и усилил сиалическую линию развития. В результате этих процессов в верхней части земной коры образовался комплекс регионально мигматизированных и гранитизированных пород, вмещающих и крупные гранитные батолиты. О мощности коры отдельных частей этого мегаблока говорилось выше.

К северу от исследуемой территории располагается Западно-Сибирский (А) мегаблок, распространяющийся и на большую часть Западно-Сибирской плиты. Характеризуется он в основном земной корой "незрелого" типа. В верхней части некоторых разрезов под осадочным чехлом мощностью местами до 8-10 км располагаются регионально метаморфизованные геосинклинальные либо орогенные комплексы, почти не гранитизированные. Мощность коры для таких разрезов минимальна для плиты (35-37 км).

Большая часть исследуемой территории принадлежит к областям, переходным (В) между названными мегаблоками, и характеризуется типами коры в одних случаях, близкими к первому мегаблоку, в других - ко второму (рис. 36) (соответствующая характеристика гравитационных и магнитных полей в подобных ситуациях неоднократно приводилась в предыдущих главах).

Анализ глубинного строения, состава, типов коры, а также физических полей (здесь в основном используются аномалии силы тяжести, поскольку магнитные аномалии в значительной степени связаны только с воздействием источников, расположенных в верхней части коры) перечисленных мегаблоков дал основание попытаться наметить и менее крупное блоковое расчленение исследуемого региона (см. рис. 35). Кроме типа земной коры мегаблоков на рис. 36 указываются их разновидности (I-IV), которые также учитываются при описании менее крупных блоков.

Мегаблок Б - это Западный Саян и частично юго-запад Восточного Саяна. Для всех структур, тяготеющих к этому мегаблоку, характерно довольно интенсивное проявление переработки вещества коры в орогенные этапы их развития, выразившейся в насыщении коры гранитоидным материалом (гранито-роговиковый пояс Западного Саяна), что в гравитационном поле устойчиво отражается минимумами силы тяжести различной интенсивности.

Блок I приурочен к западному фасу Западного Саяна и характеризуется крупным минимумом силы тяжести субмеридионального простирания, несколько расплывающимся в широтном направлении. Он соответствует области высокого насыщения верхней части коры блока диоритовыми, гранодиоритовыми интрузиями раннего палеозоя, а также гранитовыми комплексами девона, что позволяет предполагать широкое развитие здесь вторичной сиалической ткани под метаморфизованными геосинклинальными осадками. Тип коры близок к типу коры Б₁.

Блок II приурочен к северному фасу Западного Саяна. Ему соответствует крупный региональный минимум силы тяжести субширотного простирания, разделенный поперечными северо-западными зонами на три сегмента. Значения силы тяжести несколько повышены в среднем сегменте. Настоящий блок составляет в основном Западно-Саянский синклиорий, область преимущественного развития в верхней части коры терригенных комплексов верхнего кембрия - ордовика - силура. Верхняя часть коры насыщена различными по возрасту гранитоидными комплексами (преобладают девонские). Интенсивность орогенной переработки земной коры здесь несколько меньшая, чем в блоке I. Протоорогенные интрузии преимущественно диоритового состава, настоящая гранитизация коры начинается в девоне. Верхняя часть коры пред-

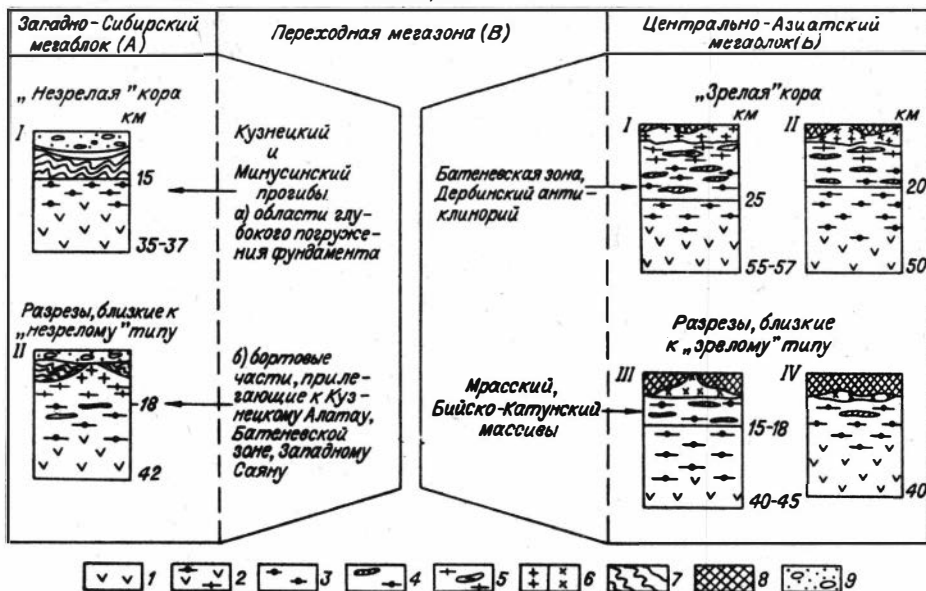


Рис. 36. Районирование северной части Алтае-Саянской складчатой области по типам земной коры /Витте, Фотиади, 1976; Витте, 1981/.

1 - нижняя зона коры, базитовые комплексы; 2 - зона гранулитовой фации метаморфизма, $\sigma = 2,95-3,05 \text{ г/см}^3$; 3 - зона гранулитовой фации метаморфизма, $\sigma = 2,83-2,86 \text{ г/см}^3$; 4 - зона региональной мигматизации и чарнокитизации, породы гранулитовой фации, насыщенные послойными телами чарнокитов, $\sigma = 2,76-2,78 \text{ г/см}^3$; 5 - зона региональной мигматизации и гранитизации, породы амфиболитовой фации метаморфизма, насыщенные послойными телами гранитов и гранитоиднейсов, $\sigma = 2,75 \text{ г/см}^3$; 6 - интрузии: а - гранитоидов, $\sigma = 2,65-2,62 \text{ г/см}^3$, б - диоритов, $\sigma = 2,67-2,70 \text{ г/см}^3$; 7 - геосинклинально-складчатые комплексы; 8 - метаморфизованные комплексы протерозоя, насыщенные протоорогенными и дейтероорогенными интрузиями гранитоидов; 9 - осадочные комплексы.

ставлена широко развитыми полями метаморфизованных геосинклинальных комплексов. Тип коры близок к типу коры Б_{II}.

Блок III приурочен к юго-восточному фасу Западного Саяна и выделяется крупной субширотной отрицательной аномалией Δg , с интенсивностью по абсолютным значениям меньшей, нежели у аномалии блока II. Пространственно блок соответствует развитию орогенных формаций ниже-, среднесилурийского возраста, перекрывающих геосинклинальные вулканогенные толщи, имеющие базитовые и гипербазитовые интрузии (Куртушибинский офиолитовый пояс и др.). Гранитоидных интрузий в верхней части коры здесь нет. Тип коры близок к типу коры Б_{IV}.

Блок IV примыкает к Западному Саяну с востока. Выделяется специфической аномальной областью Δg , резко срезающей субширотные зоны Западного Саяна. Аномалии же в этом блоке вытянуты в меридиональном и северо-восточном направлениях. Общий фон поля Δg отрицательный, однако по абсолютным значениям несколько меньший, чем в Западном Саяне. Блок отвеча-

ет сложному сочетанию в верхней части коры различных по возрасту и составу структурно-вещественных комплексов Восточного Саяна. Широко развиты протоорогенные верхнекембрийские, ниже-, среднеордовикские, ниже-, среднесилурийские) и дейтероорогенные (девонские) осадочные и магматические комплексы. Подчиненное значение на поверхности современного эрозионного среза имеют метаморфические геосинклинальные комплексы, вмещающие габбро-диоритовые интрузии. Эти типы коры близки к типу коры B_{IV} . Пониженные значения поля Δg характерны для блоков коры, в верхней части которых развиты протоорогенные и дейтероорогенные магматические комплексы. Тип же коры, видимо, близок к типу коры B_{II} .

Блок V обладает интенсивными отрицательными аномалиями силы тяжести, представляющими собой северное окончание Алтайского регионального минимума. В блок входит и часть Бийско-Катунского массива, в верхней зоне коры которого развиты метаморфические комплексы протерозоя, насыщенные магматическими внедрениями протоорогенного (диориты и гранитовые интрузии) и дейтероорогенного этапов - кислый вулканизм и плутонизм. Степень орогенной переработки коры позволяет отнести блок к типу B_{III} .

От мегаблока B в переходную зону B с переходным типом коры отходят зоны блоков VIII и IX, а также блок VI, примыкающий с юго-запада к образованиям Восточного Саяна, с корой, близкой к типу B_{II} .

Блок VIII выделен по области развития преимущественно изометричных средней интенсивности минимумов силы тяжести. Распространяется этот блок на участки Кузнецкого Алатау (юго-восточную часть Мартайгинского массива, Батенёвское поднятие, Мрасский массив и прилегающие к этим структурам бортовые части Минусинского прогиба, а также Абаканский прогиб). В верхней части коры этих участков широко развиты обширные сложные многофазные интрузии габбро-диорит-гранитового состава, свидетельствующие об усилении ее сиалической линии в ходе протоорогенеза. Интенсивная девонская переработка этих массивов, как и смежных участков коры, выразившаяся во внедрении лейкократовых гранитов, свидетельствует, что тип коры в отдельных районах близок к типам коры B_I и B_{II} .

Блок IX расположен в области региональных отрицательных значений Δg - северо-восточного окончания Алтайского регионального минимума. Это Бийско-Катунский массив, представленный сложным сочетанием метаморфизованных геосинклинальных толщ, магматических комплексов протоорогенного и дейтероорогенного этапов. Тип его коры близок к типу коры B_{III} .

Блок VI оконтуривается минимумом поля Δg западно-северо-западно-го простирания и соответствует Дербинскому антиклинорию, верхняя часть коры которого представлена преимущественно карбонатно-терригенными комплексами верхнего протерозоя, насыщенными протоорогенными и дейтероорогенными (?) интрузиями гранитоидов. Тип коры, видимо, близок к типу коры B_{II} . Переходную мегазону (B), кора которой тяготеет к "незрелому" типу мегаблока A (Западно-Сибирского), составляют следующие блоки.

