

8. Государственная геологическая карта СССР м-б 1:1 000 000 (новая серия). Лист О-(47), 48 — Усть-Кут. Объяснительная записка. — Л., 1988. — 118 с.

9. Определение этапов, продолжительности и условий проявления объемного мантийного магматизма в Азии: Р-Т граница, траппы Сибирской платформы. Радиоизотопные геологические исследования 2000–2004 гг. — Иркутск: Институт земной коры СО РАН (Лаборатория изотопии и геохронологии). <http://www.crust.irk.ru/podr/izotop/trapps.html> (04. 02. 2009).

© Буш В.А., Лёвин Ф.Д., 2015

Буш Вильям Артурович // bush@aerogeo.ru
Лёвин Фёдор Дмитриевич // fedorl@aerogeo.ru

УДК 550.8.05.551.22

Калмыков Б.А., Трусов А.А. (АО «ГНПП «Аэрогеофизика»)

ОСОБЕННОСТИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЩУЧЬИНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ ПОЛЯРНОГО УРАЛА ПО АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

*Описаны особенности внутреннего строения палеозойских комплексов Щучьинского синклинория по данным площадных аэрогеофизических съемок. Наиболее выразительно внутренняя структура комплексов проявлена в трансформантах магнитного поля. Ярче всего в магнитном поле проявлена внутренняя структура массивов габброидов харамейско-масловского комплекса в виде чередования концентрических локальных аномалий. К этим массивам приурочены залежи титаномagnetитовых руд. Вулканогенно-осадочные образования проявлены чередованием линейных локальных магнитных аномалий. **Ключевые слова:** палеозойские комплексы, разломы, интрузивные массивы, хромиты, железные руды, Щучьинский синклинорий.*

Kalmykov B.A., Trusov A.A. (Aerogeophysics)

SPECIAL FEATURES OF INTERNAL STRUCTURE OF PALEOZOIC COMPLEXES OF SHUCHENSKIY SYNCLINORIUM IN POLAR URALS WITH THE HELP OF AIRBORNE GEOPHYSICAL DATA

*The particularities of internal structure of Paleozoic complexes of Shuchenskiy synclinorium with the help of airborne geophysical data are described. The most vivid manifestation of internal structure of the complexes can be seen in magnetic field transformants. Internal structure of gabbroid massives of Kharameysko-Maslovskiy complex shows the brightest manifestation in a magnetic field as an alternation of concentric local anomalies. Titanium magnetite ores are confined to these massives. Volcanogenic sedimentary-exhalative deposits are manifested through alternations of linear local magnetic anomalies. **Key words:** Paleozoic complexes, faults, intrusive massives, chromites, iron ore, Shuchenskiy synclinorium.*

Материалом данной работы послужили данные комплексной аэрогеофизической съемки, выполненной АО «ГНПП «Аэрогеофизика» в 2006–2009 гг. по госзаказу на составление геофизической основы в зоне проектируемой железной дороги Ивдель-Лабытнанги. Съемка проводилась в двух масштабах: на первом этапе была сделана съемка масштаба 1: 50 000, захватывающая практически всю площадь Щучьинского синклинория, на

втором этапе проводилась детализация локальных перспективных участков в масштабе 1:10 000. В геофизический комплекс входили: аэромагниторазведка, аэроэлектроразведка ДИП и аэрогамма-спектрометрия.

Площадные аэрогеофизические съемки, благодаря системности наблюдений, позволяют выявить особенности внутренней структуры крупных интрузивных массивов и слоистых осадочных толщ. В отличие от геологических наблюдений по естественным и искусственным обнажениям, имеющим спорадический характер на закрытых территориях, аэрогеофизические методы позволяют выявить площадные особенности внутреннего строения как выходящих на поверхность, так и погребенных интрузивных массивов и блоков осадочных образований.

Щучьинский синклинорий (Щучьинская структура) располагается на северном окончании Тагило-Магнитогорской синклинорной зоны Восточно-Уральской мегазоны. В его строении участвуют палеозойские комплексы уралид, перекрытые мезозойскими и кайнозойскими отложениями [1]. Обработка и интерпретация аэрогеофизических материалов позволила уточнить контуры погребенных под мезо-кайнозойскими осадками палеозойских образований и выявить новые элементы их внутреннего строения. Следует отметить, что далеко не все геологические комплексы имеют характерные петрофизические параметры, что обуславливает возможность их картирования по геофизическим данным. Наиболее уверенно картируются интрузивные образования, обладающие контрастными физическими свойствами, менее выражены вулканогенно-осадочные комплексы. Осадочные толщи, как правило, не отличаются контрастными физическими свойствами, исключая карбонатные породы. Существенное влияние на отражение коренных пород в электромагнитных и гамма-полях оказывает ландшафтный фактор, как правило, нивелирующий и искажающий сигнал от пород, перекрытых покровными осадками.

В строении Щучьинского синклинория принимают участие осадочные и вулканогенно-осадочные образования ордовика, силура, девона и карбона, прорванные разновозрастными сложнопостроенными интрузиями различного состава. Они образуют вещественно-петрофизические комплексы, отличающиеся по петрофизическим параметрам и внутренней структуре, что позволяет проводить их картирование по геофизическим данным (рис. 1). На образования палеозойского основания синклинория наложены мезозойские впадины, выполненные мощной толщей песчано-глинистых угленосных осадков триаса, юры и мела.

Общей закономерностью строения Щучьинской структуры является дугообразная морфология областей повышенных значений магнитного поля и поля силы тяжести, приуроченных к ее периферийным частям в соответствии с развитыми здесь комплексами плутогенных формаций гипербазитов и габброидов (рис. 2). Внутренние и восточные области Щучьинской структуры характеризуются спокойным характером потенциальных полей и их пониженным уровнем, что обусловлено развитием здесь палеозойских вулканогенно-осадочных и осадочных комплексов, а также присутствием наложенных мезозойских впадин, выполненных мощной толщей

