

ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ

Geophysical journal

ЖУРНАЛ

Основан в июле 1979 г.

Выходит 6 раз в год

Том 38

Международный
журнал

An International
Journal

№ 5 • 2016

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Блох Ю.И.</i> Крутиховская и Шмидт — команда железных лауреатов	3
<i>Еременко Е.Е.</i> Фрагменты родословной З.А. Крутиховской	9
<i>Печерский Д.М.</i> Распространенность металлического железа внутри планет	13
<i>Орлюк М., Ролле Р., Роменец А., Ульрих Б., Цольнер Х.</i> Микромагнитная съемка Большого Бельского городища скифского времени, Полтавская область	25
<i>Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Матвеев А.В.</i> Отражение радоновых аномалий в магнитном поле и тектонических элементах Беларуси	40
<i>Пашкевич И.К., Бакаржиева М.И.</i> Мафические дайки Ингульского мегаблока (Украинский щит): связь поверхностных и глубинных структур литосферы, разломная тектоника и геодинамика	49
<i>Цветков Ю.П., Филиппов С.В., Иванов В.В., Брехов О.М.</i> Магнитные измерения в стратосфере и их роль в изучении магнитного поля Земли	67
<i>Кутас Р.И.</i> Геотермические условия и мезо-кайнозойская эволюция Карпато- Паннонского региона	75
<i>Балк П.И., Долгаль А.С.</i> Метод минимизации риска для решения обратных задач гравиразведки при слабых предположениях о свойствах геологических помех	108
<i>Муровская А.В., Накапелюх М.В., Вихоть Ю.М., Шлапчинский В.Е., Бубняк И.Н., Мычак С.В.</i> Кинематическая эволюция зоны Пьенинских утесов в кайнозое (Украинские Карпаты)	119

Научные сообщения

<i>Эпух Е.Е., Олейлаёе Дж.Б., Омугунлоуёе О.Г.</i> Прогнозирование глубины место- рождения полезных ископаемых путем корреляции плотности с гравитационным полем, пересчитанным вниз, с помощью преобразования Фурье	137
<i>Гадиров В.Г., Гадиров К.В., Бекиров М.А.</i> Локальные магнитные аномалии Средне- куринской впадины Азербайджана и их геологическое истолкование	146

<i>Пигулевский П. Г., Свистун В. К., Мечников Ю. П., Кирилюк О. С., Лесовой Ю. В.</i> Особенности дизъюнктивной тектоники Криворожского железорудного района	154
<i>Мостовой В. С., Мостовой С. В.</i> Математическая модель сейсмического сигнала как поток физически неосуществимых одиночных сейсмических волн	164
<i>Пилипенко В. Н.</i> Комментарий к статье V.S. Mostovoy, S.V. Mostovyi "Mathematical model of seismic signal, as a flow of physically non realizable single seismic waves"	170
<i>Комлев В. Н.</i> Достояние мировой геологии и подземный ядерный могильник	172

Юбилей

<i>Приветствие проф. О. М. Русакову в связи с 80-летием</i>	175
---	-----

ЗМІСТ

<i>Блох Ю. І.</i> Крутиховська і Шмідт — команда залізних лауреатів	3
<i>Єременко Є. Є.</i> Фрагменти родоводу З. О. Крутиховської	9
<i>Печерський Д. М.</i> Поширеність металевого заліза всередині планет	13
<i>Орлюк М., Ролле Р., Роменець А., Ульріх Б., Цольнер Х.</i> Мікромагнітна зйомка Великого Більського городища скіфського періоду, Полтавська область	25
<i>Гарецький Р. Г., Каратаєв Г. І., Матвєєв О. В.</i> Відображення радонових аномалій в магнітному полі і тектонічних елементах Білорусі	40
<i>Пашкевич І. К., Бакаржієва М. І.</i> Мафічні дайки Інгульського мегаблоку (Український щит): зв'язок поверхневих і глибинних структур літосфери, розломна тектоніка і геодинаміка	49
<i>Цветков Ю. П., Філіппов С. В., Іванов В. В., Брехов О. М.</i> Магнітні вимірювання в стратосфері та їх роль у вивченні магнітного поля Землі	67
<i>Кутас Р. І.</i> Геотермічні умови і мезо-кайнозойська еволюція Карпато-Панонського регіону	75
<i>Балк П. І., Долгаль О. С.</i> Метод мінімізації ризику для розв'язку обернених задач гравірозвідки за слабких припущень щодо властивостей геологічних перешкод	108
<i>Муровська А. В., Накапелюх М. В., Віхоть Ю. М., Шлапинській В. Є., Бубняк І. М., Мичак С. В.</i> Кінематична еволюція зони П'єнінських скель у кайнозої (Українські Карпати)	119

Наукові повідомлення

<i>Епух Е. Е., Олейлайє Дж. Б., Омогунлоуїє О. Г.</i> Прогнозування глибини родовища корисних копалин шляхом кореляції щільності з гравітаційним полем, переліченим вниз, за допомогою перетворення Фур'є	137
<i>Гагіров В. Г., Гагіров К. В., Бекіров М. А.</i> Локальні магнітні аномалії Середньокуруїнської западини Азербайджану та їх геологічне тлумачення	146
<i>Пігулевський П. Г., Свистун В. К., Мечников Ю. П., Кирилюк О. С., Лісовий Ю. В.</i> Особливості диз'юнктивної тектоніки Криворізького залізорудного району	154
<i>Мостовий В. С., Мостовий С. В.</i> Математична модель сейсмічного сигналу як потік фізично нездійсненних одиночних сейсмічних хвиль	164
<i>Пилипенко В. М.</i> Коментар до статті V.S. Mostovoy, S.V. Mostovyi "Mathematical model of seismic signal, as a flow of physically non realizable single seismic waves"	170
<i>Комлев В. М.</i> Надбання світової геології та підземний ядерний могильник	172

Ювілеї

<i>Привітання проф. О. М. Русакову в зв'язку із 80-річчям</i>	175
---	-----

Крутиховская и Шмидт — команда железных лауреатов

© Ю. И. Блох, 2016

Москва, Россия

Поступила 13 августа 2016 г.