Блок X располагается в области слабоинтенсивных отрицательных значений поля силы тяжести Салаира. Пространственно большая часть блока характеризуется развитием в верхней части коры метаморфизованных геосинклинальных комплексов ниже-, среднекембрийского возраста, практически лишенных продуктов орогенной переработки (мелкие диоритовые интрузии указывают на ее начальную стадию). Тип коры близок к типу коры A_1 . В верхней ча-

сти земной коры западной периферии блока развиты дейтероорогенные гранитоидные интрузии; уровень гравитационного поля здесь несколько понижен, что, возможно, свидетельствует о развитии в ней вторичной гранито-мигматитовой ткани. Тип коры блока, видимо, близок к типу коры A_{II} .

Блок XI составляют центральная и северная части Кузнецкого прогиба. Характеризуется он отрицательными значениями Δg , уменьшающимися к северу. В верхней части разреза коры развит осадочный чехол верхнего палеозоя - мезозоя. В составе фундамента преобладают метаморфизованные геосинклинальные комплексы. В отдельных районах фундамента насыщены дейтероорогенными интрузиями гранитоидов. Типы коры, видимо, близки к типу коры A_I и A_{II} .

Блок XII соответствует относительному максимуму силы тяжести, распространяющемуся в южную часть Кузнецкого прогиба и над Тельбесским синклинорием. В верхней части консолидированной коры обеих структур развиты метаморфизованные геосинклинальные вулканогенные комплексы, вмещающие преимущественно интрузии габбро и габбро-диоритов, что указывает на слабую протоорогенную переработку коры. Дейтероорогенез проявился здесь в широком развитии основного, среднего и кислого вулканизма и в становлении интрузий щелочных гранитоидов. Тип коры близок к типу коры B_{III} .

Блок XIII располагается в зоне гравитационного максимума субмеридионального простирания, охватывая северо-западную часть Кузнецкого Алатау (Яйско-Пезасский горст, Тайдонская грабен-синклиналь) и прилегающие участки Кузнецкой впадины. Верхняя часть коры этого блока слагается метаморфизованными вулканогенными и карбонатными комплексами верхнепротерозойско-кембрийского возраста. К вулканогенным комплексам приурочены интрузии ультраосновного и основного состава. Протоорогенез проявился слабо становлением лишь интрузий диоритового состава. Процессы дейтероорогенеза существенно переработали вещество коры и обусловили становление полей эффузивов основного состава и малых интрузий граносиенитов. Тип коры блока, видимо, близок к типу коры A_I .

Блок XIV соответствует слабоинтенсивному отрицательному полю Δg над Южно-Минусинской впадиной (в остаточном поле Δg он характеризуется интенсивными максимумами). В фундаменте впадины развиты преимущественно метаморфизованные геосинклинальные комплексы, аналогичные выполняющим Арбатский и Казыр-Кизирский синклинории. Степень орогенной переработки слабая, тип коры близок к типу коры A_I . В северной и южной частях, вблизи Батенёвско-Беллыкского поднятия и Западного Саяна, верхняя часть консолидированной коры вмещает интрузии гранодиоритового и гранитового состава. Тип коры здесь может быть близок к типу коры A_I .

Блок XV по типу коры принципиально не отличается от типа коры блока XIV, определяющей слабой переработкой орогенными процессами консолидированной коры Северо-Минусинской впадины. Тип коры близок к типу коры A_I .

Блок XVI расположен в зоне слабопониженного отрицательного поля Δg . В верхней части коры блока развиты метаморфические комплексы верхнего протерозоя, вмещающие преимущественно диоритовые и гранодиоритовые интрузии палеозоя. Тип коры, видимо, близок к типу коры B_I .

Распределение типов металлогении тесно связано с образованием различных типов коры. Так, процессами гранитизации и становлением крупных гранитных батолитов определяется металлогенический профиль Западно-Саянского мегаблока с типичным для этих образований спектром элементов (золото, серебро, цинк, вольфрам, молибден, свинец, олово, редкие элементы и др.).

Для северного (Западно-Сибирского) мегаблока характерен преимущественно "незрелый" или близкий к нему тип коры. Подобные же типы присущи прилегающим к этому мегаблоку участкам исследуемых районов Алтае-Саянской складчатой области. Предполагается, что этим участкам свойственна слабая орогенная переработка земной коры и сохранение в ее верхней части метаморфизованных геосинклинальных комплексов, вмещающих базитовые и гипербазитовые интрузии в широко развитых ее вулканогенных составляющих.

Дейтероорогенез в пределах Западно-Сибирского мегаблока выражен си-матической линией в развитии коры, становлением магматических формаций преимущественно основного состава, что обуславливает концентрацию элементов совершенно другого спектра. Его металлогенический профиль определяют железо, титан, хром, медь, марганец, хризотил-асбест, тальк. Кроме того, с осадочным чехлом этого блока (например, Кузнецкого прогиба) связаны широко развитые здесь каменный уголь, каменная соль и, вероятно, нефть и газ.

Большая же часть исследуемой территории, принадлежащая к области с корой переходных типов, характеризуется и соответствующими металлогеническими профилями. Например, Батенёвская зона, северо-восточная часть Кузнецкого Алатау, Мрасский, Бийско-Катунский массивы и некоторые участки Восточного Саяна, прилегающие к Минусинской впадине, имеют тип коры, близкий к типу коры Западно-Саянского мегаблока. Их металлогенический профиль подобен таковому для Западного Саяна. Перечисленные структуры вместе с Западно-Саянским мегаблоком составляют единый металлогенический регион (см. рис. 35).

Северная же часть Кузнецкого Алатау, Тельбесский, Казыр-Кизирский синклинии, Салаир, Кузнецкий и Минусинский прогибы по типам земной коры близки к Западно-Сибирскому мегаблоку. Их металлогенические профили также близки. Совершенно очевидно, что как в Западно-Сибирском, так и в Западно-Саянском регионах есть участки, различающиеся в своем развитии. Несомненно, что они различаются и вещественными комплексами как геосинклинального, так и орогенного циклов. Поэтому на общий металлогенический фон накладываются аномалии, связанные с различиями металлогенической специфики.

Более частные задачи, связанные с поиском месторождений металлов того или иного типа, решались на основе вышеописанной методики (см. гл. III), причем в этом плане мы останавливались лишь на областях Кузнецкого и Минусинского прогибов.

В Кузнецком прогибе известны крупные залежи каменного угля. Потенциально прогиб перспективен и на некоторые другие полезные ископаемые, которые могут быть связаны со становлением в его пределах магматических формаций девонского и триасового возраста (трахиандезит-базальтовой, гранит-липаритовой и трапповой).

Рассекающие центральную часть прогиба зоны проницаемости, по которым проникали в верхнюю часть коры эффузивы основного состава, могут быть перспективны на медь, железо и даже, возможно, золото (см. рис. 33), а магматические комплексы гранит-липаритовой формации, максимальное раз-

вите которых наблюдается вдоль западной и южной бортовых частей Кузнецкого прогиба, — на полиметаллы, редкие земли и другие элементы.

В Минусинском прогибе основное значение для формирования его металлогенического профиля имели процессы, связанные со становлением трахиандезит-базальтовой и гранит-липаритовой формаций быскарской серии девонского возраста /Лучицкий, 1960а, б/. Образование промышленных концентраций железа, никеля, кобальта, меди, серебра, цинка, свинца, ртути связано с лавовыми полями и субвулканическими и малыми интрузиями /Основы формационного анализа..., 1966/.

Рудопроявления почти всех перечисленных элементов тяготеют к зонам проницаемости, по которым шло внедрение и активное взаимодействие поднимающихся глубинных расплавов с веществом верхней части земной коры.

Выделяемые по геологическим и геофизическим данным подобные зоны проницаемости, связанные с девонской активизацией, в этом отношении представляют несомненный интерес (см. рис. 33) Шарловская, 1978, 1981, 1982/. Такие дислокации пересекают Минусинский прогиб в субширотном и субмеридиональном направлениях и уходят в пределы его складчатого обрамления.

Как уже отмечалось (см. гл. IV), специфика проявления девонской активизации определялась составом вещества земной коры, в котором развивалась его переработка тектономагматическими процессами. То же относится и к металлогеническому эффекту девонских активизационных процессов при переработке геосинклинальных и протоорогенных комплексов коры.

В металлогенических зонах Минусинского прогиба и его ближайшего складчатого окружения (см. рис. 32) выделены участки, где широко развиты сиенитовые малые интрузии гранит-липаритовой формации в нижне- и верхнепалеозойских карбонатных толщах, перспективных на рудопроявления тантала, ниобия, молибдена, вольфрама, цинка, свинца, железа и некоторых других элементов. Подобные перспективные участки приурочены преимущественно к восточному и северо-восточному бортам обрамления Минусинского прогиба.

Такие полезные ископаемые, как самородная медь, барит- и кварц-халькозиновые оруденения связаны преимущественно с трахиандезит-базальтовой формацией девонского возраста, внедряющейся по зонам проницаемости, рассекающим центральную часть прогиба. Близкая металлогеническая специализация характерна и для юго-западных прибортовых частей Минусинского прогиба, фундамента Абаканского прогиба, где развиты гранитоидные интрузии, подобные слагающим прилегающие участки складчатого обрамления. Здесь возможно обнаружение рудопроявлений редких металлов, золота, железа.

В общем, можно заключить, что наиболее перспективны в отношении эндогенной минерализации участки, неоднократно перерабатывавшиеся процессами орогенного, в том числе дейтероорогенного этапов. Для Кузнецкого и Минусинского прогибов прогнозирование по эталонным участкам, намеченным в результате соответствующей проработки геофизических данных, показало, что здесь перспективны на медь, вероятно, будут участки зон проницаемости, по которым шло становление трахиандезит-базальтовой формации быскарской серии девона. В Минусинском прогибе (см. рис. 33) перспективными на месторождения меди следует считать рассекающие прогиб крупные зоны проницаемости. Прогнозные участки, аналогичные эталону, заданному в пределах Саралинского гранитоидного массива, наметились в западной бортовой части Минусинского прогиба, прилегающей к Батенёвской зоне и к северо-восточной части Кузнецкого Алатау. Группа таких же участков составила также Бахтинско-Шушенскую зону (см. рис. 32). Все эти участки могут характери-

зоваться широким спектром элементов, в том числе наличием золота и полиметаллов. Перспективными на редкие земли, тантал, ниобий, нефелин и другие представляются восточная бортовая и прибортовая части Южно-Минусинской впадины, где широко развиты сиенитовые интрузии девона.