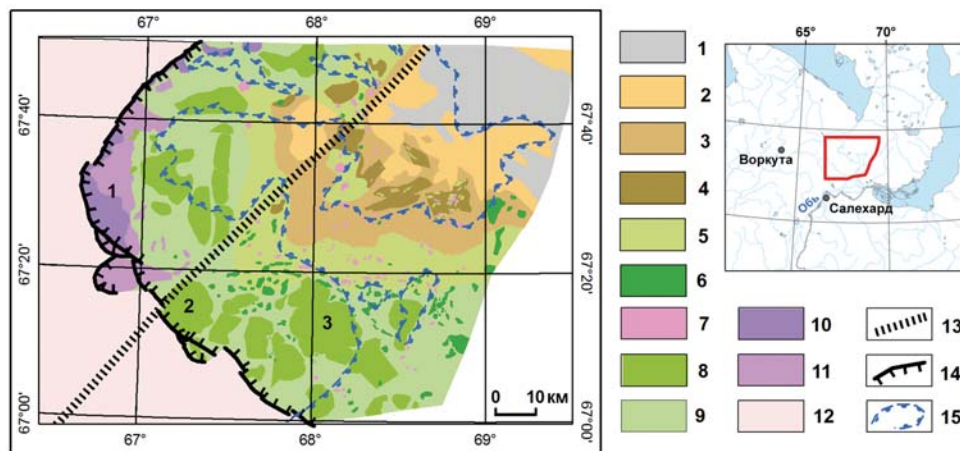


Рис. 1. Вещественно-петрофизические комплексы палеозоя Щучинского синклиория (по геофизическим данным): стратифицированные комплексы: 1 — терригенно-карбонатный C_1 ; 2 — терригенно-вулканогенный D_{2-3} ; 3 — карбонатный D_{1-2} ; 4 — терригенно-карбонатный S_2-D_1 ; 5 — базальт-андезит-дацитовый S_2 ; интрузивные и метаморфические комплексы: 6–7 — юньягинский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс D_{1-2} ; 6 — габбро, габбро-диориты, 7 — диориты, гранодиориты; 8 — харампейско-масловский габбро-диоритовый комплекс S_1 ; 9 — малыкский метагаббровый комплекс O_3 ; 10–11 — сyumкеуский

дунит-гарцбургитовый комплекс O_{1-2} ; 10 — гарцбургиты, 11 — дуниты; 12 — протерозойские метаморфические комплексы Харбейской СФЗ; 13 — Ханмей-Сибилейская зона разломов; 14 — Главный Уральский разлом; 15 — границы мезозойских впадин. Цифрами показаны интрузивные массивы: 1 — Сyum-Кей; 2 — Масловский; 3 — Хоросотосский

терригенных осадков. Щучинская структура вложена в обрамляющие ее блоки докембрийских образований Харбейского антиклинория, являющегося частью Центрально-Уральской мегазоны. Комплексы пород обрамления Щучинской структуры имеют петрофизические характеристики, резко отличающиеся от образований, слагающих ее периферийные части. Они отличаются пониженной плотностью и магнитностью, а также повышенными содержаниями калия, тория и урана (рис. 2). Это определяет выраженность Щучинской структуры в геофизических полях и резкоградиентный характер границ ее комплексов с комплексами Харбейского антиклинория. В общей картине геофизических полей и их трансформант находят отражение **региональные структуры района** (рис. 2).

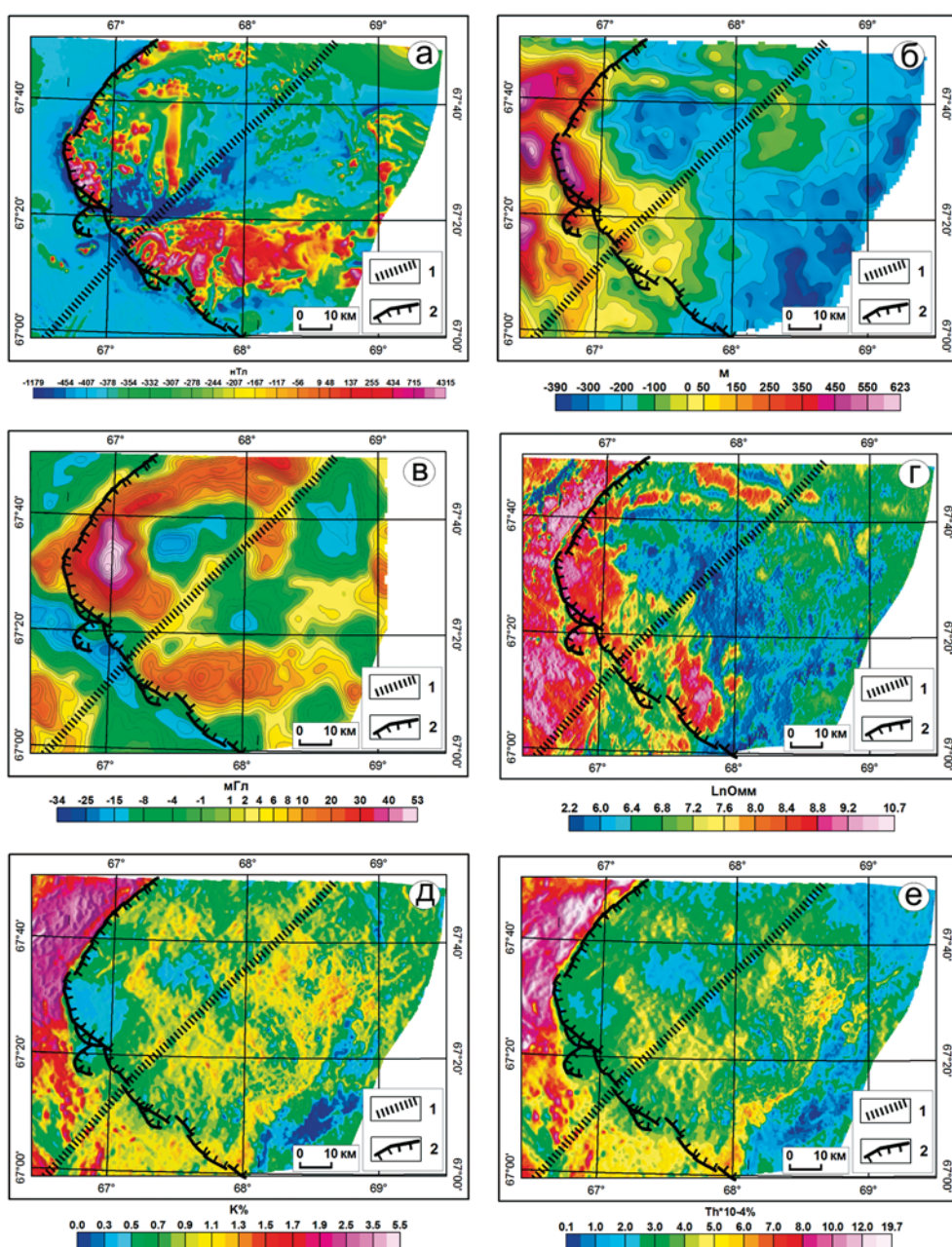


Рис. 2. Отражение региональных разломов Щучинской структуры в геофизических моделях: а — аномальное магнитное поле; б — рельеф главной магнитоактивной поверхности; в — локальная составляющая поля силы тяжести; г — эффективные сопротивления на частоте 2080 Гц; д — содержания калия; е — содержания тория. 1 — Ханмей-Сибилейская зона разломов; 2 — Главный Уральский разлом