Представлено членом редколлегии В. И. Старостенко

В 1961 г. из печати вышла брошюра "Геофизические методы поисков и разведки железорудных месторождений", написанная ведущими специалистами в этой области Зинаидой Александровной Крутиховской и Николаем Генриховичем Шмидтом [Крутиховская, Шмидт, 1961]. Н. Г. Шмидт в то время был главным геофизиком Управления геофизических работ Главгеологии РСФСР, а З. А. Крутиховская — старшим научным сотрудником в киевских академических институтах. Николай Генрихович с 1959 г. являлся лауреатом Ленинской премии за открытие богатых железорудных месторождений Белгородского района КМА, а Зинаида Александровна стала впоследствии лауреатом Государственной премии УССР за изучение геофизическими методами глубинного строения месторождений Украинской железорудной провинции.

Каким же образом возник неожиданный творческий коллектив геофизиков, независимо трудившихся в разных регионах страны? Чтобы попытаться ответить на этот вопрос, вчитаемся в предисловие к брошюре. Там написано: "... широкое привлечение методов геофизики при поисках и геологическом картировании требует от геолога умения истолковать полученные геофизические материалы, дать им геологическую интерпретацию и оценить рациональность применяемой методики в данных геологических условиях".

Большую помощь геологам в этом могла бы оказать широкая публикация опыта многочисленных геофизических исследований, особенно опыта комплексного геолого-геофизического изучения различных железорудных районов страны. Однако таких материалов публикуется край-

не мало. Учитывая указанные обстоятельства, авторы сделали попытку на основании обобщения опыта геофизических работ на железные руды геологических организаций МГ и ОН СССР (Министерства геологии и охраны недр СССР) и Главгеологии РСФСР кратко изложить, иллюстрируя конкретными примерами, задачи,

З. А. КРУТИХОВСКАЯ, Н. Г. ШМИДТ

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОКРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1961

Титульный лист брошюры 1961 г.

решаемые в настоящее время геофизическими методами при поисках и разведке железных руд, и особенности методики геофизических исследований на различных этапах поисково-разведочных работ" [Крутиховская, Шмидт, 1961, с. 3—4].

Читателям старших поколений, наученным жизнью "читать между строк", ответ на поставленный вопрос теперь практически становится ясным: коллектив создали официально для подготовки данного обзора. Еще одним аргументом в пользу этой гипотезы является список тех, кого авторы благодарят "за просмотр работы в рукописи и ценные советы" — это виднейшие геологи и геофизики Я. Н. Белевцев, М. Н. Доброхотов, Г. К. Кужелов, А. А. Логачев, В. И. Федюк и В. В. Федынский [Крутиховская, Шмидт, 1961, с. 4]. Отметим, наконец, что авторы обзора незадолго до того опубликовали свои развернутые труды по данной тематике. В частности, З. А. Крутиховская и ее второй муж Гавриил Курманович Кужелов всего годом ранее выпустили солидную монографию "Применение геофизических методов для изучения железорудной формации Украинского кристаллического щита" [Крутиховская, Кужелов, 1960], так что никакой особой личной заинтересованности в подготовке подобной публикации у них тогда не было.

Получается, Зинаида Александровна и Николай Генрихович стали соавторами официальной заказной обзорной работы. В нынешнее время такие обзоры большей частью становятся отписками, читать которые мало кому интересно, но в том-то и дело, что тогда люди и их отношение к работе были совершенно иными, поэтому и через 55 лет после выхода брошюры она читается с большим интересом. Говоря словами Поэта, высказанными, конечно же, по совершенно другому поводу, "Плохая им досталась доля", и авторы обзора понимали высочайшую ценность свободной, творческой жизни, которую, увы, под ударами злого рока можно легко и быстро потерять. Так что, взявшись за дело, они не могли позволить себе сделать его как-либо иначе, чем на предельно высоком уровне. К сожалению, многое сейчас позабыто, и нынешним читателям стоит напомнить о трудной жизни наших выдающихся геофизиков.

Зинаида Александровна Крутиховская родилась 16 октября 1916 г. в расположенном примерно посередине между Тюменью и Курганом селе Каргапольском — волостном центре Шадринского уезда Пермской губернии (ныне

поселок городского типа Каргаполье, районный центр Курганской области). Ее отец, Александр Павлович Крутиховский (1873—1932), происходил из семьи священников и сам стремился им стать, но в 1892 г. его отчислили из Пермской духовной семинарии "по малоуспешности". Тем не менее, он служил в разных церквях псаломщиком, диаконом, но затем круто изменил жизнь и вплоть до революции работал инструктором-бухгалтером в потребительской кооперации, а в советское время занялся преподаванием английского и немецкого языков в школе. Учительницей трудилась и мать Зинаиды Александровны — Мария Дмитриевна, урожденная Сенокосова (1878—1942). Старшим ребенком в их семье был Николай Александрович Крутиховский, родившийся в 1910 г.

По окончании в 1931 г. школы-семилетки Зинаида Александровна решила продолжить учебу в геологоразведочном ФЗУ (фабрично-заводском ученичестве) при металлургическом комбинате г. Алапаевска. В то время в стране происходила очередная исключительно плохо продуманная реорганизация системы образования [Блох, 2012а], и З. А. Крутиховская, поняв, что в ФЗУ только теряет время, бросила его, не завершив учебу.

Напомним, что еще 2 августа 1918 г. Совнаркомом был принят Декрет о правилах приема в высшие учебные заведения, начинавшийся следующими положениями:

1. Для поступления в Высшее Учебное Заведение вне зависимости от того, в каком ведомстве сии находятся, никаких аттестатов об окончании среднего учебного заведения не требуется.
2. Воспрещается требовать от поступающих каких бы то ни было удостоверений, кроме удостоверения о их личности и возрасте".