Выше говорилось, что для Кузнецкого прогиба перспективными на эндогенное оруденение можно считать зоны проницаемости в его центральной части, концентрирующие вулканогенные формации девонского возраста и трапповую формацию триаса. К этим зонам могут быть приурочены месторождения железа, меди, никеля, а к зоне проницаемости в западной части прогиба, возможно, — золота, железа, полиметаллов.

Учитывая довольно мелкий масштаб использованного геофизического материала, ограничимся приведенными прогнозами возможных рудопроявлений на ряде участков Кузнецко-Минусинского региона. Более крупный масштаб исходного геолого-геофизического материала позволит провести более детальные исследования.

Некоторые представления о блоковом строении южного складчатого обрамления Сибирской платформы

Исследуется земная кора зоны, обрамляющей Сибирскую платформу от Минусинского прогиба до Становика (рис. 37). Рассматриваются крупные разломы — зоны проницаемости /Фотиади, Шарловская, 1982/, отображение их в физических полях и возможная металлогеническая зональность. Указанная территория потому интересна, что была ареной длительного дейтероорогенеза. Основное развитие происходило при активизации зон древних глубинных разломов, что обусловило здесь "клавишную" тектонику, предопределившую и разнообразную металлогеническую специализацию /Боголепов, Ермиков, 1979; Глубинные разломы..., 1971; Хаин, 1979; Хренов, 1981; и др./.

Почти все магматические комплексы, приуроченные к зонам разломов, имеют отчетливые характеристики в магнитном поле. Причем наиболее уверенно могут быть выделены тела ультраосновных пород и щелочные магматические комплексы. Первые, как правило, образуют цепочки локальных интенсивных, небольших по размерам аномалий ΔT_a , вторые — бесформенные, специфические аномалии более 500 нТл.

Ниже рассматриваются 14 наиболее значительных в физических полях зон глубинных разломов, представляющих собой границы крупных блоков земной коры южного складчатого обрамления Сибирской платформы.

1. Кузнецко-Алатауский (Кузнецкий) разлом, который считают главным железорудным поясом Кузнецкого Алатау, ограничивает Минусинский блок на западе. На всем продолжении этот разлом сечет область ранней стабилизации каледонид Кузнецкого Алатау. В центральной части зона разлома разграничивает метаморфические комплексы рифея складчатого обрамления от осадочных образований Кузнецкого прогиба. Среди блоков древних толщ в разломной зоне обнаруживаются блоки пород верхнего палеозоя и мезозоя, что свидетельствует о длительности формирования этой зоны. К ней и к оперяющим ее тектоническим нарушениям приурочены магматические формации — гипербазитовая, спилит-диабазовая, спилит-кератофировая и субвулканических гранитов и сиенитов. Разломная зона приурочена к Кузнецко-Алатаускому гипербазитовому поясу, о котором связаны месторождения хрома, титана, хризотил-асбеста /Пинус, 1976/. В мезозое произошло омолаживание разломной



Рис. 37. Основные глубинные разломы (зоны проницаемости южного складчатого обрамления Сибирской платформы) и их металлогения.

1 - глубинные разломы: 1 - Кузнецко-Алатауский, 2 - Кандатский, 3 - Сисимо-Казырский, 4 - Главный Восточно-Саянский, 5 - Саяно-Тувинский, 6 - Шапшальский, 7 - Агордакско-Аржанский, 8 - Северо-Хангайский, 9 - Хубсугульский, 10 - краевой шов Сибирской платформы, 11 - Мамско-Витимский, 12 - Жуинский, 13 - Джидинско-Витимский, 14 - Селенгино-Хилокский, 2 - офиолитовые пояса /Пинус, 1976/: I - Кузнецко-Алатауский, II - Западно-Саянский, III - Борусский, IV - Саяно-Тувинский, V - Тагульский, VI - Каахемский, VII - Южно-Тувинский, VIII - Сангилено-Хубсугульский, IX - Джидинский, X - Байкало-Муйский, XI - Удино-Витимский, 3 - Блоки коры: I - Минусинский, II - Западно-Саянский, III - Протеросаян, IV - Бирюсинский, V - Тувино-Монгольский, VI - Джидинский, VII - Байкало-Витимский, VIII - Селенгино-Витимский; 4 - верхняя граница низкоскоростной неоднородности мантии /Рогожина, Кожевников, 1979/.

зоны, которое сопровождалось становлением мелких интрузий и даек основного состава /Алабин, 1983/. С ними связывают /Геология и генезис..., 1978; Оболенский, 1981; Кузнецов и др., 1978; Основные закономерности..., 1979/ ртутный и сурьмяно-ртутный металлогенические профили.

В магнитном поле зона разлома выражена сменой знака положительного поля, собственного Кузнецкому прогибу, и отрицательного, фиксирующегося над Кузнецким Алатау. Отдельные участки разлома и его апофиз, включающие основные и ультраосновные породы, выражаются интенсивно положительными локальными аномалиями поля ΔT_a . В поле силы тяжести Кузнецко-Алатаускому разлому соответствует широкая гравитационная ступень.

2. Кандатский разлом, разделяющий Минусинский и Западно-Саянский блоки, представлен серией разновеликих разрывов, обусловленных зажатием между ними интенсивно раздробленными блоками. Большое значение этот разлом имел в развитии раннекаледонского офиолитового магматизма /Дибров, 1974/. К нему как к зоне проницаемости приурочены пояса серпен-

тинизированных гипербазитов, слагающих Западно-Саянский гипербазитовый пояс /Минус, 1976/, габброидов, контактирующих с раннегеосинклиальной венд-нижнекембрийской спилит-кератофировой или спилит-кремнисто-сланцевой формациями /Хайн, 1979/. С разломной зоной также связаны линейно вытянутые тела более поздних гранитоидов и поля эффузивов. Южная ветвь Кандатского разлома - Борусский разлом - представляет собой гипербазитовый пояс, сложенный дунитами, перидотитами, серпентинитами.

Омоложение на дейтероорогенных этапах зоны Кандатского разлома выразилось в становлении здесь вулканогенных образований верхнепалеозойско-мезозойского возраста, получивших наибольшее распространение в его северо-восточной части.

На всем протяжении зона разлома картируется линейными зонами интенсивных положительных, а иногда отрицательных магнитных аномалий. Линейность эта нарушается в северо-восточной части зоны разлома, в районе сочленения с Саяно-Тувинским разломом. Здесь на нее накладываются специфические магнитные аномалии северо-западного простирания, картирующие щелочные комплексы дейтероорогенного этапа. В региональном плане характер магнитного поля позволяет отметить участки зоны проницаемости, выполненные гипербазитовыми интрузиями, и участки интенсивного омолаживания, подчеркнутые становлением палеозойско-мезозойских щелочных магматических комплексов. Кроме месторождений, обусловленных гипербазитовой формацией (титан, хром, золото и др.), здесь следует предполагать обусловленные граносиенитами и нефелиновыми сиенитами палеозойско-мезозойского возраста редкометалльные, редкоземельные и нефелинорудные месторождения. С этапом мезозойской активизации связываются также полиметаллические, флюоритовое и ртутное оруденения /Геология и генезис..., 1978; Основные закономерности..., 1979/.

3. Сисимо-Казырский разлом ограничивает с востока Минусинский блок. С разломной зоной связано накопление вулканогенных образований спилит-кератофировой формации, сопровождающееся внедрением ультраосновных массивов габбро-пироксен-дунитовой формации в пределах восточной части Минусинского блока, представленной здесь габбро и габбро-диабазами.

Активизация земной коры в конце кембрия выразилась во внедрении здесь раннепалеозойских гранитоидов тоналит-гранодиоритового состава, а в девонский тектогенез - тел щелочных гранитоидов /Дибров, 1974/. Комплексообразование в пределах этой разломной зоны магматических образований, различных как по возрасту, так и по составу, позволяет предполагать здесь наличие месторождений, связанных в основном с продуктами преимущественно средних глубин земной коры. Так, с габброидами ассоциируют месторождения железа, титана, магния, кальция; с гранитоидами - золота, железа. На последние перспективны и районы проявления щелочных гранитоидов (граносиениты, нефелиновые сиениты) /Дибров, 1974/. Кроме того, устанавливается пространственная ассоциированность ртутного оруденения со щелочными интрузиями /Геология и генезис..., 1978/.

В физических полях Сисимо-Казырский разлом имеет сложную характеристику. Он ограничивает преимущественно положительное поле ΔT_a Минусинского блока от отрицательного поля Протеросаяна. Магматические комплексы основного состава в зоне разлома отображаются интенсивными локальными аномалиями ΔT_a . Характеристики северной и южной частей Сисимо-Казырского разлома в гравитационном поле различны. Южной части свойственна гравитационная ступень в отрицательном поле силы тяжести, совпадающая над юго-восточным участком с простиранием разлома, а над северо-западным -

дискордантна общему простиранию зоны проницаемости. Северной части разлома соответствует относительно повышенное поле аномалий Δg , подчеркивающих простирание разлома. Различное отображение в гравитационном поле различных частей Сисимо-Казьрского разлома обусловлено разным развитием и структурно-вещественным составом сочленяющихся по нему блоков земной коры - Минусинского, Тувино-Монгольского и Протеросаяна.

4. Главный Восточно-Саянский разлом разделяет блоки Протеросаяна и Бирюсинского и представляет собой сложно построенную зону смятия, имеющую многочисленные ответвления. В его пределах известны мелкие грабены, выполненные осадками орогенного комплекса (конгломерато-песчано-сланцевые толщи) с вулканитами нижнего девона и мезозоя. В северо-западном направлении зона разлома разветвляется, между ее ветвями располагается Манская впадина. К этой зоне разлома тяготеет также и юго-западный борт Рыбинской впадины, выполненной девонскими эффузивами, прорванными девонскими интрузиями щелочных гранитов и сиенитов. Вдоль юго-западной оконечности впадины известны выходы долеритов-эссекситов, щелочных и нефелиновых сиенитов /Филипов, 1974; Лучицкий, Крыленко, 1964/.