Западным ограничением Щучинской структуры служит региональный разлом, входящий в систему Главного Уральского разлома. Он представляет собой крупный надвиг, по которому комплексы Щучинской структуры надвинуты на комплексы Центрально-Уральской мегазоны. Фрагмент Главного Уральского разлома обрамляет Щучинский синклиниорий в виде системы дугообразных нарушений, сливающихся в единую полукольцевую разломную структуру, образующую фронтальную часть надвига. В восточном направлении надвиг теряется под покровом мезозойских отложений. В магнитных полях он фиксируется резко-градиентной линейной зоной, отражающей контакт немагнитных и высокомагнитных пород. Сходная градиентная зона проявлена и в поле силы тяжести. В гамма-полях надвиг проявлен резкой ступенью понижения содержаний калия, тория и урана. По электроразведочным данным зона надвига отчетливо проявляется выраженными линейными зонами повышенной электропроводности. Она разбита поперечными нарушениями сдвигового типа, проявляющимися в коленообразных изгибах линейных элементов полей. Данные нарушения, по-видимому, парагенетически связаны с надвиговыми структурами и формировались в единой динамической системе. Во фронтальной части надвига фиксируются фрагменты мелких чешуй, ограниченных дугообразными нарушениями, примыкающими к основному сместителю. Поверхность надвига падает в восточном направлении под углом 50–70°.

Из крупных региональных структур в геофизических полях находит отчетливое выражение региональная зона разломов, протягивающаяся в северо-восточном направлении от бассейна р. Ханмей за пределами Щучинской структуры до верховьев р. Сибилей, выделенная как Ханмей-Сибилейская зона разломов. Она имеет сквозной характер, трассируясь из областей Центрально-Уральской мегазоны в пределы Щучинской структуры. Ханмей-Сибилейская зона разломов отчетливо проявлена в аномальном магнитном поле и поле силы тяжести в виде крупной зоны северо-восточного простирания, по которой происходит смена структуры поля и смещение его локальных объектов. Ханмей-Сибилейская зона проявляется также в рельефе главной магнитоактивной поверхности, характеризующей морфологию кровли палеозойского основания (рис. 2 б). По ее рубежу про-

исходит излом простирания форм рельефа поверхности палеозойского основания и обособление двух крупных впадин. Структура поверхности палеозойского основания согласуется с формой мезозойских впадин, и приуроченность Ханмей-Сибилейской зоны к зигзагообразному изгибу системы этих впадин (рис. 1) указывает на ее определенную связь с данными структурами. Приведенные данные позволяют предполагать, что Ханмей-Сибилейская зона имеет глубинное заложение и развивалась в течение палеозоя и мезозоя. Можно предположить, что Ханмей-Сибилейская зона имеет рудоконтролирующий характер. К ее юго-западному окончанию приурочено золоторудное месторождение Новогоднее-Монто, а в пределах Щучинской структуры с ней пространственно связаны Юньягинское и Нерущьяхское поля железорудных месторождений и проявлений скарново-магнетитовых руд.

Элементы внутренней структуры геологических образований проявляются в морфологии и характере распределения локальных элементов геофизических полей. Особенности внутреннего строения палеозойских комплексов Щучинской структуры наиболее выразительно проявляются в локальной составляющей магнитного поля (рис. 3). Внутреннее строение палеозойских вещественно-петрофизических комплексов проявляется в различных типах структуры локальной составляющей магнитного поля: ячеистой, полосчатой, линзовидной, концентрически-зональной и степенью контрастности проявления этих структур. Наибольшей выразительностью отличаются интрузивные

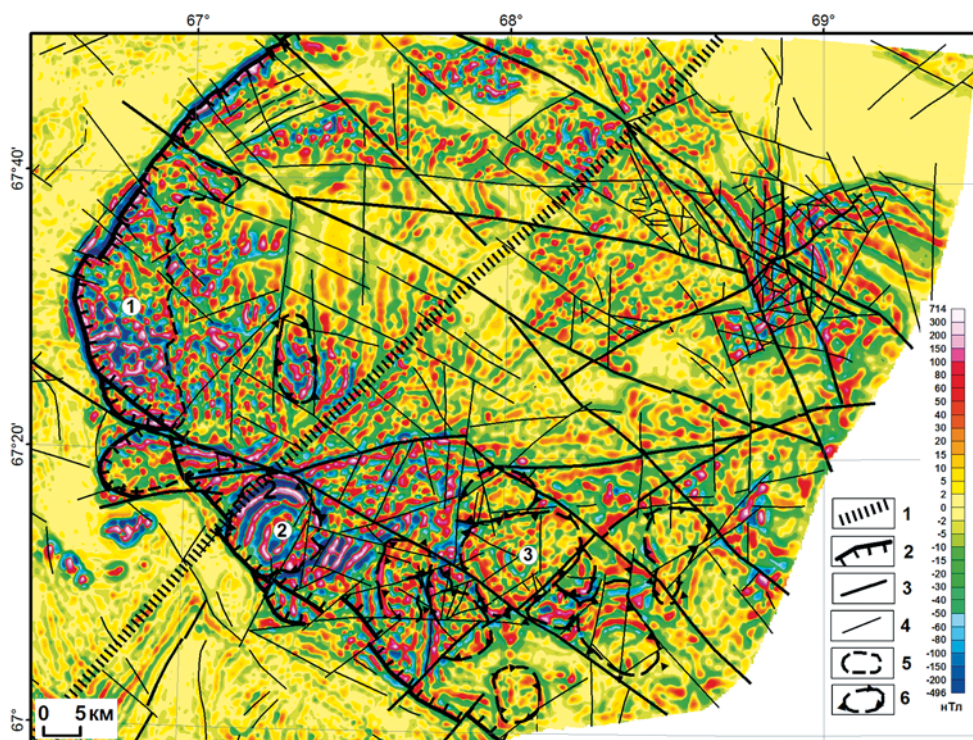


Рис. 3. Проявленность внутреннего строения палеозойских комплексов Щучинского синклиниория в локальной составляющей магнитного поля: 1 — Ханмей-Сибилейская зона разломов; 2 — надвиги Главного Уральского разлома; 3 — разломы главные; 4 — разломы второстепенные; 5–6 — обобщенные контуры выраженных интрузивных массивов: 5 — сyumкеуского дунит-гарцбургитового комплекса, 6 — харампейско-масловского комплекса. Цифрами показаны интрузивные массивы: 1 — Сыум-Кей; 2 — Масловский; 3 — Хоросотосский

комплексы габброидов и ультрабазитов, менее выразительными являются вулканогенно-осадочные породы и наименее отчетливо проявляются поля развития осадочных пород.