Воспользовавшись ситуацией и проявив незаурядное упорство, Зинаида Александровна в 1932 г., в 15-летнем возрасте поступила на геологоразведочный факультет Свердловского горного института, который окончила в 1938 г. по специальности "Геофизические методы разведок". По итогам защиты дипломного проекта, называвшегося в тогдашних терминах "Поиски угольных пластов методом гравиметрии (Sic) в районе Челябинского бурогоугольного бассейна", ей присвоили квалификацию "инженера-геолога" с дипломом первой степени. Длительность ее учебы была связана с тем, что за это время она вышла замуж за геофизика Аркадия Антоновича Сержанта и родила сына Игоря. Тогда ее и подкараулила "плохая доля": осенью

1936 г., в разгар "Большого террора", ее мужа и брата арестовали и вскоре отправили в лагерь, а ей пришлось выкармливать сына без их поддержки.

По окончании института З.А. Крутиховская приступила к производственной деятельности: сначала в тресте Прикамнефть, потом в Богословской геофизической партии Уральского геологического управления, занималась изучением угольных объектов. В 1939 г. она проводила гравиразведку, магниторазведку и электроразведку неподалеку от Богословского и Волчанского бурогольных месторождений в Серовском районе Свердловской области. Затем под ее руководством выполнялись электроразведочные работы на каменноугольном месторождении Скальное в Чусовском районе Молотовской (ныне Пермской) области, а также в Алапаевском районе Свердловской области. В 1943 г. она, решив заняться электрическими измерениями, поступила в аспирантуру ВНИИ метрологии, но учеба там не сложилась по ряду причин. Одной из них являлась необходимость воспитания двоих маленьких детей, поскольку в том году Зинаида Александровна вторично вышла замуж за участника войны, орденоносца, демобилизованного после тяжелого ранения, геофизика Гавриила Курмановича Кужелова, у которого была трехлетняя дочь от предыдущего брака.

В октябре 1944 г. их с мужем перевели в Украинское геологическое управление, базирующееся в Киеве, и Зинаида Александровна приступила к изучению Кременчугской магнитной аномалии. В итоге ей довелось много лет вести исследования Большого Кривого Рога в пределах Полтавской, Днепропетровской и Запорожской областей, где она приняла деятельное участие в открытии нескольких месторождений. Кроме того, с 1946 по 1950 г. она по совместительству преподавала гравиразведку в Киевском геологоразведочном техникуме.

В 1954 г. З.А. Крутиховская поступила сразу на второй курс аспирантуры киевского Института геологических наук АН УССР и через два года под руководством академика АН УССР Владимира Гавриловича Бондарчука подготовила и успешно защитила в Киевском государственном университете диссертацию на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. В 1959 г. Зинаиду Александровну избрали на должность старшего научного сотрудника.

Трудной оказалась доля и у Н. Г. Шмидта. Николай Генрихович родился 19 мая 1909 г. в



Н. Г. Шмидт.

Одессе, в семье этнических немцев: Генриха Ивановича и Евгении Адольфовны Шмидт. Окончив в 1926 г. школу, он в поисках работы отправился в Крым, где два года трудился на винзаводе в Массандре, а в 1928 г. переехал в Ленинград и следующие два года был рабочим Горкомхоза. Его геолого-геофизическая деятельность началась в 1930 г., когда он устроился лаборантом в Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт (ЦНИГРИ), а потом — в Физико-технический институт, руководимый академиком А. Ф. Иоффе. В 1931 г. Николай Генрихович поступил на физический факультет Ленинградского государственного университета и окончил его в 1936 г., получив квалификацию физика.

По окончании университета молодой специалист преподавал физику на его заочном отделении, но в 1938 г. его пригласили в Ташкент, и несколько лет он исполнял обязанности доцента на кафедрах физики в Ташкентском педагогическом институте и в Среднеазиатском государственном университете.

В марте 1941 г. Н. Г. Шмидт вернулся в Ленинград и в течение года возглавлял отряд Тарбальджейской геофизической партии Всесоюзного научно-исследовательского геологического

го института (ВСЕГЕИ). Отряд занимался изучением Хивовчанского оловорудного месторождения, находящегося неподалеку от поселка Омсукчан в Северо-Эвенском национальном районе Хабаровского края (ныне поселок городского типа в Омсукчанском районе Магаданской области). Однако после начала Великой Отечественной войны Николая Генриховича как немца интернировали в так называемую трудовую армию (трудовую армию): сначала в Красноярский край, а потом на север Молотовской (Пермской) области. Там в исправительно-трудовом лагере близ г. Нырб (Нырблаг) он работал экономистом и инженером по строительству лесных дорог, обеспечивал вывоз продукции лесоповала.

Вообще говоря, временные трудовые коллективы, кратко именуемые трудовыми, были образованы при НКВД СССР вскоре после начала войны несколькими совершенно секретными постановлениями Государственного комитета обороны (ГКО), подписанными И. В. Сталиным. В соответствии с ними всех немцев мужчин в возрасте от 17 до 50 лет, годных к физическому труду, передавали в непосредственное ведение НКВД и на все время войны отправляли в "рабочие колонны". Репрессивный характер трудовых ярко проявляется в постановлении от 10 января 1942 г. за № ГКО-1123-СС: "Поручить НКВД СССР дела в отношении ... находящихся в рабочих колоннах за нарушение дисциплины и отказ от работы, за неявку по мобилизации, за дезертирство из рабочих колонн рассматривать на Особом совещании НКВД СССР с применением по отношению к наиболее злым высшей меры наказания" [Мобилизовать ..., 1998]. Позже в трудовой стали отправлять и представителей других национальностей.

После войны Н. Г. Шмидта, как и многих, из трудовой не отпустили, и он продолжал находиться там вплоть до осени 1947 г. Затем его терпение лопнуло, и он бежал, т. е., говоря бытовавшим официальным языком, дезертировал из рабочей колонны. Добравшись до Ленинграда, Николай Генрихович воспользовался процветавшей и тогда коррупцией и за две тысячи рублей купил себе новый, "чистый" паспорт. Это дало ему возможность отправиться в Москву и в 1948 г. устроиться работать в Курскую геофизическую экспедицию Союзного центрального геофизического треста, базировавшуюся в г. Обоянь.