По Главному Восточно-Саянскому разлому внедрились разновозрастные интрузии - основные и гипербазитовые интрузии протерозойского возраста, граниты, диориты, габбро рифейского возраста, а также посторогенные интрузии щелочных гранитов и сиенитов силурийско-девонского возраста, несущие редкометальное оруденение /Основные закономерности..., 1979/.

Пространственная ассоциация ртутного оруденения устанавливается со щелочными интрузиями, дайковыми телами кимберлитов, а также излияниями траппов - продуктами молодого базальтоидного магматизма /Геология и генезис..., 1978/.

В гравитационном поле юго-восточной части разлома соответствует гравитационная ступень, северо-западной - спокойное относительно повышенное поле. Наиболее четко в магнитном поле выделяется юго-восточная часть разломной зоны, где она характеризуется сменой знака поля. На северо-западе к зоне приурочены интенсивные магнитные аномалии, фиксирующиеся над щелочными магматическими комплексами.

5. Саяно-Тувинский разлом северо-восточного простирания располагается на стыке между салаирскими (по времени консолидации) складчатыми структурами Тувы и Западно-Саянскими, собственно каледонскими складчатыми структурами. Разлом состоит из серии разрывных нарушений, зон трещиноватости, рассланцевания и метаморфизма пород и образует широкую зону проницаемости, имеющую длительную историю развития. К этой зоне приурочены тела гипербазитов среднекембрийского возраста, слагающие Саяно-Тувинский гипербазитовый пояс /Пинус, 1976/. На северо-востоке этот пояс соединяется с гипербазитовым поясом Кандатского разлома. В целом зона Саяно-Тувинского разлома состоит из габброидов, контактирующих с раннегеосинклинальными формациями (спилит-кератофировой, кремнисто-сланцевой) и венд-кембрийскими вулканитами /Пинус, 1976/.

С тектономагматическими активизациями среднего - верхнего палеозоя и мезозоя связано становление габбро-диорит-гранодиоритовой формации и щелочных комплексов, приуроченных в основном к северо-восточной части разлома.

В магнитном поле наиболее четко отображаются северо-восточная и юго-западная части разлома. Первой соответствуют линейные интенсивные (1000 нТл) положительные аномалии ΔT_a , осложненные локальными мак-

симумами над телами гипербазитов. Юго-западная часть разлома фиксируется слаболожительными и слабоотрицательными линейными аномальными зонами ΔT_a согласного с разломом простирания. В гравитационном поле северо-восточной части Саяно-Тувинского разлома соответствует узкий относительный максимум, юго-западной — гравитационная ступень. Различия в отображении разломов в физических полях указывают на неоднородность магматических комплексов их выполнения и на различную историю развития его западной и восточной частей.

С гипербазитовой формацией ниже-, среднекембрийского возраста, имеющей четкое отображение в магнитном поле (интенсивные локальные аномалии), связаны месторождения титана, хрома, хризотил-асбеста, талька, а также рудопроявления черных и цветных металлов /Кузнецов, 1980/. Вулканогенные образования девонского возраста (базальт-трахибазальтовая, дацит-липаритовая формации) вмещают месторождения ртути /Геология и генезис..., 1978/.

Структуры, опережающие Саяно-Тувинский разлом и входящие вместе с ним в зону проницаемости, фиксируются положительными (до 1000 нТл) локальными аномалиями ΔT_a на участках распространения малых интрузий габброидов, перспективных на медные, медно-кобальтовые руды, ртуть /Геология и генезис..., 1978/ и сурьмяно-ртутную минерализацию /Основы формационного анализа..., 1966/.

С тектономагматической активизацией мезозойского возраста связаны ртутные месторождения, группирующиеся в Саяно-Тувинский ртутный пояс /Геология и генезис..., 1978/.

6. Шапшальский разлом разграничивает Западно-Саянский блок земной коры с Чулымшанским срединным массивом. Представлен мощной зоной смятия и метаморфизма. Северо-западная часть зоны разлома выполнена кембрийскими офиолитовыми комплексами. В мезозое эта зона обновилась, о чем свидетельствует наличие в ней юрских угленосных толщ. В период кайнозойской активизации вдоль разломной зоны сформировались поднятия хребтов и межгорных впадин /Геология и генезис..., 1978/. К зоне разлома приурочены габбровые массивы позднегерцинской активизации, с которыми ассоциируют ртутные и редкометалльные оруденения /Геология и генезис..., 1978; Кузнецов, 1981/.

В магнитном поле Шапшальскому разлому на всем протяжении соответствует линейная зона, представленная цепочкой локальных положительных аномалий интенсивностью в 500–1000 нТл. В гравитационном поле разломная зона характеризуется гравитационной ступенью.

7. Агордакско-Аржанская зона разломов располагается внутри Тувино-Монгольского блока земной коры. Ее западная часть представляет собой северную границу Сангиленского массива, восточная преграждает распространение байкалид с северо-запада в пределы этого блока. К разломной зоне приурочены Южно-Тувинский и Сангилено-Хубсугульский офиолитовые пояса, которые включают тела гипербазитов габброидов /Линус, 1976/. К этой же зоне приурочены и интрузии гранитоидов. Зона разлома интенсивно активизирована средне-, верхнепалеозойскими и мезозойскими процессами, выразившимися в становлении в ее пределах щелочных магматических комплексов (гранитов субщелочных, граносиенитов, сиенитов), гранитов нормального типа, аляскитовых гранитов, а также локальных впадин. Более поздняя стадия активизации характеризовалась становлением щелочных и нефелиновых сиенитов, уртитов, ийолитов.

Гипербазитовые интрузии перспективны на хром, титан. С интрузиями гранитоидов ассоциируют месторождения золота, габброидов — железа /Щеглов, 1971/. Габброиды, переработанные щелочными магматическими комплек-

сами, перспективны на месторождения титата, магния, ванадия /Основные закономерности..., 1979/. По приуроченности ареалов щелочного магматизма к зонам разломов здесь можно предполагать редкометальное оруденение и нефелиновое сырье.

В магнитном поле перечисленные разломные зоны не отображаются из-за приуроченности к ним ареалов щелочного магматизма, захватывающих и близлежащие к разломам площади. Однако по отдельным локальным максимумам ΔT_a можно проследить тела гипербазитов и фрагментарно, таким образом, зоны разломов.

8. Северо-Хангайская зона разломов – южное ограничение рассматриваемого региона /Ярмолук, Коваленко, 1982/ – представлена серийей разломов, в том числе Арингольским субширотного простирания, образующих широкую зону проницаемости /Геология и генезис..., 1978/. Вдоль разломной зоны концентрируются гипербазиты, гранитоиды протерозойско-палеозойского возраста /Суворов и др., 1982/, а также вулканиты, возраст которых определяется от ранней до поздней перми /Моссаковский, Гомурто-гоо, 1976/. Нижние горизонты разреза вулканическиж толщ, заполняющих разломную зону, представлены трахибазальтами, трахиандезитами; выше лежат трахитшариты со щелочными гранитами, сиенитами и граносиенитами /Кузнецов, 1981/.

В магнитном поле щелочные магматические комплексы отображаются интенсивными положительными аномалиями, четко контролирующими простирание разломной зоны и характер распределения этих комплексов. Так, для западной части зоны характерны узкие интенсивные аномалии ΔT_a , а для северо-восточной (бассейны Селенги и Орхона) – сложно построенные интенсивные аномалии, свойственные подобным магматическим образованиям в пределах Чикой-Джидинского междуречья. По аналогии с последними к этой части зоны разлома должны быть приурочены месторождения вольфрама и молибдена.

9. Субмеридиональный Хубсугульский разлом, простирающийся по западной части оз. Хубсугул до Северо-Хангайской зоны проницаемости (8), разграничивает Тувино-Монгольский и Джидинский блоки земной коры. Он служит как бы границей смены основных простираний складчатых структур: субмеридионального к западу от разлома на северо-восточное – к востоку. По разлому контактируют нижне-, среднекембрийские образования, прорванные позднеорогенными гранитоидами (граниты, сиениты). Как правило, гранитоиды перенасыщены кремнеземом и богаты щелочами. К северной части разломной зоны приурочены тела габбро-диабазовой формации. На площадях распространения гранитоидов встречаются вулканогенные образования преимущественно кислого состава (от дацитов до липаритов) /Беличенко, 1969/.

Хубсугульский разлом – центральное звено широкой меридионально ориентированной полосы развития щелочных и субщелочных базальтов кайнозойского возраста. К полосе этой приурочена цепочка рифтовых впадин, прослеживающихся сюда от оз. Байкал и четко фиксирующаяся в гравитационном поле интенсивными локальными минимумами дискордантного к ней простирания. Подобная гравитационная характеристика позволяет предположить здесь проявление новейших процессов, происходивших в мантии и обусловивших эту рифтогенную вулканическую область.

В узлах Хубсугульской (9) и Северо-Хангайской (8) зон проницаемости к позднепалеозойским гранитам могут быть приурочены месторождения молибдена, вольфрама, к мезозойским и кайнозойским базальтам – месторождения ртути /Кузнецов и др., 1978/.

10. Разломная зона краевого шва Сибирской платформы включает две ветви – Восточно-Саянскую и Прибайкальскую /Арсентьев, Хренов, 1966/. Они разграничивают выходы докембрийского основания Сибирской платформы от областей байкальской и каледонской складчатостей /Хренов, 1981/. Первая ветвь прослеживается вдоль Восточного Саяна от юго-западной оконечности оз. Байкал до Рыбинской впадины. Это крупнейшая зона проницаемости. Ее основной шов оконтуривается системой опяряющих разломов, по которым происходила интенсивная плутоническая и вулканическая деятельность. Вдоль этой зоны проницаемости /Карта..., 1979/ расположены метасоматические граниты архея, гранитоиды нижнего протерозоя, контактирующие с андезитодацитовою формацией.