Массивы ультрабазитов представлены на площади образованиями сыумкеуского дунит-гарцбургитового комплекса (O_{1-2}). Они слагают массив Сыум-Кей, расположенный в западной части Щучинской структуры. Массив имеет протяженность 70 км и ширину до 10–12 км. Массив сложен образованиями двух ультрабазитовых комплексов: лерцолит-гарцбургитового и дунит-гарцбургитового [2]. В аномальном магнитном поле в строении массива проявляются неоднородности в виде участков, сложенных породами повышенной и пониженной магнитности (рис. 4 а). Внутренняя структура массива проявляется в поле локальной составляющей магнитного поля, а контрастность локальных элементов магнитного поля отражается в модуле горизонтального градиента (рис. 4 б, в).

Области развития магнитных пород тяготеют к внешним, западным частям массива. Они отличаются высокоградиентным магнитным полем повышенной дифференцированности. Магнитное поле характеризуется ячеисто-линзовидным строением, отражающим распределение пород с различными концентрациями титаномагнетита. Данные области повышенной намагниченности отвечают полям развития пород лерцолит-гарцбургитового комплекса.

Области относительно пониженной магнитности смещены к восточным частям массива. Они характеризуются ячеистой и линзовидной структурой поля и пониженной контрастностью локальных аномалий. Данные области отвечают полям развития образований дунит-гарцбургитового комплекса, представленного шлировидным чередованием дунитов и гарцбургитов [2]. Линзовидные обособления дунитов, отмеченные на геологических картах, в магнитном поле достаточного отражения не находят. Это связано либо с низкой контрастностью магнитных свойств дунитов, либо обусловлено разрешающей способностью аэромагнитной съемки масштаба 1: 50 000, и их выявление возможно при проведении детальных аэрогеофизических съемок масштаба 1: 10 000. Следует отметить, что на магнитные свойства гипербазитов существенное влияние могут оказывать наложенные процессы, в частности, серпентинизация, в процессе которой происходит формирование вторичного магнетита, что оказывает существенное влияние на магнитное поле. К данным участкам, сложенным породами дунит-гарцбургитового комплекса, приурочены рудные залежи хромитов, локализованные в телах дунитов [2].

Западная граница массива фиксируется в комплексе геофизических полей резкоградиентной зоной с характерными изломами, отвечающими сдвиговым деформациям, развитым в передовой части надвигов Главного Уральского разлома. Восточная граница массива с образованиями малыкского метагаббрового комплекса проявлена неотчетливо. Основные черты глубинной морфологии массива отражены на разрезе объемной модели магнитной восприимчивости (рис. 5). Можно отметить, что западная граница массива падает под углом 70° на восток и постепенно выполаживается с глубины 3–4 км, отражая надвиговый характер контакта. Восточная граница — волнистая крутопадающая. Высокомагнитные породы образуют два крупных тела (предположительно лерцолит-гарцбургитов), соединяющихся на глубине 3 км.

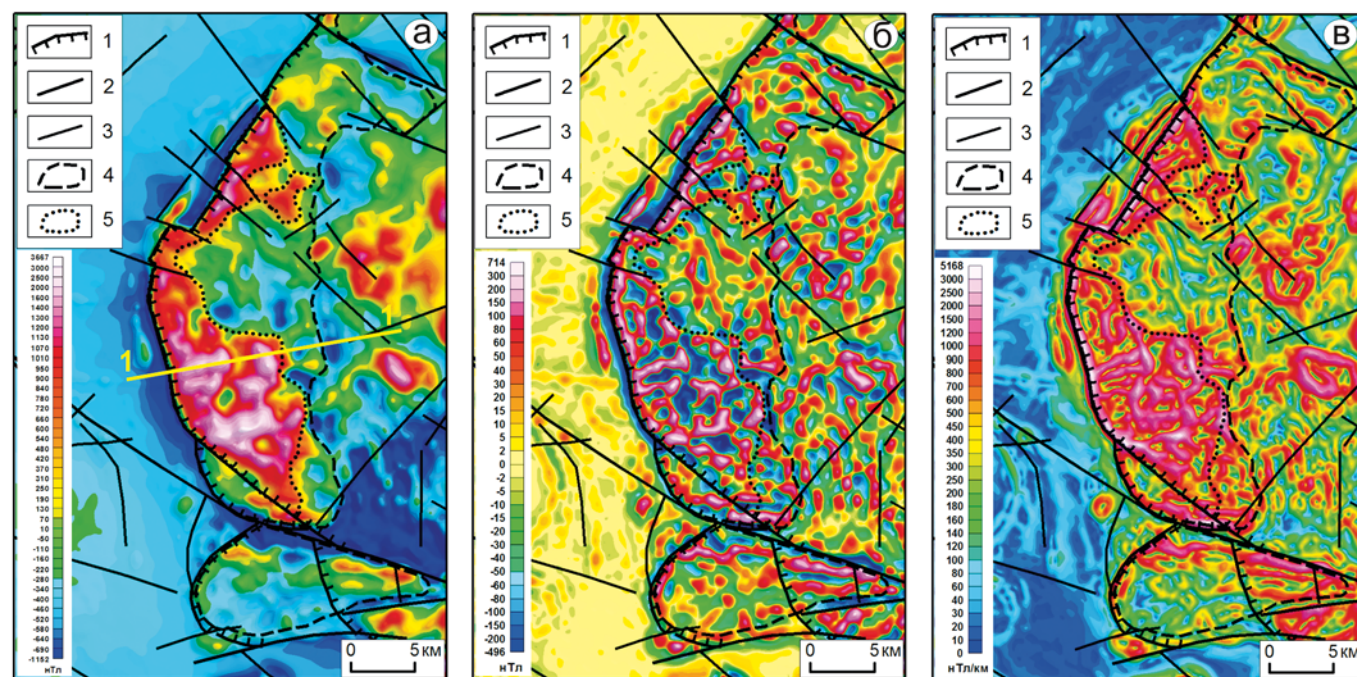


Рис. 4. Особенности внутреннего строения гипербазитового массива Сыум-Кей: а — аномальное магнитное поле (1–1 — линия разреза); б — локальная составляющая магнитного поля; в — модуль горизонтального градиента магнитного поля. 1 — надвиги Главного Уральского разлома; 2–3 — разрывные нарушения: 2 — главные, 3 — второстепенные; 4 — обобщенный контур массива Сыум-Кей; 5 — граница областей с разным характером намагничивания