С того времени его жизнь, как и жизнь З. А. Крутиховской, оказалась неразрывно связанной с изучением железных руд. С 1948 по

1958 гг. он, пройдя ступени инженера-геофизика и начальника партии, стал главным инженером экспедиции и принял участие в открытии крупнейших месторождений КМА, в том числе Яковлевского. В 1958 г. Николая Генриховича перевели в Москву и назначили главным геофизиком Управления геофизических работ Главгеологии РСФСР, а в 1959 г. он стал лауреатом Ленинской премии с формулировкой "за открытие и разведку богатых железорудных месторождений Белгородского района КМА".

Обратим внимание, что формирование команды для подготовки официального обзора, посвященного изучению железорудных объектов, являлось чрезвычайно ответственным. Ведь отечественная прикладная геофизика фактически начиналась с поисков железных руд, так что готовящуюся брошюру можно было считать знаковой для демонстрации уровня, достигнутого отраслью. К счастью, геофизической службой страны руководили тогда не малограмотные менеджеры, а высокие профессионалы во главе с Всеволодом Владимировичем Федькинским, и они не ошиблись с подбором кандидатур.

З. А. Крутиховская и Н. Г. Шмидт заложили в основу обзора мысль о необходимости комплексного подхода к поискам и разведке железорудных месторождений. При этом они особо отметили, что "применение комплекса геофизических методов удорожает процесс поисковых работ и допустимо только в том случае и на таком этапе работ, когда один метод не позволяет в должной мере решить поставленные геологические задачи" [Крутиховская, Шмидт, 1961, с. 6]. Данная стратегия определила структуру работы.

Обзор начинался с краткой характеристики основных геофизических методов, применяющихся для изучения железорудных объектов, и решаемых ими задач. Первое место, естественно, отвели магниторазведке: как в наземном, так и в аэровариантах. Аэромагнитометры отечественного производства не отличались тогда высокой точностью и основные позитивные примеры их применения как раз были связаны с изучением сильномагнитных железорудных объектов. Авторы отметили, что по результатам аэромагнитных съемок "не только расширены площади известных железорудных районов (например, Ангаро-Илимской группы месторождений), но и обнаружены новые крупные месторождения: Соколовско-Сарбайское в Казахстане, Гарьское на Дальнем Востоке, Белозерское на Украине и ряд других" [Крутиховская,

Шмидт, 1961, с. 8]. Существенное внимание в обзоре уделено проблеме влияния остаточной намагниченности руд и приведены данные о ней для различных объектов, что отражало тогдашние увлечения Зинаиды Александровны.

Сообщив об эффективности применения гравиразведки как с вариометрами, так и с гравиметрами, авторы обзора перешли к электроразведке. Ее различные модификации тогда только начинали внедряться в комплекс, предназначенный для поиска железных руд, но все они в той или иной мере были рассмотрены З. А. Крутиховской и Н. Г. Шмидтом. Пристальное внимание в обзоре обращено на методы вызванной поляризации и незаземленной петли, хотя приведенные примеры их применения нынешнему читателю кажутся примитивными и не вполне адекватными, что, конечно же, не является виной авторов, а лишь отражает тогдашний уровень знаний.

На довольно хорошем уровне изложены возможности сейсморазведки и геофизических исследований скважин при исследовании железорудных объектов. Однако наиболее интересной частью обзора выглядит раздел "Комплексные геофизические исследования". Здесь не только приводились самые яркие примеры, но и обсуждались некоторые актуальные тогда проблемы комплексирования. Среди них одной из главных называлась проблема получения информации об остаточной намагниченности руд в их естественном залегании. Авторы отметили первые успехи метода искусственного подмагничивания, который был предложен в 1957 г. независимо двумя группами отечественных геофизиков. О работах одной из этих групп З. А. Крутиховская и Н. Г. Шмидт во время подготовки обзора знали — это работы коллектива во главе с О. А. Соловьевым. Труды другой группы под руководством В. Д. Стадухина, к сожалению, остались вне их поля зрения. Не был забыт в обзоре магнитовариационный метод, который тогда проходил через драматичные испытания, связанные с неожиданным заблуждением одного из его пионеров Б. М. Яновского. Он начал совершенно неправоммерно утверждать, что вариации вертикальной составляющей магнитного поля в центре аномалии должны быть пропорциональны нормальной вариации, что противоречило даже его собственным более ранним представлениям. Как результат, в обзоре приведена соответствующая иллюстрация попытки такого применения без необходимой критики. Вскоре после публикации обзора Т. Я. Каменская, ссылки на работы которой в обзоре многочисленны,

пришла к выводу о несоответствии такого подхода с экспериментом. Преодоление заблуждений заняло многие годы [Блох, 2012б].

Последний раздел обзора посвящен анализу различных видов геофизических съемок, масштаб которых сгущается по мере перехода от одной стадии геологоразведочных работ к другой. Этот раздел написан З. А. Крутиховской и Н. Г. Шмидтом настолько мастерски, что его почти без изменений можно использовать для подготовки современных геофизиков, а ведь, напомним, со времени его создания прошло уже более полувека.

Завершается обзор словами: "В железорудных провинциях, где фонд легкооткрываемых месторождений исчерпан, только систематическое, планомерное геолого-геофизическое изучение территории может обеспечить не случайное, а научно-обоснованное открытие новых месторождений железных руд" [Крутиховская Шмидт, 1961, с. 74]. Как говорится, не поспоришь.

Брошюра сыграла свою роль, познаколив широкий круг геологов с возможностями разведочной геофизики, и была высоко оценена общественностью. Одним из проявлений признания стала рекомендация изложить ее основные положения на Международном геологическом конгрессе. В декабре 1964 г. в индийском Дели проходила его XXII сессия, и на ней был сделан доклад от имени З. А. Крутиховской, Н. Г. Шмидта и скончавшегося к тому времени Г. К. Кужелова под названием "Геофизические методы поисков и разведки докембрийских железорудных месторождений Украины и КМА". На русском языке его опубликовали в сборнике, редактором которого являлся В. В. Федьинский [Крутиховская и др., 1965].