Вторая ветвь краевого шва прослеживается параллельно западной окраине оз. Байкал. В ее эрозионном срезе вдоль этой зоны проницаемости, дислоцированной группой разломов, обнажаются интрузии габброидов и гранитоидов среднего протерозоя с трахиандезит-трахилипаритовой орогенной формацией. С гранитоидами протерозоя связаны редкометалльные пегматиты /Хренов и др., 1966/.

В магнитном поле зона проницаемости краевого шва отображает границу меридионально простирающихся с севера магнитных аномалий, присущих южной части Сибирской платформы. Для каждой из ветвей краевого шва характерны простирающиеся аномалии магнитного поля, согласные с простираемостью этих зон. Наиболее типично в магнитном поле проявляется прибайкальская часть шва. Ей свойственны узкие положительные аномальные зоны ΔT_a , представленные либо отдельными вытянутыми аномалиями, либо цепочками, состоящими из локальных аномалий. Максимальные их значения (> 500 нТл) фиксируются над интрузиями основного состава, с которыми могут быть связаны проявления сульфидной медно-никелевой минерализации /Кузнецов, 1980/.

В гравитационном поле рассматриваемой зоне проницаемости соответствуют повышенные значения Δg , представленные группами аномалий, подчеркивающими простираемость обеих частей зоны.

11. Намско-Витимский разлом в плане совпадает с большой дугой Байкало-Муйского офиолитового пояса, ограничивающей с севера Байкало-Витимский блок земной коры /Пинус, 1976/. Эта зона проницаемости представлена двумя ветвями. Первая – Северо-Байкальская прослеживается от северной оконечности оз. Байкал до среднего течения р. Мамы и вмещает габбро-пироксенит-дунитовую верхнепротерозойскую, гранитоидную батолитовую нижнепалеозойскую и нефелин-сиенитовую палеозойскую формации. К первой формации приурочены никель, кобальт, медь, ко второй и третьей – алюминий, молибден, вольфрам, свинец, золото. Вторая ветвь – витимская часть этой зоны проницаемости, представленная нижнепротерозойскими интрузиями габбро-плагиогранитной и гипербазитовой формаций, перспективна на золото. С офиолитовой формацией связан рудный комплекс: свинец, цинк, ртуть, редкие металлы, медь, титан, хром, никель /Геология и генезис..., 1978; Кузнецов, 1981/.

В аномальном магнитном поле наиболее четко выражена Северо-Байкальская ветвь зоны проницаемости; интрузивными массивами щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов девонского возраста здесь омоложены габбровые массивы нижнего протерозоя и нижнего палеозоя. Над комплексами этих магматических образований картируется полосовая зона магнитных аномалий, состоящая из множества локальных максимумов более 500 нТл. Витимская часть зоны не имеет четкого отображения в магнитном поле; выделяется она

фрагментарно. Обеим зонам Мамско-Витимского разлома соответствует градиент поля силы тяжести, причем более интенсивный для первой.

12. Жуинский (Ничатский) разлом служит восточной границей рассматриваемого региона. Он разграничивает Байкало-Витимский блок земной коры и Становик. Зона разлома представлена "швом", вдоль которого интенсивно происходили процессы метаморфизма, сопровождавшиеся мощной активизацией. Выразилась она в становлении здесь гранитоидов нижнего протерозоя, с которыми связаны преимущественно месторождения золота /Хаин, 1979/.

В магнитном поле Жуинская зона проницаемости прослеживается фрагментарно; в гравитационном поле она характеризуется расплывчатой градиентной ступенью.

13. Джидинско-Витимский разлом разграничивает Байкало-Витимский блок байкалид, переработанных и метаморфизованных в нижнем палеозое, омоложенных нижнепалеозойскими гранитоидами, и Селенгино-Витимский блок ранних каледонид с преобладанием среднего и кислого вулканизма (диабазовые и андезитовые, кварцитовые, андезитовые порфириты, дацитовые порфириты и др.) и гранитоидным магматизмом дейтероорогенного этапа. Это зона высокой проницаемости /Беличенко, 1969/.

Неоднократная активизация зоны проявилась в периодическом плавлении мантийных и нижнекоровых толщ и образовании магнитных интрузий разного состава (гранодиориты, адамеллиты, граниты, сиениты, щелочные и нефелиновые сиениты). Сложное строение этой зоны проницаемости (сочленение разноориентированных тектонических нарушений, образование впадин-грабенов), обусловленное многократными циклами активизации, привело к становлению в ней разновозрастных магматических комплексов, а соответственно и различных месторождений. В северо-восточной части разломной зоны с метаморфизованными толщами нижнего протерозоя ассоциируют тела гипербазитового Удино-Витимского пояса, в юго-западной - Джидинского /Пинус, 1976/.

В пределах рассматриваемой зоны выделяют Келянскую зону сурьмяно-ртутных месторождений, ассоциирующихся с ареалами основного щелочного магматизма /Основные закономерности..., 1979/. К андезитодацитовой же формации приурочены гематит-магнетитовые и колчеданно-пролиметаллические оруденения /Беличенко, 1969/. Редкометальная минерализация (вольфрам, молибден) тяготеет к массивам позднепалеозойских гранитов, расположенных в узлах пересечения разноориентированных разломов /Копылов и др., 1979/ и мезозойских эффузивных и интрузивных магматических комплексов, перспективных на редкие металлы и флюорит.

В магнитном поле Джидинско-Витимской зоны проницаемости соответствует смена знака отрицательного поля, характерного для Байкало-Витимского блока к сложно построенному, полосчатому, характеризующему Селенгино-Витимский блок земной коры. Цепочки интенсивных локальных аномалий в пределах зоны проницаемости картируются над участками выходов ультраосновных пород. Бесформенными аномальными зонами, интенсивностью до 500 нТл, фиксируются пересечения основного разлома с более мелкими его апофизами, к которым приурочены гранитоидные массивы и щелочные магматические комплексы.

14. Селенгинско-Хилокский (Чикойско-Ингодинский) разлом разграничивает Селенгино-Витимский блок земной коры от области герцинской складчатости. Зона разлома имеет сложное строение - следствие переработки ее многократными циклами тектономагматической активизации. Наиболее интенсивно в пределах зоны проявляются магматические продукты палеозойско-мезозойской активизации - андезитовые порфириты и гранит-порфиры, включающие рудоносные (молибден) малые интрузии субщелочных лей-

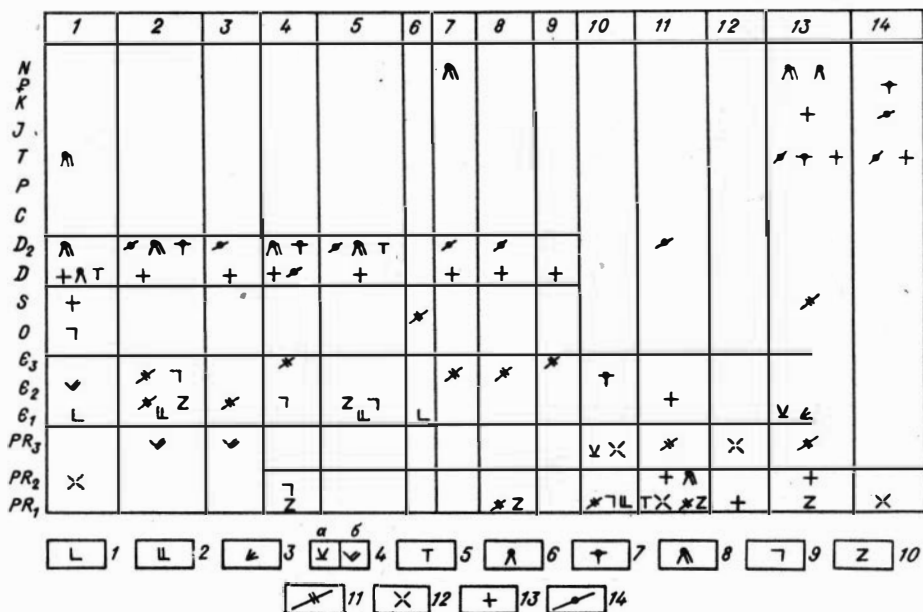


Рис. 38. Схема распределения магматических комплексов в пределах зон проницаемости южного обрамления Сибирской платформы /Геология и генезис..., 1978; Конев, 1980; Моссаковский, Томуртогов, 1976; Хренов, 1981; Карта осадочных и вулканогенных..., 1979; и др./.

Геосинклинальные формации: 1 - спилит-диабазовая, 2 - кератофир-спилит-диабазовая, 3 - кварцевых кератофиров; 4 - а) - андезитодацитовая, б) - андезитобазальтовая. Орогенные формации: 5 - дацит-липаритовая, 6 - трахиандезитовая, 7 - трахидацит-трахилипаритовая, 8 - базальт-трахибазальтовая. Интрузивные формации геосинклинальные: 9 - габбровая, 10 - гипербазитовая, 11 - гранитоидная, 12 - метасоматических гранитоидов. Интрузивные формации орогенные: 13 - граниты, 14 - щелочные граниты и щелочные и нефелиновые сиениты. Номера колонок соответствуют зонам проницаемости на рис. 37.

кократовых гранитов, и граниты, граносиениты верхнеюрского возраста, включающие рудоносные (молибден) дайки порфировых пород. На всем протяжении к зоне проницаемости приурочены линейные мезозойские впадины, выполненные вулканогенными образованиями.

В магнитном поле эту зону характеризуют положительные аномалии, сопровождающиеся линейными отрицательными и в целом составляющими протяженный полосчатый пояс. В гравитационном поле рассматриваемой зоне соответствует полоса относительно повышенного поля силы тяжести, отграничивающая дифференцированное поле Селенгино-Витимского блока от региональных аномалий отрицательного знака, характерных для примыкающей с юго-востока области герцинской складчатости.

Распределение магматических комплексов в пределах зон проницаемости южного обрамления Сибирской платформы дает представление о тектономагматических эпохах, вещественном составе и возрасте магматических комплексов и глубинности их происхождения (рис. 38). Характеризующая южное складчатое обрамление Сибирской платформы разуплотненная верхняя мантия обусло-

вила периоды тектономагматической активизации, что, в свою очередь, создало прерывистый режим поступления щелочно-базальтоидных магм /Рогожина, Кожевников, 1979/.