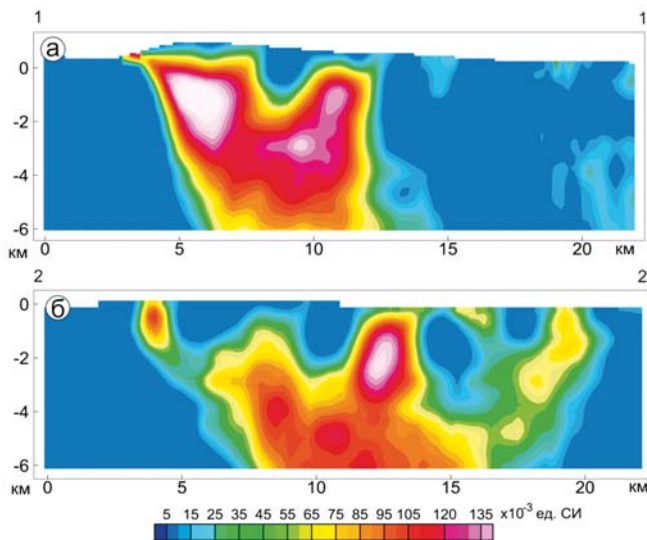


Рис. 5. Разрезы объемной модели распределения магнитной восприимчивости: а — по линии 1–1 (массив Сyum-Key); б — по линии 2–2 (Масловский массив)

По мнению ряда исследователей массив Сyum-Key представляет собой крупное аллохтонное тело [1, 4, 5], однако существует представление, что Щучинский синклиний представляет собой вулcano-тектоническую структуру, и массив составляет ее внешнюю зону [3].

Крупные **массивы базитов** в пределах Щучинской структуры представлены породами малыкского габбро-норитового комплекса (O_3), харампэйско-масловского габбро-норитового комплекса (S_1). Небольшие интрузивные тела образуют базиты юнъягинского габбро-гранодиорит-гранитового комплекса (D_{1-2}). Габброиды малыкского комплекса тесно связаны с ультрабазитами сyumкеуского комплекса, их массивы располагаются к востоку от массива Сyum-Key и контактируют с ними. Тела базитов образуют массивы неправильных очертаний. Они сложены метаморфизованными габбро-норитами и габброамфиболитами с линзовидно-полосчатым внутренним строением. Образования комплекса не имеют выразительного проявления в магнитном поле: они отражаются ячеистой и

линзовидной структурой поля с субмеридиональной ориентировкой его элементов. Образования сyumкеуского и малыкского комплексов отнесены к офиолитовым комплексам Урала [1, 4].

Габброиды харампэйско-масловского комплекса образуют группы субизометричных массивов размером 10–16 км, приуроченных к периферийным частям Щучинской структуры. Интрузии сложены высокомагнитными породами: оливиновыми и роговообманковыми габбро. Для габброидных массивов харампэйско-масловского комплекса характерно концентрически-зональное строение. Оно выразительно проявляется в трансформантах магнитного поля в виде чередования концентрических или дуговых локальных аномалий разного знака шириной 200–700 м (в зависимости от масштаба съемки). В структуре аномального магнитного поля и его локальной составляющей проявляется серия обособленных массивов и их фрагментов, примыкающих к крупным массивам и стиснутых между ними. Такая картина свидетельствует о длительном процессе становления интрузий харампэйско-