Между тем, в начале 60-х годов и Зинаида Александровна, и Николай Генрихович сменили места работы.

23 декабря 1960 г. С. И. Субботин создал Институт геофизики АН УССР, и З. А. Крутиховская перешла туда, возглавив лабораторию магниторазведки, впоследствии преобразованную в отдел постоянного магнитного поля Земли. В 1971 г. Зинаида Александровна стала доктором геолого-минералогических наук, а через год — профессором. В 1972 г. группе геологов и геофизиков была вручена Государственная премия УССР за работу под названием "Разработка и внедрение методики геологического картирования, поисков и изучения глубинного строения месторождений Украинской железорудной провинции геофизическими методами". Ла-



З. А. Крутиховская с медалью лауреата.

уреатами стали Н. И. Бакланов, К. В. Климова, З. А. Крутиховская, Г. К. Кужелов, С. И. Субботин, К. Ф. Тяпкин и А. А. Юньков, причем, Гавриилу Курмановичу Кужелову, скончавшемуся 16 января 1963 г., премию присудили посмертно.

Н. Г. Шмидт в 1963 г. перешел во Всесоюзный институт минерального сырья (ВИМС), где до конца жизни работал старшим научным сотрудником и руководителем группы в отделе железа. В 1965 г. по совокупности выполненных работ ему присудили ученую степень кандидата, а в 1967 г. он стал доктором геолого-минералогических наук.

Судьба не даровала долгой жизни железным лауреатам: Николай Генрихович Шмидт скончался 6 июля 1982 г. в Москве, а 28 декабря 1986 г. в Киеве из жизни ушла Зинаида Александровна Крутиховская. Они до последнего вздоха занимались творческой работой и оставили последующим поколениям исключительно ценное наследие: найденные ими месторождения продолжают разрабатываться, а их книги и статьи продолжают активно изучаться современными геофизиками. Вечная им память!

В заключение автору хочется искренне поблагодарить М. И. Орлюка, С. Г. Слоницкую, Б. Б. Лебедева и Г. В. Робустову за помощь в поисках биографических материалов о железных лауреатах.

Список литературы

- Блох Ю. И. Программы минимум и программы максимум. Заметки по истории высшего геолого-геофизического образования в России. *Геофизический вестник*. 2012а. № 4. С. 6—11.
- Блох Ю. И. Теоретические основы комплексной магниторазведки. 2012б. 160 с. <http://sigma3d.com/pdf/books/blokh-complex.pdf>.
- Крутиховская З. А., Кужелов Г. К. Применение геофизических методов для изучения железорудной формации Украинского кристаллического щита. Москва: Госгеолтехиздат, 1960. 130 с.
- Крутиховская З. А., Кужелов Г. К., Шмидт Н. Г. Геофизические методы поисков и разведки докембрийских железорудных месторождений Украины и КМА. *Геологические результаты прикладной геофизики*. Москва: Недра, 1965. С. 205—213.
- Крутиховская З. А., Шмидт Н. Г. Геофизические методы поисков и разведки железорудных месторождений. Москва: Госгеолтехиздат, 1961. 78 с.
- "Мобилизовать немцев в рабочие колонны ...". И. Сталин: Сборник документов (1940-е гг.) Москва: Готика, 1998. 352 с.

Фрагменты родословной З.А. Крутиховской

© Е. Е. Еременко, 2016

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 15 августа 2016 г.

Представлено членом редколлегии В.И. Старостенко

Семья. Истоки. Родилась Зинаида Александровна 16 октября 1916 г. в семье Александра Павлиновича Крутиховского и его жены Марии Дмитриевны (в девичестве Сенокосовой) в поселке Каргаполье (Каргапольское) одноименной волости Шадринского уезда Пермской губернии Российской империи.

С первых строк автобиографии Зинаиды Александровны мы сталкиваемся с загадками ее жизни. В архивных материалах, в многочисленных воспоминаниях ее родственников-однофамильцев находим не привычное нам имя Зинаида, но Зоя. Когда и почему Зинаида сменила Зою — сказать сложно. Но то, что имя Зинаида вероятнее всего было ей наречено в крещении — это очевидно: по церковному календарю память мученцы Зинаиды празднуется один раз в году, 24 октября по новому стилю, т. е. буквально через неделю после рождения З.А. Крутиховской.

То, что Зинаида Александровна была крещена в православной вере, сомнению не подлежит. Не только потому, что до революции над русскими людьми непременно совершалось таинство крещения, но и тем более, что семья Крутиховских была потомственно священнической. Практически все мужчины их семьи в течение более двух столетий получали образование в духовных заведениях, а женщины стремились окончить епархиальное училище, чтобы трудиться затем на ниве просвещения. Так, в списках выпускниц Екатеринбургского Епархиального женского училища в выпуске 1886 г. отмечена Серафима, а 1916 г. — Александра Крутиховские ...

Об отце Зинаида Александровна упоминает в автобиографии как об инструкторе-бухгалтере, служившем в потребительской кооперации г. Шадринска, как о преподавателе английского и немецкого языков. О матери пишет — сельская учительница, учительница начальной школы. Сословием родителей (до революции) указывает "служащие-мещане". Конечно,

в советское время написать в анкете и автобиографии о том, что отец — священник, означало перечеркнуть не только возможность учебы в вузе, производственную и научную карьеру, но и просто оказаться за бортом жизни, причем подвергнуть этому же и своих близких, детей.