Такие процессы, неоднократно воздействовавшие в эти периоды на земную кору исследуемого региона, имели глубинную природу /Кутолин, 1982; Литвиновский, 1978; Литвиновский, Каперская, 1981/. При этом для начального этапа каждой тектономагматической активизации была характерна высокая щелочность пород /Матреницкий, 1981/. Процессы эти приводили к перестройке вещества коры. Причем в коре возникали источники рудообразующих веществ /Кузнецов и др., 1982/, многие из которых отражены в магнитном поле. Корреляция положительных магнитных аномалий с продуктами эпох активизаций связана с их составом /Щелочные базальтоидные и гранитоидные комплексы) и приуроченностью их в основном к ослабленным зонам земной коры – зонам проницаемости, разграничивающим крупные ее блоки /Конев, 1980; Кузнецов и др., 1982/.

В региональном плане, по данным многих исследователей, намечается некоторое различие эндогенной минерализации для западного и восточного обрамления Сибирской платформы, что, по-видимому, можно объяснить различной геодинамической обстановкой развития в них земной коры, обусловившей здесь специфику магматических комплексов /Геология и генезис..., 1978; Карта..., 1979; Основные закономерности..., 1979; Основы формационного анализа..., 1966; Хренов и др., 1966; и др./.

Так, средне-, верхнепалеозойская (особенно девонская) тектономагматическая активизация интенсивно переработала земную кору западного складчатого обрамления Сибирской платформы и обусловила редкометальные рудные формации. Развитие в восточной части обрамления месторождений редких и цветных металлов обусловила мезозойская тектономагматическая эпоха /Хренов, 1981/.

Подводя итог, подчеркнем, что основное внимание уделено созданию, а затем использованию модели комплексной интерпретации геолого-геофизических данных для структур, имеющих мощный осадочный чехол, возникших главным образом в эпоху дейтероорогенеза. Для рассматриваемой части Алтае-Саянской области такими структурами стали Кузнецкий и Минусинский прогибы. Вышеназванная интерпретационная методика получила здесь надлежащую апробацию.

Основные разделы этой методики следующие.

1. Дифференцированный пересчет наблюдаемого магнитного поля в верхнее (нижнее) полупространство, позволяющий в пределах прогибов вводить соответствующие коррективы в такое поле в связи с разной глубиной в них магнитоактивных источников.

2. Совместный анализ преобразованных гравитационного и магнитного полей, отображающих влияние верхней части земной коры, позволяющий получать коэффициенты пуассоновой связи (отношение намагниченности к плотности), а также остаточные поля силы тяжести и магнитные.

3. Использование для получения представлений о мощности земной коры корреляционных связей между гравитационными аномалиями и высотами осредненного рельефа дневной поверхности.

4. Использование корреляционных связей между физическими полями (в первую очередь магнитного) и геологическим строением для поисков прогнозных участков на различные рудные месторождения, аналогичные заданным эталонам (трансформация полей, составление микроматриц, "чистка" эталонного пространства и др.).

Анализ наблюдаемых и трансформированных гравитационных и магнитных полей Кузнецко-Минусинского региона Алтае-Саянской складчатой области прежде всего дает возможность установить вещественный состав фундамента в пределах крупных его прогибов, в котором участвуют ультраосновные и основные породы, а также гранитоидные формации вплоть до батолитов. На таком основании делается заключение о возможности нахождения в фундаменте прогибов ряда рудопроявлений.

Другим существенным выводом из анализа наблюдаемых и трансформированных физических полей может быть заключение о различном воздействии на такие поля вещественных комплексов, обусловленных различными этапами формирования земной коры исследуемого региона. Показано, что в распределении аномалиеобразующих структурно-вещественных факторов весьма крупное проявление и региональный характер имеет девонская тектономагматическая активизация: верхняя часть коры большинства рассмотренных районов насыщена продуктами именно этой эпохи. Судя по характеру магнитного поля, отчетливо выясняется, что большинство источников магнитных аномалий образо-

валось в дейтероорогенные этапы. При этом масштабы проявлений магнитных аномалий, возникших в геосинклинально-протоорогенный этапы, несоизмеримо меньше аномалий, возникших в дейтероорогенный период.

Широкое практическое использование нашел вывод о приуроченности цепочек, полос магнитных аномалий, трассирующих (и контролируемых глубинными разломами) зоны проницаемости магматических и вулканических внедрений, с которыми в зависимости от особенностей их состава связаны различные рудопроявления.

По особенностям глубинного строения исследуемый регион рассматривается как пограничный между двумя крупными литосферными мегаблоками: Западно-Саянским – частью Центрально-Азиатского сводового поднятия и Западно-Сибирским – областью погружения и осадконакопления. Для первого характерно интенсивное проявление орогенных процессов, переработавших земную кору и закончившихся становлением в ее верхней части крупных гранитных батолитов, а значит, и соответствующее преобладание сиалического состава коры. Западно-Сибирский мегаблок в целом характеризовался слабой орогенной переработкой земной коры с сохранением в ее верхней части негранитизированных геосинклинальных формаций, а отсюда и преобладание симатического типа состава коры.

С позиций интенсивности процессов орогенного перераспределения вещества намечено расчленение земной коры Кузнецко-Минусинского региона. Выделяются три типа коры: а) близкий к "зрелому" (Западный Саян, Батенёвская зона, Дербинский антиклинорий и др.), б) "незрелому" (Кузнецкий и Минусинский прогибы, часть Казыр-Кизирского и Тельбесского синклинориев и др.), в) промежуточные между ними.

Различная направленность интенсивности типов корообразования и развитие крупных мегаблоков позволили провести крупное металлогеническое районирование исследуемого региона, в пределах которого симатическая и сиалическая линии обусловили и в рудных образованиях существенно различный спектр химических элементов.

И наконец, приводится схема распределения крупных протяженных глубинных разломов для южного складчатого обрамления Сибирской платформы, определяющих его крупноблочное расчленение и отражающих зоны проницаемости магматических комплексов с присущей им различной металлогенией.

- Алабин Л.В. Новый перспективный железорудный район Кузнецкого Алатау. - В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железоруднения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1974, с. 128-136.
- Алабин Л.В. Главный железорудный пояс Кузнецкого Алатау. - Геол. и геофиз., 1976, № 1, с. 32-40.
- Алабин Л.В. Структурно-формационная и металлогеническая зональность Кузнецкого Алатау. - Новосибирск: Наука, 1983. - 103 с.
- Арсентьев В.П., Хренов П.М. Структурно-металлогенические зоны центральной части Саяно-Байкальской горной области. - В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М.: Наука, 1966, с. 257-316.
- Артемов М.Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. - М.: Наука, 1966. - 138 с.
- Беличенко В.Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. - М.: Наука, 1969. - 206 с.
- Боголепов К.В. К вопросу о стадиях развития земной коры. - Геол. и геофиз., 1965, № 6, с. 3-17.
- Боголепов К.В. Мезозойская тектоника Сибири. - Новосибирск: Наука, 1967а. - 328 с.
- Боголепов К.В. О структуре мезозойского Центрально-Азиатского континента. - Докл. АН СССР, 1967б, т. 174, № 1, с. 167-170.
- Боголепов К.В. О двух типах орогенеза. - Геол. и геофиз., 1968, № 8, с. 15-26.
- Боголепов К.В. Области повторного горообразования (дейтероорогенеза) и принципы их тектонического и металлогенического районирования. - Геол. и геофиз., 1969, № 12, с. 78-89.
- Боголепов К.В. О понятиях "орогенная структура" и "орогенез". - В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971, с. 113-126.
- Боголепов К.В., Ермиков В.Д. Развитие Центрально-Азиатского горного пояса в мезозое. - В кн.: Геодинамические исследования, № 6. Советское радио, 1979, с. 5-18.
- Ватлин Б.П. Об эффективности разделения полей методом совместного анализа гравитационных и магнитных аномалий. - Геол. и геофиз., 1971, № 11, с. 122-125.
- Ватлин Б.П., Захарова Т.Л. Районирование полей. - Геол. и геофиз., 1974, № 4, с. 91-97.
- Ватлин Б.П., Захарова Т.Л., Шарловская Л.А., Шатов В.Я. Совместный анализ гравитационных и магнитных аномалий при тектоническом районировании. - Геол. и геофиз., 1973, № 5, с. 104-108.
- Витте Л.В. Типы континентальной земной коры и история их развития. - Новосибирск: Наука, 1981. - 209 с.
- Витте Л.В., Фотиади Э.Э. Опыт генетической классификации земной коры континентов. - Геол. и геофиз., 1976, № 9, с. 15-22.
- Витте Л.В., Шарловская Л.А., Василевский А.Н. Отражение дейтероорогенеза в физических полях части Алтае-Саянской складчатой области. - Геол. и геофиз., 1978, № 6, с. 42-53.
- Витте Л.В., Василевский А.Н., Шарловская Л.А. Перестройка коры и магнитное поле юга Восточной Сибири. - Геол. и геофиз., 1979, № 12, с. 13-28.
- Геология и генезис ртутных месторождений Алтае-Саянской области/ Кузнецов В.А., Васильев В.И., Оболенский А.А., Щербань И.П. - Новосибирск: Наука, 1978. - 294 с.
- Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение. - М.: Наука, 1971. - 127 с.
- Дергачев А.А. Верхнепалеозойские гранитоиды Салаира. - В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Новосибирской области. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1965, с. 33-34.