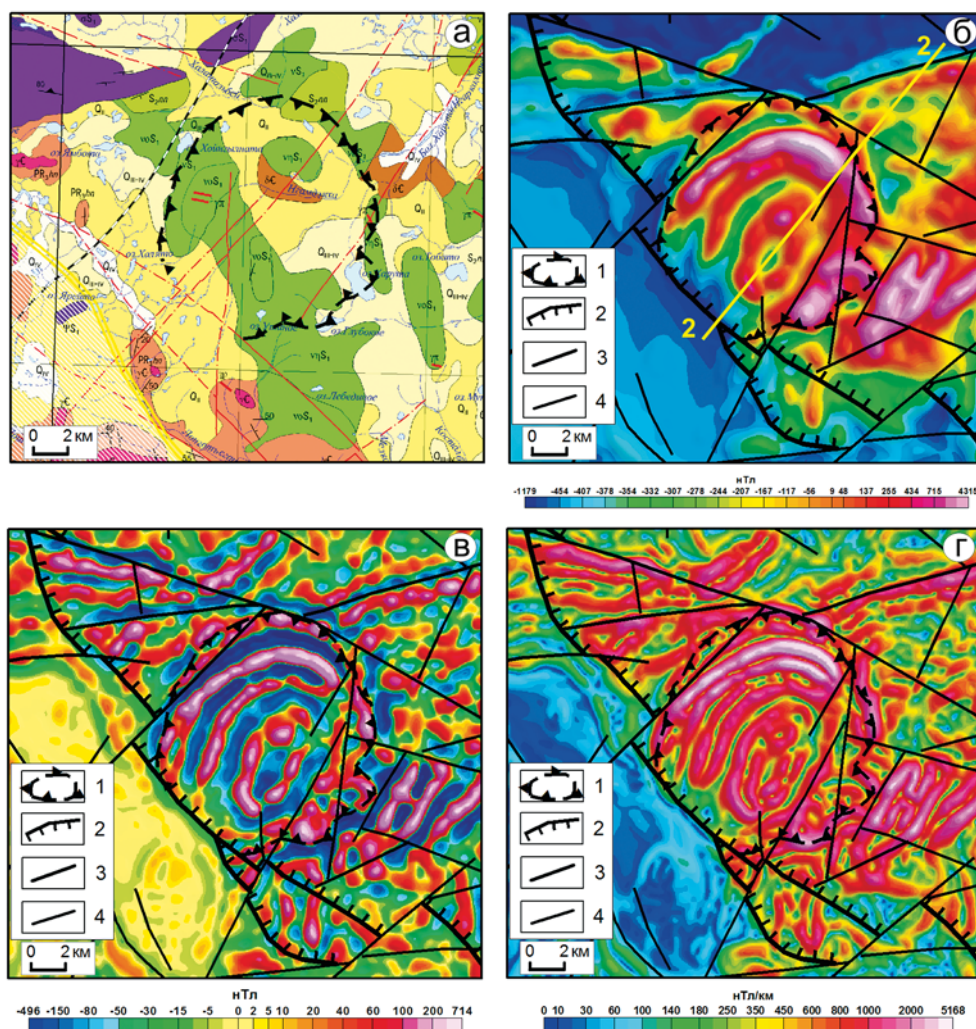


Рис. 6. Особенности внутреннего строения Масловского габброидного массива: а — геологическая карта; б — аномальное магнитное поле (2–2 — линия разреза); в — локальная составляющая магнитного поля; г — модуль горизонтального градиента магнитного поля. 1 — обобщенный контур Масловского массива; 2 — надвиги Главного Уральского разлома; 3–4 — разрывные нарушения: 3 — главные, 4 — второстепенные

масловского комплекса в режиме многократных пульсационных поступлений магмы, что приводило к разрушению уже застывших массивов и поглощению их вновь формирующимися интрузиями. Данные массивы представляют собой типичные расслоенные интрузии, сложенные чередующимися обособлениями габброидов с преобладанием той или иной минеральной фазы.

Выделяются два крупных массива габброидов харампэйско-масловского комплекса, окруженных фрагментами более мелких массивов-сателлитов: Масловский и Хоросотосский.

Масловский массив представлен на геологической карте выходами габброидов неправильной формы, образующих группу неопределенных очертаний в районе г. Масло (рис. 6). В магнитном поле и его трансформантах Масловский массив проявляется четкой морфологией и характерным внутренним строением. Он отражается обособленной серией концентрически построенных локальных знакопеременных магнитных аномалий дугообразной формы. Границы массива определяются по смене характера структуры локальной составляющей

магнитного поля, размер интрузии составляет 11×12 км. С юго-запада массив обрзан крупным разломом, входящим в систему надвигов главного Уральского разлома. Фланги массива дислоцированы нарушениями северо-западного и северо-восточного простирания. В материалах аэромагнитной съемки масштаба 1:50 000 в массиве выявляются 7–8 кольцевых знакопеременных аномалий шириной 700–800 м, отражающих характер обособлений габброидов разного типа в расслоенной интрузии. В разрезе объемной модели магнитной восприимчивости (рис. 5) массив имеет чашеобразную форму с падением магнитных обособлений к ее центру. Юго-западная граница массива резкая, падает под углом 50° на северо-восток, что позволяет связывать ее с надвиговыми структурами системы Главного Уральского разлома.

Хоросотосский массив откартирован по аэрогеофизическим данным в бассейне р. Хоросотосе. Массив перекрыт кайнозойскими осадками и на геологической карте изображен в виде локальных изолированных выходов габброидов (рис. 7). Он неотчетливо отражается в аномальном магнитном поле, но

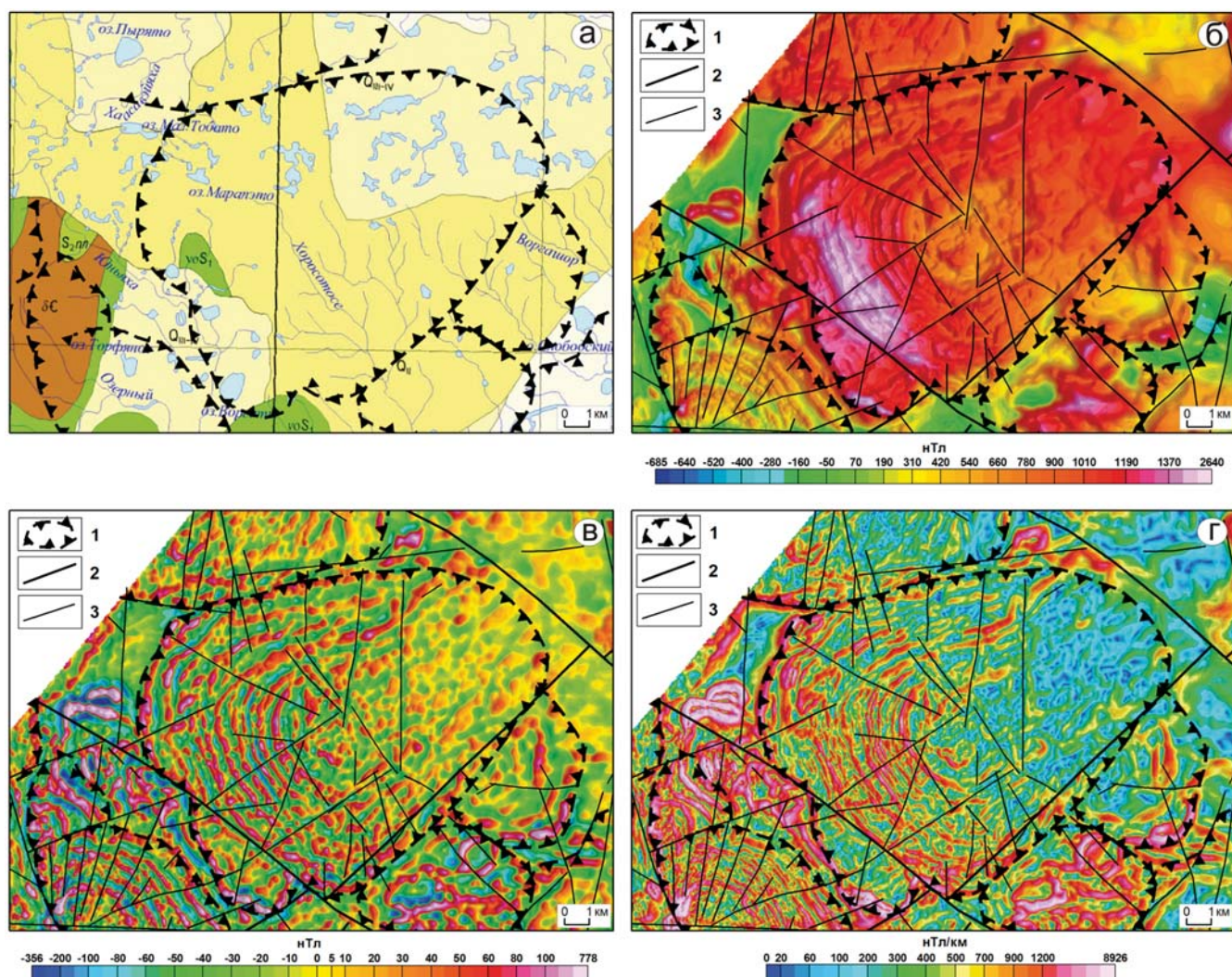


Рис. 7. Особенности внутреннего строения Хоросотосского габброидного массива в материалах аэромагнитной съемки масштаба 1: 10 000: а — геологическая карта поверхности; б — аномальное магнитное поле; в — локальная составляющая магнитного поля; г — модуль горизонтального градиента магнитного поля. 1 — границы единичных массивов габброидов; 2–3 — разрывные нарушения: 2 — главные, 3 — второстепенные