Александр Павлинович Крутиховский был старшим из девяти детей семьи Павлина Александровича и Антонины Павловны (дочери дьяка, в девичестве Дергачевой). Один из детей умрет младенцем, двое будут расстреляны сразу после революции (в декабре 1920 г. Виктор — офицер белой армии, затем добровольческой армии Деникина; в ноябре 1929 — Ювеналий, полковой священник белой армии, а в последние годы жизни настоятель храма в Крутихинской Слободе). Иоанн служил псаломщиком в храме, Герман — учителем в средней школе. Две сестры — Екатерина и Виридея — по окончании Екатеринбургского Епархиального женского училища были учительницами, Елисавета окончила четыре класса народной школы. Все братья, кроме Виктора (кадровый военный), окончили духовные учебные заведения: Екатеринбургское и Далматовское духовные училища, Пермскую духовную семинарию, пойдя по стопам отца, деда, прадеда ...

Вот что пишет М.З. Теляков — исследователь-краевед из Курганской области, автор издания "Летопись далматовских фамилий" в своей работе "Жизнь и судьба Крутиховских": "Богатая, яркая и в то же время трагическая судьба многих представителей старинного рода Крутиховских во многом схожа с историей жизни Архангельских, Флоринских, Черемухиных, Кокосовых и многих других зауральских священнослужителей. А фамилию свою Крутиховские получили от названия родного гнезда своих предков — Крутихинской Слободы, расположенной на территории нынешнего Далматовского района Курганской области.

В 1685 году рядом с владениями Далматовского Успенского монастыря, на правом бере-



Каменная церковь Владимирской иконы Божией Матери в Крутихинской Слободе, заложенная в 1811 г. священником Филиппом Ивановичем Крутиховским на месте сгоревшей деревянной. В ней служили все последующие поколения священников Крутиховских. Стала местом последнего служения расстрелянного в 1929 г. большевиками прот. Иувеналия Крутиховского — полкового священника белой армии, родного дяди З.А. Крутиховской.

гу р. Исеть, двумя верстами ниже впадения в нее речки Крутиха, шадринский казачий сын Семен Белошейкин основал слободу с острогом. Некоторое время новая слобода называлась по имени основателя Белошейкиной и даже Вылковой, но затем за ней укрепилось окончательное название — Крутихинская. Вскоре в слободе заложили деревянную церковь в честь Владимирской иконы Божией Матери. Переписная книга **Крутихинской Слободы** Тобольского уезда 1710 года так говорит нам о семье первого священника: "Двор, а в нем живет церкви **Пресвятые Богородицы Владимирския** поп **Иван**, Васильев сын¹ ...". Как видим, у неграмотного священника Ивана нет фамилии. И это обычное явление. Фамилии стали давать позднее, при поступлении сыновей в духовные училища. По надписям на богослужебных книгах, спасенных при пожарах и сохранных до начала XX века, можно утверждать, что в 1720—28 годах священником в слободе был **Иосиф** Иванов (тре-

¹ Откуда в недавно образованную слободу пришли предки Крутиховских — не известно. Есть версия и о польском происхождении такой фамилии, но в сборнике "Зауральская генеалогия I" читаем: "Летопись Богородицкой церкви сообщает, что прихожане все русские, переселившиеся сюда из разных мест Великороссии, издревле — государственные крестьяне, раскольники между ними не было прежде и, благдаря Богу, нет и поныне".

тий сын Ивана Васильевича). Фамилия вновь не указана. И только с 1770 года внук **Иван** Иосифович (год рождения 1730, конец службы — 1787) во всех документах стал отмечаться по фамилии **Крутиховский**. Отныне эта фамилия будет сопровождать не одно поколение священнослужителей, мещан, крестьян, ученых и солдат".

Младший сын Ивана Иосифовича Крутиховского **Герасим** Иванович (1765—?) служил уже не в Крутихинской, а в Масленской слободе. Его сын **Александр** Герасимович (1796/98—?), будучи дьячком в Свято-Троицкой церкви села Уксянское, "оказался в центре событий во время так называемого «Картофельного бунта» — массового волнения крестьян Шадринского уезда. В селе Уксянском у него родились сыновья — будущие священнослужители Дмитрий, Яков, Алексей и **Павлин**".

Павлин Александрович (1848—1912) по окончании Далматовского духовного училища служил псаломщиком церкви Билимбаевского завода Екатеринбургского уезда.

Отсюда, из поселка Билимбаи, его сын **Александр** (1873—1932) — отец Зинаиды Александровны, уедет учиться в Пермскую духовную семинарию (где "по малоуспешности" проучится лишь три класса), переедет в с. Крестовское, где будет служить псаломщиком, затем, в 1902, в с. Сладчанское, на диаконское место, там же в конце 1909 г. будет рукоположен в сан священника к Николаевской церкви. В Сладчанском в 1910 г. у них с Марией Димитриевной (именно "Димитриевна", по старинке, по святцам, всегда писала отчество матери Зинаида Александровна) родится сын Николай Александрович — ученый-почвовед, краевед.

В 1912 г. отца Александра переводят служить в Сретенский храм с. Шайтанское (Шайтанка) того же Шадринского уезда. Больше сведений о священнике Александре Крутиховском в Екатеринбургских епархиальных ведомостях не найдено. М.И. Крутиховская в книге "Мой жизненный путь", изданной в 1980 г., делает пометку: до 1930 (умер) — преподаватель истории. Зинаида Александровна в автобиографии годом смерти отца указывает 1932, местом — Свердловск.

Неизвестно, каковы были обстоятельства жизни семьи, почему местом рождения Зинаиды Александровны в 1916 г. названо Каргапóлье — поселение, основанное в 1670 г. выходцами их Каргапóльского уезда Олонеккой губернии (до 1730 г. — деревня Каргапóлова). Возможно потому, что ее пожелали крестить в волостном центре. Возможно, отец Зинаиды Алек-

сандровны не хотел (или по каким-то причинам не мог) сам крестить дочь (о возможности или невозможности крестить священнику своих детей однозначного канонического определения нет, существуют традиции — в разных регионах различающиеся, также возникают обстоятельства, при которых крестить может любой православный верующий человек, например, ввиду опасности смерти младенца). Как бы там ни было, все эти поселения расположены недалеко друг от друга, на пограничье Шадринского уезда Пермской губернии с Тобольской губернией. Стоят они на живописных уральских реках Исеть, Миасс.