- Дибров В.Е. Тектоника и магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. - М.: Недра, 1974. - 194 с.
- Дистанова А.Н. Мартайгинский гранитоидный комплекс. - В кн.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1965, с. 122-159.
- Довгаль В.Н., Широкиж В.А., Курмей А.Е. Возраст и формационное положение Ударинского габбро-сиенитового плутона в северной части Кузнецкого Алатау. - В кн.: Магматические формации Сибири. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1977, с. 14-34.
- Есиков Н.П., Ладьнин А.В., Боровских Н.П., Уманцева О.Д. Строение земной коры Кузнецкой впадины, Кузнецкого Алатау и Горной Шории. - В кн.: Земная кора складчатых областей юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1969, с. 89-101.
- Захарова Т.Л. Алгоритмы и программы для решения некоторых задач региональной геофизики. - Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1977. - 162 с.
- Захарова Т.Л., Шарловская Л.А., Шатов В.Я. Прогноз низкотемпературного оруденения по результатам комплексной интерпретации геолого-геофизических данных (на одном из участков Алтае-Саянской области). - Геол. и геофиз., 1974, № 9, с. 99-106.
- Захарова Т.Л., Шарловская Л.А. Методика дифференцированного пересчета магнитного поля на сложную поверхность (с использованием ЭВМ). - Геол. и геофиз., 1975, № 12, с. 139-142.
- Захарова Т.Л., Шарловская Л.А. Изостатическая характеристика центральной части Алтае-Саянской области. - Геол. и геофиз., 1976, № 11, с. 121-126.
- Захарова Т.Л., Шарловская Л.А. Районирование Минусинского прогиба и его обрамления по особенностям глубинного строения. - Геол. и геофиз., 1977, № 4, с. 120-122.
- Идельсон Н.И. Теория потенциала. - М.: ОНТИ, 1936. - 348 с.
- Ильин К.Б. Региональная металлогения СССР. - М.: Недра, 1974. - 240 с.
- Каленицкий А.И., Смирнов В.П. Применение ЭВМ при решении задач рудной геофизики. Методическое руководство. - Новосибирск: изд. СНИИГГиМС, 1973. - 107 с.
- Каратаев Г.И. Основные вопросы метода совместного анализа магнитных и гравитационных аномалий. - Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1961, с. 127-157.
- Каратаев Г.И. Корреляционная схема геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. - Новосибирск: Наука, 1966. - 135 с.
- Каратаев Г.И., Ватлин Б.П., Захарова Т.Л. Методика комплексной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. - Новосибирск: Наука, 1973. - 167 с.
- Карта осадочных и вулканогенных формаций территории СССР. м-б 1:2 500 000. - Л.: ГУГК, 1979.
- Кен А.Н., Груза В.В. Эндогенные месторождения Алтае-Саянской области и закономерности их размещения. - В кн.: Закономерности размещения эндогенных месторождений СССР. М.: Недра, 1966, с. 5-63.
- Конов А.А. Структурно-тектонические условия щелочного магматизма Саяно-Байкальской горной области. - В кн.: Корреляция эндогенных процессов Восточной Сибири. М.: Наука, 1980, с. 65-82.
- Коновалова О.Г., Прусевич Н.А. Дунит-гарцбургитовые массивы Кузнецкого Алатау и Салаира. - Новосибирск: Наука, 1977. - 166 с.
- Копылов Э.Н., Хрусталева В.К., Комаров Ю.В. Условия локализации редкометалльного оруденения в связи с появлением позднепалеозойских гранитоидов в Западном Забайкалье. - В кн.: Проблемы петрогенеза и рудообразования. Корреляция эндогенных процессов. Тезисы докл. к III Восточно-Сибирскому региональному петрографическому совещанию. Иркутск, 1979, с. 57-58.
- Коржинский Д.С., Перцев Н.Н., Зотов И.А. Трансмагматические флюиды и магматогенное рудообразование в проблеме мантийного источника оруденения. - В кн.: Тезисы докладов МАГРМ, VI симпозиум, Тбилиси, 1982, с. 31-32.
- Коробейников В.П., Щеглов А.П., Сурков В.С., Исаков В.М. Ареальные офиолиты Тувы и диапировая модель развития структурных элементов подвижных поясов. - Геол. и геофиз., 1980, № 9, с. 19-34.
- Короновский Н.В. Краткий курс региональной геологии СССР. - М.: Изд-во МГУ, 1976. - 399 с.
- Косоруков А.П. Девонский щелочно-сиенитовый комплекс Сыдо-Ербинской впадины и ее горного обрамления. - В кн.: Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1981, с. 128-155.
- Крамник В.Н., Уманцев Д.Ф., Вегенер Н.А. Плотности горных пород структурных зон западной части Алтае-Саянской складчатой области. - В кн.: Вопросы рудной геофизики Сибири. Новосибирск: изд. СНИИГГиМС, 1969, с. 148-158.

- Крылов С.В., Крылова А.Л., Мишенькин Б.П. и др. Глубинные сейсмические исследования на юго-востоке Западно-Сибирской плиты и в Алтае-Саянской области. - Геол. и геофиз., 1968, № 4, с. 3-12.
- Крылов С.В., Рудницкий А.Л., Мишенькин Б.П. и др. Глубинные сейсмические исследования в Кузбассе с использованием промышленных взрывов и аппаратуры "Тайга". - В кн.: Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири. М.: Наука, 1970, с. 114-123.
- Крылов С.В., Рудницкий А.Л., Суворов В.Д., Крылова А.Л. Глубинные сейсмические исследования в районе Салаирского кряжа. - Геол. и геофиз., 1971, № 7, с. 79-84.
- Кузнецов В.А. Проблемы металлогении зоны БАМ. - Геол. и геофиз., 1980, № 6, с. 3-13.
- Кузнецов В.А. Проблемы металлогении Тувы. - Геол. и геофиз., 1981, № 2, с. 9-20.
- Кузнецов Ю.А. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации. - Геол. и геофиз., 1970, № 9, с. 3-24.
- Кузнецов Ю.А., Богнибов В.И., Дистанова А.Н., Сергеева В.С. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. - М.: Наука, 1971. - 352 с.
- Кузнецов В.А., Оболенский А.А., Борисенко А.С., Оболенская Р.В. Рудообразующие системы низкотемпературных гидротермальных месторождений. - В кн.: Тезисы докладов МАГРМ, VI симпозиум, Тбилиси, 1982, с. 34-35.
- Кузнецов В.А., Оболенский А.А., Васильев В.И., Борисенко А.С. Ртутное оруденение Монголии. - В кн.: Геология и генезис редкометалльных и полиметаллических месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 5-27.
- Кутюлин В.А. Трапповая формация Кузбасса. - Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1963. - 115 с.
- Кутюлин В.А. Новые данные о составе мантии и некоторые проблемы происхождения магматических формаций. - Геол. и геофиз., 1982, № 9, с. 3-9.
- Ладынин А.В. Вертикальные неотектонические движения и изостазия некоторых районов юга Сибири. - В кн.: Земная кора складчатых областей юга Сибири. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1971, с. 157-180.
- Ладынин А.В. Особенности изостазии горных областей юга Сибири и их связь с новейшими и современными движениями. - В кн.: Изостазия. М.: Наука, 1973, с. 96-105.
- Ладынин А.В. Изостазия и плотностная неоднородность верхней мантии в Сибири. - В кн.: Методика и результаты комплексных геофизических исследований земной коры в Сибири. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1976, с. 31-36.
- Литвиновский Б.А. Роль мантийного вещества в формировании фанерозойских гранитоидных массивов Бурятского Забайкалья. - Геол. и геофиз., 1978, № 2, с. 17-33.
- Литвиновский Б.А., Каперская Ю.Н. Геохимические свидетельства участия мантийного вещества в гранитоидном магмообразовании. - Докл. АН СССР, 1981, т. 259, № 5, с. 1198-1201.
- Лучицкий И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. - Новосибирск: Наука, 1960а. - 276 с.
- Лучицкий И.В. Среднепалеозойская история древних каледонид Сибири. - В кн.: Каледонская орогенез. Новосибирск: Наука, 1960б, с. 105-111.
- Лучицкий И.В. Минусинский прогиб. - В кн.: Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. Новосибирск: Наука, 1966, с. 31-69.
- Лучицкий И.В., Крыленко Л.И. Девонские излившиеся породы Рыбинской впадины. - Геол. и геофиз., 1964, № 5, с. 119-120.
- Матвеевская А.Л. Герцидские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинали системы и ее обрамления. - М.: Наука, 1969. - 286 с.
- Матреницкий А.Т. Щелочность вулканитов как возможный индикатор изменения тектонического режима развития континентальной коры. - Докл. АН СССР, 1981, т. 261, № 4, с. 937-941.
- Моисеенко Ф.С. Строение и развитие земной коры южного горного обрамления Сибири. - В кн.: Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск: Наука, 1967, с. 123-137.