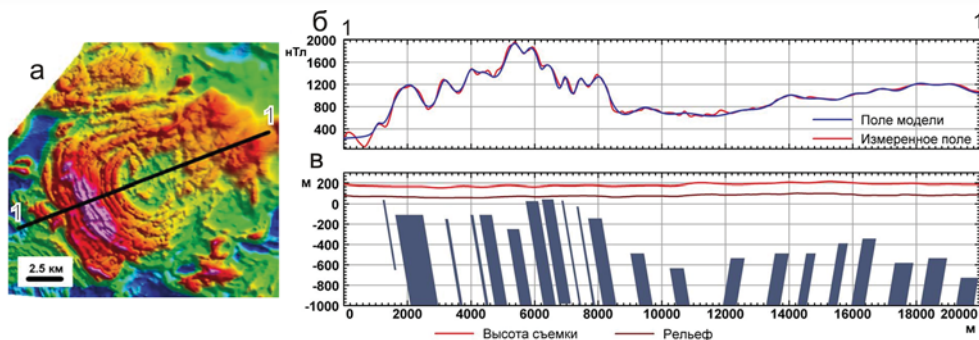


Рис. 8. Модель концентрических локальных магнитных объектов Хорсотосского массива: а — положение линии разреза (аномальное магнитное поле); б — графики магнитного поля; в — модельный разрез

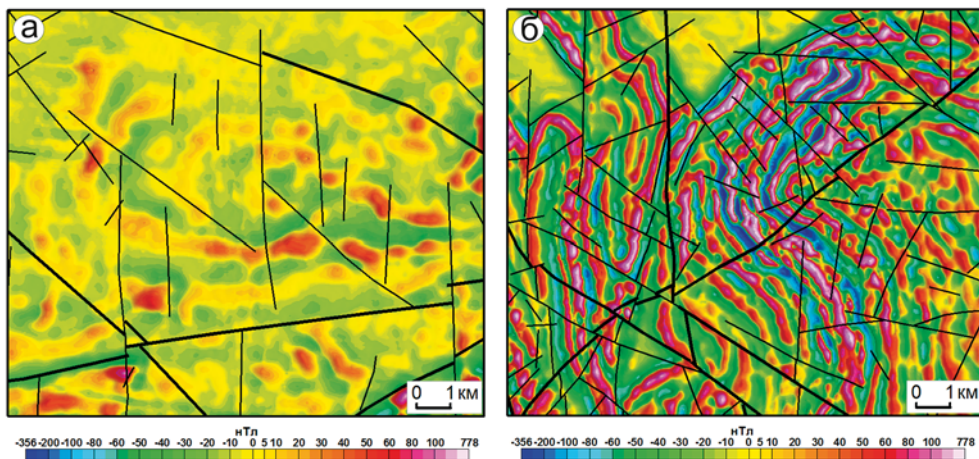


Рис. 9. Проявленность пликативных и блоковых структур вулканогенно-осадочных комплексов в магнитных полях: а — базальт-андезит-дацитовый S_2 ; б — терригенно-вулканогенный D_{2-3} . Услов. обозначения см. на рис. 7

выразительно проявляется в поле его локальной составляющей. Характерно, что в материалах аэромагнитной съемки масштаба 1: 50 000 массив проявляется весьма слабо в виде области повышенных значений поля с неясными очертаниями (рис. 3). Контуры массива и детали его внутреннего строения выделены по материалам детализационной аэромагнитной съемки масштаба 1: 10 000 (рис. 7).

Хорсотосский массив имеет овальную форму и размеры 12×16 км. Он характеризуется выраженным концентрически-зональным строением в виде серий концентрически построенных локальных магнитных аномалий шириной 200–500 м. Отмечаются участки слияния и расщепления аномалий, в результате чего количество выявленных концентрических и дуговых аномалий в массиве составляет 20–25 штук. Данные локальные аномалии обусловлены чередованием обособлений габброидов разных петрографических типов, различающихся по содержанию магнитных минералов (магнетита, титаномагнетита). Границы массива фиксируются по смене ориентировки систем дуговых аномалий. В северо-восточном направлении поверхность массива погружается, о чем свидетельствует уменьшение контрастности аномалий и повышение расплывчатости линейных форм. Смещения осей линейных аномалий отражают элементы разрывной тектоники в виде радиальных трещин, развитых внутри массива и транзитных

разломов, уходящих за его пределы. К Хорсотосскому массиву примыкают несколько габброидных массивов-сателлитов, границы между которыми фиксируются по смене ориентировки систем линейных аномалий. Данные массивы присутствуют в виде фрагментов, сохранившихся после воздействия более поздних интрузий в процессе их многофазного становления.

По результатам моделирования локальных концентрических аномалий установлено, что генеральное падение концентрических тел, слагающих интрузию, ориентировано в направлении к ее центру (рис. 8). Однако морфология ряда элементов магнитного поля указывает на то, что присутствуют и объекты, наклоненные к периферии массива. К рассмотренным массивам габброидов харампэйско-масловского комплекса приурочены залежи титаномагнетитовых руд магматогенного типа [1]. Они сложены высокомагнитными обособлениями и

могут быть выявлены магниторазведкой. Интрузии харампэйско-масловского комплекса отнесены в островодужному геодинамическому типу [1, 4].

Габброиды юньягинского габбро-диорит-гранитового комплекса (D_{1-2}) образуют небольшие тела, представленные локальными субизометричными аномалиями и их сближенными группами. Небольшие размеры тел не позволяют выявить элементы их внутренней структуры при данной детальности работ. С габбро-диоритами юньягинского комплекса связаны проявления железных руд скарного типа.