В упраздненном в 1990 г. с. Шайтанское (Шайтанка) семья прожила немало лет. Интересно, что единственные известные на сегодня документальные свидетельства о матери Зинаиды Александровны относятся к этому периоду и месту проживания.

В статье доктора филологических наук профессора Курганского государственного университета В. П. Федоровой "Роль журнала «Шадринское научное хранилище» в истории регионального краеведения" читаем:

"Собственная практика подтвердила мысль о плодотворности союза краеведов со школой. Обращение к учителям с призывом присылать материалы о знаковых местах и событиях края нашел отклик. Так, учительница Шайтанской школы **М. Крутиховская** показала значимость своего села и поставила проблему возрождения народной медицины, еще недавно использовавшейся здесь:

«Село Шайтанка находится в юго-восточном углу Шадринского уезда. Она расположена среди соснового леса. Климат здесь сухой и очень здоровый. По речке, тоже Шайтанке, есть чужные по красоте места; один ее берег частью высок, а другой пологий и окружен кустарником.

Летом здесь масса ягод и грибов. В это время речка тихо журчит, местами принимая вид реки, а местами тихого сказочного ручейка, который хорош своим успокаивающим нервы говором.

Отсюда — значение Шайтанки как одного из лучших мест для отдыха, в особенности после напряженного умственного труда, как, например, учительского.

Раньше в Шайтанке был даже кумыс, но за последние годы почему-то татары покинули свое занятие и не бывают здесь.

Врачам надо обратить серьезное внимание на организацию в районе Шайтанки кумысолечебного и климатического курорта.

Если взять материальную сторону, то жизнь в деревне дешевле городской. Квартирный вопрос тоже не так-то здесь сложен.

Автор предлагает своим товарищам-учителям услуги по гаче разных справок о Шайтанке и о жизни в ней».

К собирательскому фольклорному краеведению приобщился и ее сын — Н. А. Крутиховский, ученик второй ступени Шадринской школы. Летом 1924 г. он побывал в деревнях Бобровой, Ключевском хуторе и Осиновском заводчике. Свои записи передал юный краевед В. П. Бирюкову, опубликовавшему их в мартовском номере (№ 3) журнала "Шадринское научное хранилище".

В апрельском выпуске того же года помещено 17 частушек, собранных учениками Н. К. Крутиховским, К. В. Стадухиной и В. А. Коротковой под руководством учительницы М. Д. Крутиховской. Частушки позиционируются редактором как краевое богатство, которое надлежит сохранить. Они сопоставляются с целебными точками Шадринского уезда, которые дают отдых "после напряженного умственного труда и улучшают здоровье".

Родственники XX ст. Потомственное служение церкви, но, конечно, уже гораздо реже, родственники З. А. Крутиховской продолжали и после революции. Так, в 1922 г. в Пермской епархии рукоположен Александр Константинович (1895—?) — ее троюродный брат (их деды Павлин и Яков были родными братьями).

Часть родных сражалась в рядах белой армии и вынуждена была эмигрировать, в том числе в Харбин, кто-то пропал без вести, кто-то был репрессирован, расстрелян ...

По обвинению в антисоветской агитации в 1937 г. арестован и осужден на 10 лет (и отбыл "наказание") брат отца — учитель Ольховской средней школы Герман Павлович. К 10 годам исправительных работ был осужден троюродный брат Зинаиды Александровны — ученый-полевод Валерий Константинович и родной брат — Николай Александрович.

Родные — ученые. Немало известных ученых вышло из священнической ветви Крутиховских.

Наверное, самым известным был **Валерий Константинович** (1895—1956) — ученый-полевод, который внес исключительный вклад в становление сельскохозяйственной науки Зауралья. Окончив Харьковский сельхозинститут, он с 1924 г. работал на Шадринском опытном поле под руководством старейшего и авторитетного ученого Александра Осиповича Чазова. Бла-



Конференция, посвященная деятельности Валерия Константиновича Крутиховского. На стенде — его портрет. Других фотографий найти не удалось.

годаря его стараниям, на землях опытного поля, а затем и в колхозах появились новые культуры: шадринская чина, китайская соя, сахарная свекла и подсолнечник, улучшенные сорта озимой пшеницы.

К 1930 г. была создана теория агротехники черноземной лесостепи Зауралья, получившая известность как теория "позднего сева". За это были обвинены в контрреволюционной деятельности — срыве посевной в 1931 г. А. О. Чазов, а в 1933 г. В. К. Крутиховский. Спасло сына священника от расстрела только положительное заключение ВАСХНИЛ на научные работы Шадринского опытного поля. Он был осужден к 10 годам исправительных работ на канале Москва—Волга. В 1939 г. реабилитирован, но домой не вернулся, остался работать в г. Дмитров заведующим госсортучастком. Награжден орденом Ленина, двумя орденами Трудового Красного Знамени.

Родной брат Зинаиды Александровны **Николай Александрович** (1910—?) родился и жил в селе Сладчанском, а затем Шайтанском (ныне Шатровский р-н Курганской обл.). Как уже указывалось, еще школьником он заинтересовался фольклором и краеведением. Его разработки были опубликованы.

В 1927 г. Николай Александрович учился в Талицком лесном техникуме вместе с легендарным разведчиком Н. А. Кузнецовым, с которым

поддерживал знакомство долгие годы. В 1933 г. он — студент пединститута, сотрудник музея Уральского общества любителей естествознания.

В "Книге Памяти Жертв Коммунистического Террора" Свердловской обл. находим запись:

Крутиховский Николай Александрович;
1910 года рождения;

Место рождения: Челябинская обл., Каргапольский р-н, с. Сладчанское, РСФСР;
русский;

Пединститут, студент 1 курса;

Место проживания: г. Ordzhonikidze;

Арест: 22.10.1936;

Осужд. 08.04.1937;

Приговор: 10 лет ИТЛ (исправительно-трудовой лагерь).