- Моисеенко Ф.С. Строение и развитие земной коры южного горного обрамления Сибири. — Новосибирск: Наука, 1969. — 206 с.
- Моисеенко Ф.С., Есиков Н.П. О прогнозно-поисковом значении зависимости между размещением рудных месторождений и глубинным строением земной коры. — Докл. АН СССР, 1974а, № 4, с. 891–894.
- Моисеенко Ф.С., Есиков Н.П. Глубинное строение земной коры и размещение рудных месторождений в Алтае-Саянской складчатой области. — Вестн. Ленингр. ун-та, 1974б, № 6, с. 5–18; 1974в, № 12, с. 5–19.
- Мишенькина З.Ф. Вопросы интерпретации рефрактированных волн при изучении глубинного строения земной коры. Автореф. канд. дис. — Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1974. — 18 с.
- Морсин П.И. Строение земной коры Алтае-Саянской складчатой области по геофизическим данным. Автореф. канд. дис. — Новосибирск: изд. СНИИГТИМС, 1972. — 21 с.
- Моссаковский А.А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. — М.: Гостеолтехиздат, 1963. — 216 с.
- Моссаковский А.А., Томуртоого О. Верхний палеозой Монголии. — М.: Наука, 1976. — 126 с.
- Новоселова М.Р., Балк Т.В., Шарловская Л.А., Захарова Т.Л. Магнитометрические данные о составе фундамента Чарской впадины. — Геол. и геофиз., 1982, № 11, с. 86–92.
- Обленский А.А. Кузнецко-Алтайский ртутный пояс. — Геология рудных месторождений, 1981, т. XXIII, № 3, с. 55–66.
- Основные закономерности развития и металлогении областей тектоно-магматической активизации юга азиатской части СССР. — Л.: Наука, 1979. — 303 с.
- Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области/Кузнецов В.А., Дистанов Э.Г., Оболенский А.А. и др. — Новосибирск: Наука, 1966. — 156 с.
- Парфенов Л.М. Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. — М.: Наука, 1967. — 144 с.
- Поляков Г.В., Федосеев Г.С., Телешев А.Е., Николаев С.М. Шиндинский плутон Ольховского гранитоидного комплекса. — В кн.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1965, с. 22–31.
- Пинус Г.В. Структурное положение альпипотипных гипербазитов в Центральном-Азиатском складчатом поясе. — Геол. и геофиз., 1976, № 8, с. 3–11.
- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волхов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. — М.: Изд-во АН СССР, 1958. — 296 с.
- Рогожина В.А., Кожевников В.М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. — Новосибирск: Наука, 1979. — 104 с.
- Семеркин В.И. Геологическая интерпретация аномалий силы тяжести Кузнецкого прогиба. Автореф. канд. дис. — Новосибирск, 1969. — 24 с.
- Семеркин В.И. Тектоническое строение Кузнецкого прогиба по геофизическим данным. — Геотектоника, 1971, № 3, с. 87–95.
- Страхов В.Н. О численном решении некорректных задач, представленных интегральными уравнениями типа свертки. — Докл. АН СССР, 1968, т. 178, № 2, с. 299–303.
- Суворов А.И., Бадарач Г., Ендонжамц Ж. Новые данные о природе Ханхухэйского (Хангайского) глубинного разлома Монголии. — Докл. АН СССР, 1982, т. 266, № 5, с. 1228–1232.
- Сурков В.С. Глубинное геологическое строение Южно-Минусинской впадины по геофизическим данным. — Геол. и геофиз., 1960, № 8, с. 82–90.
- Сурков В.С. Строение фундамента Минусинского межгорного прогиба и юго-восточной части Западно-Сибирской плиты. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. II. Новосибирск: РИО СО АН СССР, 1963, с. 129–136.
- Сурков В.С. Тектоническое строение севера Алтае-Саянской области. — В кн.: Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке. М.: Наука, 1967, с. 150–156.
- Сурков В.С. Глубинная структура и приповерхностная тектоника Алтае-Саянской складчатой области. — Геол. и геофиз., 1972, № 11, с. 15–25.
- Сурков В.С., Морсин П.И. Определение мощности земной коры на основе гипотезы изостазии. — Геол. и геофиз., 1971, № 10, с. 63–72.

- Сурков В.С., Морсин П.И. Основные черты строения литосферы юга Средней Сибири. — В кн.: Геофизические методы в региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1982, с. 28–35.
- Сурков В.С., Семеркин В.И. Тектоническое строение межгорных впадин. — В кн.: Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке. М.: Наука, 1967, с. 156–170.
- Тектоника Евразии (Объяснительная записка к Международной тектонической карте Евразии м-ба 1:5 000 000). — М.: Наука, 1966. — 488 с.
- Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области/Сурков В.С., Жеро О.Г., Уманцев Д.Ф. и др. — М.: Недра, 1973. — 144 с.
- Туркин И.С. Некоторые особенности распределения эндогенного оруденения в Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых Сибири. Томск, 1983, с. 118–119.
- Уманцев Д.Ф. Плотность горных пород структурно-формационных зон Алтае-Саянской складчатой области. — Геол. и геофиз., 1972, № 10, с. 105–112.
- Уманцев Д.Ф. Методика изучения физических свойств горных пород с целью использования их при тектоническом районировании и изучении глубинного строения земной коры на примере Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Методы комплексной геолого-геофизической интерпретации тектонического строения складчатых областей палеозойского возраста. Тезисы докладов научного семинара по проблеме комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Новосибирск: изд. СНИИГТИМС, 1974, с. 70–74.
- Уманцев Д.Ф., Крамник В.Н. Глубинные разломы Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области. М.: Недра, 1973, с. 58–66.
- Филиппов Р.В. Особенности состава и строения щелочных основных пород Черносопкинского массива. — В кн.: Материалы по магматизму и металлогении Красноярского края. Красноярск: Красноярское кн. изд-во, 1974, с. 104–116.
- Фотиади Э.Э. К проблеме геологической интерпретации аномалий силы тяжести на Русской платформе. — Прикладная геофизика, 1955, вып. 12, с. 31–66.
- Фотиади Э.Э., Каратаев Г.И., Моисеенко Ф.С. Некоторые региональные особенности глубинного строения земной коры территории СССР в свете геофизических данных. — Геол. и геофиз., 1965, № 10, с. 3–14.
- Фотиади Э.Э., Иванкин П.Ф., Сурков В.С. и др. Связь структурных и металлогенических зон Алтае-Саянской области с глубинным строением земной коры. — В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев: Наукова думка, 1971, с. 52–63.
- Фотиади Э.Э., Шарловская Л.А. Крупные черты районирования зоны БАМ и прилегающих областей по геолого-геофизическим данным. — Геол. и геофиз., 1982, № 7, с. 3–14.
- Хайн В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. — М.: Недра, 1979. — 356 с.
- Хомичев В.Л. О трех формационных типах гранитоидов Кузнецкого Алатау. — В кн.: Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской области. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1972, с. 17–22.
- Хомичев В.Л. Ряды магматических и рудных формаций Кузнецкого Алатау. — Сов. геология, 1977, № 5, с. 93–106.
- Хренов П.М. Негеосинклинали вулканоплутонические пояса континентального массива Восточной Сибири. — М.: Недра, 1981. — 223 с.
- Хренов П.М., Комаров Ю.В., Еухаров А.А. и др. Вулканические пояса юга Восточной Сибири и их рудоносность. — В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М.: Наука, 1966, с. 277–315.
- Шарловская Л.А. Пересчет аномального магнитного поля при изучении фундамента структур типа Кузнецкого прогиба. — Геол. и геофиз., 1973, № 10, с. 127–130.
- Шарловская Л.А. Применение совместного анализа гравитационных и магнитных аномалий в задаче тектонического районирования Кузнецкого прогиба. — Геол. и геофиз., 1974а, № 3, с. 88–92.
- Шарловская Л.А. О применении метода совместного анализа гравитационных и магнитных аномалий для тектонического районирования Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Методы комплексного геолого-геофизического изучения тектонического строения складчатых областей палеозойского возраста. Тезисы докладов научного семинара

- ра по проблеме комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Новосибирск: изд. СНИИГГиМС, 1974б, с. 13-15.
- Шарловская Л.А. Некоторые результаты применения совместного анализа гравитационных и магнитных аномалий для тектонического районирования Алтае-Саянской складчатой области. - Геол. и геофиз., 1974в, № 7, с. 87-95.
- Шарловская Л.А. Опыт выделения металлогенических провинций в Алтае-Саянской складчатой области по результатам интерпретации магнитных аномалий. - Геол. и геофиз., 1976а, № 3, с. 123-127.
- Шарловская Л.А. Строение коры и металлогеническая зональность прогибов Алтае-Саянской складчатой области. - В кн.: Методика и результаты комплексных геофизических исследований земной коры Сибири. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1976б, с. 52-58.
- Шарловская Л.А. Строение земной коры и металлогения северной части Алтае-Саянской складчатой области (по геофизическим данным). Автореф. канд. дис. - Новосибирск, 1978. - 18 с.
- Шарловская Л.А. Особенности состава земной коры и металлогении южного обрамления Сибирской платформы. - В кн.: Методика и результаты комплексных геофизических исследований земной коры в Сибири. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 24-30.
- Шарловская Л.А. Некоторые особенности строения земной коры и металлогении южного обрамления Сибирской платформы. - Геол. и геофиз., 1982, № 8, с. 95-103.
- Шарловская Л.А. Вещественный состав фундамента Сыдо-Ербинской впадины по геолого-геофизическим данным. - Новосибирск, ВИНТИ, 1983, № 3857-83. - 18 с.
- Щеглов А.Д. Металлогения срединных массивов. - Л.: Недра, 1971. - 148 с.
- Ярмолук В.В., Коваленко В.И. Роль крупнейших разломов в развитии континентальных вулканических образований МНР. - Докл. АН СССР, 1982, т. 256, № 2, с. 436-440.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	4
Глава I. Общая характеристика земной коры Кузнецко-Минусинского региона Алтае-Саянской складчатой области	6
Кузнецкий прогиб и его складчатое обрамление	8
Минусинский прогиб и его складчатое обрамление	17
Физические свойства горных пород	25
Глава II. Физические поля Кузнецко-Минусинского региона	32
Аномальное гравитационное поле Δg	-
Аномальное магнитное поле ΔT_a	37
Глава III. Методика интерпретации физических полей	43
Пересчет магнитного поля в верхнее полупространство на плоскость	46
Дифференцированный пересчет магнитного поля на сложную поверхность	48
Разложение гравитационного поля на составляющие	55
Совместный анализ гравитационных и магнитных полей	57
Глубинное районирование земной коры	63
Поиск прогнозных металлогенических участков	69
Глава IV. Отражение дегероогенной переработки земной коры Алтае-Саянской области в физических полях	77
Глава V. Блоковое расчленение земной коры Алтае-Саянской области и некоторые черты металлогенической зональности Кузнецко-Минусинского региона	100
Блоковое расчленение земной коры	103
Распределение различных типов металлогении	108
Некоторые представления о блоковом строении южного складчатого обрамления Сибирской платформы	110
Заключение	120
Литература	122

Лидия Аркадьевна Шарловская

ДЕЙТЕРООРОГЕННЫЕ ПРОГИБЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ И МЕТОДИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Утверждено к печати Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редакторы издательства А.А. Смирнов, Е.Г. Макеенко

Художественный редактор М.Ф. Глазырина

Художник В.В. Подкопаев

Технический редактор Н.М. Остроумова

Корректоры В.В. Игнатьева, К.И. Сергеева

ИБ № 23754

Сдано в набор 01.03.85. · Подписано к печати 27.09.85. МН- 01587.
Формат 70x100 1/16. Бумага офсетная. Офсетная печать.
Усл. печ. л. 10,4. Усл. кр.-отт. 10,7. Уч.-изд. л. 11,3.
Тираж 650 экз. Заказ № 746. Цена 1р. 70к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука",
Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства "Наука", 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.