Выявленные элементы внутренней структуры массивов габброидов позволяют сделать предположения об особенностях их формирования. Становление массивов базитов и ультрабазитов происходило в течение длительного времени, что и обусловило сложность их внутреннего строения. В процессе застывания магмы осуществлялось перераспределение вещества при образовании минеральных форм, и возникала магматогенная расслоенность, давшая основу внутренней структуры интрузивных массивов. При поступлении новых порций магматического материала происходило частичное переплавление пород, усложнение внутренней структуры массивов и формирование массивов-сателлитов. Завершение формирования структуры плутонов происходило на поздних стадиях застывания магм и образования трещин отдельности. На более

поздних этапах происходило усложнение формы массивов в результате наложенных метаморфических и тектонических процессов [6, 7].

Вулканогенно-осадочные вещественно-петрофизические комплексы представлены образованиями базальт-андезит-дацитов (S₂) и терригенно-вулканогенной (D₂₋₃) формациями. Они характеризуются полосчатой, линзовидной и реже ячеистой внутренней структурой локального магнитного поля (рис. 9). Линейность поля обусловлена чередованием слоев вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород разной степени намагниченности. Повышенной магнитностью обладают прослои базальтов, андезибазальтов и их туфов. Слабомагнитные и немагнитные прослои сложены кислыми эффузивами, песчаниками, сланцами, терригенно-карбонатными породами. На участках с плохо выраженной слоистостью преобладают линзовидная и ячеистая структуры поля. Контрастность локальных аномалий зависит как от контрастности петрофизических параметров прослоев, так и от мощности перекрывающих отложений, увеличение которой приводит к нивелировке локальных аномалий. Выраженная полосчатость толщ позволяет выявить их интенсивную дислоцированность: они смяты в складки и разбиты на блоки по системе разрывных нарушений.

Терригенные и карбонатные осадочные комплексы характеризуются невыразительной однородной структурой локального магнитного поля, что в определенной мере служит существенным признаком при их идентификации и картировании.

Материалы площадных аэрогеофизических работ позволяют получить цельную картину строения интрузивных массивов и блоков осадочных пород как выходящих на поверхность, так и в областях перекрытия более молодыми отложениями. По материалам аэрогеофизических съемок масштаба 1: 50 000 выявляются границы массивов и основные черты их внутренней структуры. Детальные аэрогеофизические съемки масштаба 1: 10 000 позволяют изучить детали внутреннего строения массивов и выявить участки возможной локализации рудных залежей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист Q-42. Салехард. Объяснительная записка. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. — 396 с.
2. Гурская Л.И., Смелова Л.В. Платинометалльное минералообразование и строение массива Сыум-Кеу (Полярный Урал) // Геология рудных месторождений. — 2003. — Т. 45. — № 4. — С. 353–371.
3. Долгушин С.С., Садур О.Г., Шадрин А.Н., Островский Л.Я. Новая интерпретация строения Щучинской структуры Полярного Урала и перспективы ее алмазности // Руды и металлы. — 2002. — № 4. — С. 72–79.
4. Кузнецов Н.Б., Куликова К.В. Палеозойские комплексы и структуры Сыумкеу-Щучинского района Полярного Урала. Тектоническая структура // Бюлл. МОИП. Отд. геол. — 2008. — Т. 83. — Вып. 3. — С. 3–12.
5. Ленных В.И., Перфильев А.С., Пучков В.Н. Особенности внутренней структуры и метаморфизма альпинотипных офиолитовых массивов Урала // Геотектоника. — 1978. — № 4. — С. 3–22.
6. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. — М.: Мир, 1970. — 552 с.
7. Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанно с ними оруденения. — М.: Научный мир, 2006. — 368 с.

© Калмыков Б.А., Трусов А.А., 2015

Калмыков Борис Александрович // kalmukov@aerogeo.ru
Трусов Алексей Андреевич // trusov@aerogeo.ru

Агеев С.Н., Лёвин Ф.Д. (АО «ГНПП «Аэрогеофизика»)

ЭЛЕМЕНТЫ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЮГА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО АЭРОГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

*В южной части Восточно-Европейской платформы поле силы тяжести осложнено влиянием глубокозалегающих горизонтов. По результатам моделирования показано, что кроме гравиактивной границы «кора-мантия», в структуру гравитационного поля значительный вклад вносит переходная коромантийная зона (слой КМ). С помощью корреляционного метода интерпретации по аэрогеофизическим данным построены карты кровли и мощности слоя КМ. **Ключевые слова:** аэрогравиметрия, поверхность Мохо, слой КМ, корреляционный метод интерпретации.*

Ageev S.N., Levin F.D. (Aerogeophysics)

THE ELEMENTS OF DEEP STRUCTURE OF THE SOUTHERN PART OF THE EAST-EUROPEAN PLATFORM ACCORDING TO AIRBORNE GRAVITY DATA

*The gravity field in the Southern part of the East European platform is complicated by the influence of deep horizons. The results of modeling show that besides density contrast «crust-mantle», the crust-mantle transition zone (CM layer) also influences gravity field structure greatly. Mapping of top and thickness of crust-mantle layer has been done with the help of correlation technique of airborne geophysical data interpretation. **Key words:** airborne gravimetry, the Moho discontinuity, crust-mantle layer, correlation technique of interpretation.*

Морфология глубинных субгоризонтальных границ, таких как поверхность Мохо, зона перехода кора-мантия (слой КМ) вносит существенный вклад в структуру гравитационного поля, вследствие чего их изучение является необходимым условием для корректной интерпретации гравитационного поля. Для уточнения характера этого вклада была предпринята попытка физико-математического моделирования по профилям глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ).

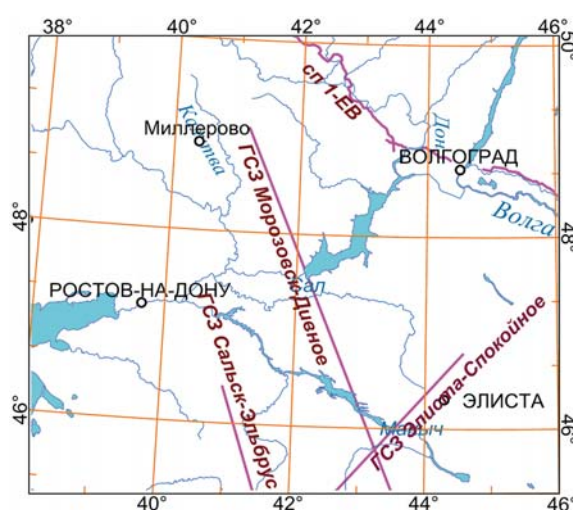


Рис. 1. Схема расположения профилей ГСЗ