После отбытия срока наказания Николай Александрович окончил Ленинградскую лесотехническую академию и 28 лет работал лесничим в разных районах Кавказа. В 1960—1970-е годы — наблюдатель опорного фенопункта Географического общества. Сочинский краевед, библиофил, автор многих статей и фотобуклетов. Среди них материалы об исследователях Кавказа А. Воейкове, А. Краснове, Н. Альбове, Е. Павловском, о переписке Л. Н. Толстого с сочинцами, об отдельных эпизодах кавказского периода жизни М. Ю. Лермонтова и другие.

Так в течение нескольких столетий род Крутиховских умножал ряды наших соотечественников — пытливых, стремящихся к созидательным знаниям, сильных духом, любящих не столько словом, сколько делом свою землю, свою малую и великую Родину.

Унаследовав от предков и родителей редкостное трудолюбие, неподдельный интерес к познанию окружающего мира, организаторский талант и удивительную жизнестойкость, Зинаида Александровна стала человеком, которого знает весь геофизический мир, крупнейшим ученым, не только оставившим следующим поколениям исследователей свои научные работы, но и воспитавшей целую плеяду достойных учеников и последователей.

28 декабря 2016 г. исполняется 30 лет со дня кончины З. А. Крутиховской, но ее научные идеи востребованы, созданный ее усилиями научный коллектив плодотворно трудится, пополняясь молодыми научными сотрудниками.

Распространенность металлического железа внутри планет

© Д.М. Печерский, 2016

Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

Поступила 22 июня 2016 г.

Представлено членом редколлегии М.И. Орлюком

Проведено порівняння терромагнітних і мікрозондових даних щодо металевого заліза в земних породах (у ксенолітах верхньомантії гіпербазитів, Сибірських трапах і океанічних базальтах) з даними щодо позаземного заліза (в осадах, місячних базальтах і метеоритах). З'ясовано, що частинки металевого заліза містяться в усіх породах і подібні за складом, формою і розміром. Концентрація заліза в корі і верхній мантії планет становить менш як 0,0n %, у низах мантії — від 0, n до 9 %, в ядрі — приблизно 90 %. 75—85 % частинок заліза з кори і верхньої мантії не містять домішки Ni, а в низах мантії і в ядрі планет лише 8 % частинок заліза не містять Ni. Така подібність свідчить про близькість земних умов появи заліза, а також його складу та умов на планетах-джерелах метеоритів і міжпланетного пилу, який потрапив у земні осади. Загальна картина пов'язана з однорідністю газово-пилкових хмар на ранній стадії формування зоряно-планетних систем і подальшої гравітаційної диференціації планет.

Ключові слова: терромагнітний аналіз, мікрозондовий аналіз, позаземне металеве залізо, нікель.

Введение. Цель статьи — синтез данных терромагнитных и микрозондовых исследований присутствия и распространения металлического железа в земных и внеземных породах.

Ранее были опубликованы данные о металлическом железе в эпиконтинентальных, океанических и озерных осадках различных регионов и разного возраста [Pechersky, 2010; Печерский и др., 2011, 2013; Печерский, 2012], в метеоритах [Печерский и др., 2012] и лунных базальтах [Doell et al., 1970; Nagata et al., 1970, 1974; Runcorn et al., 1971]. Для сравнения были изучены земные породы, содержащие металлическое железо заведомо земного происхождения: 1) верхнемантийные гипербазиты, вынесенные на поверхность Земли в виде ксенолитов базальтовыми лавами Антарктиды, Монголии, Приморья (Дальний Восток России), Сирии, Шпицбергена и Витимского плато (Россия), 2) траппы Ангарской, Маймеча-Котуйской и Норильской провинций, 3) базальты со дна Атлантического, Тихого и Индийского океанов, Красного моря [Печерский, 2015].

Методика исследований. Главный массовый терромагнитный анализ (ТМА) выполнялся в палеомагнитной лаборатории Казанского

университета с помощью магнитных весов Кюри [Буров и др., 1986] и в лаборатории геомагнитного поля и петромагнетизма Института физики Земли РАН с помощью термовибромагнитометра, сконструированного Н.М. Аносовым и Ю.К. Виноградовым. ТМА велся на воздухе в магнитном поле 400—500 мТл в температурном интервале от 20 до 800 °С. Верхний предел 800 °С выбран для того, чтобы фиксировать точки Кюри металлического железа. Точность измерений точки Кюри 5—10°, скорость нагрева около 100 °С/мин. Цикл нагрев-охлаждение повторялся дважды. Чувствительность приборов по удельной намагниченности около 0,0001 Ам²/кг. Удельная намагниченность насыщения чистого железа при 20 °С равна 217,5 Ам²/кг [Bozorth, 1951], соответственно, нижний предел измерения концентрации железа (0,0001 · 100)/217,5 = 4,6 · 10⁻⁵ мас. %.

Микрозондовый анализ (МЗА) и другие микроскопические исследования использованы для уточнения и дополнения данных ТМА. Они проведены в геофизической обсерватории "Борок" ИФЗ РАН на микрозонде Tescan Vega-II с энергодисперсионным спектрометром. Оптические наблюдения, предвещающие МЗА, про-

ведены с помощью микроскопа Olympus BX51M. Образцы для МЗА предварительно дробились ультразвуком, после чего магнитная фракция извлекалась постоянным магнитом. Используемое напряжение 20 кВ, ток 0,2 нА, диаметр зонда около 0,2 мкм, размер анализируемого участка 2 мкм.

В большинстве случаев данные МЗА и ТМА о составе магнитных минералов согласуются, но есть расхождения в их обнаружении, что связано с тем, что ТМА проводится на кусоч-

ке породы весом менее 0,1 г, а МЗА — на обогащенной магнитной фракции из заметно большего куска горной породы.

Результаты терромагнитного анализа (ТМА).

На рис. 1 приведены типичные примеры кривых $M(T)$. Для образцов гипербазитов кривые $M(T)$ имеют форму гиперболы (рис. 1, а), что отражает основной вклад в намагниченность образцов железосодержащих парамагнитных минералов, таких как оливин и пироксен. T_C железа зафиксирована в 14 образцах гиперба-

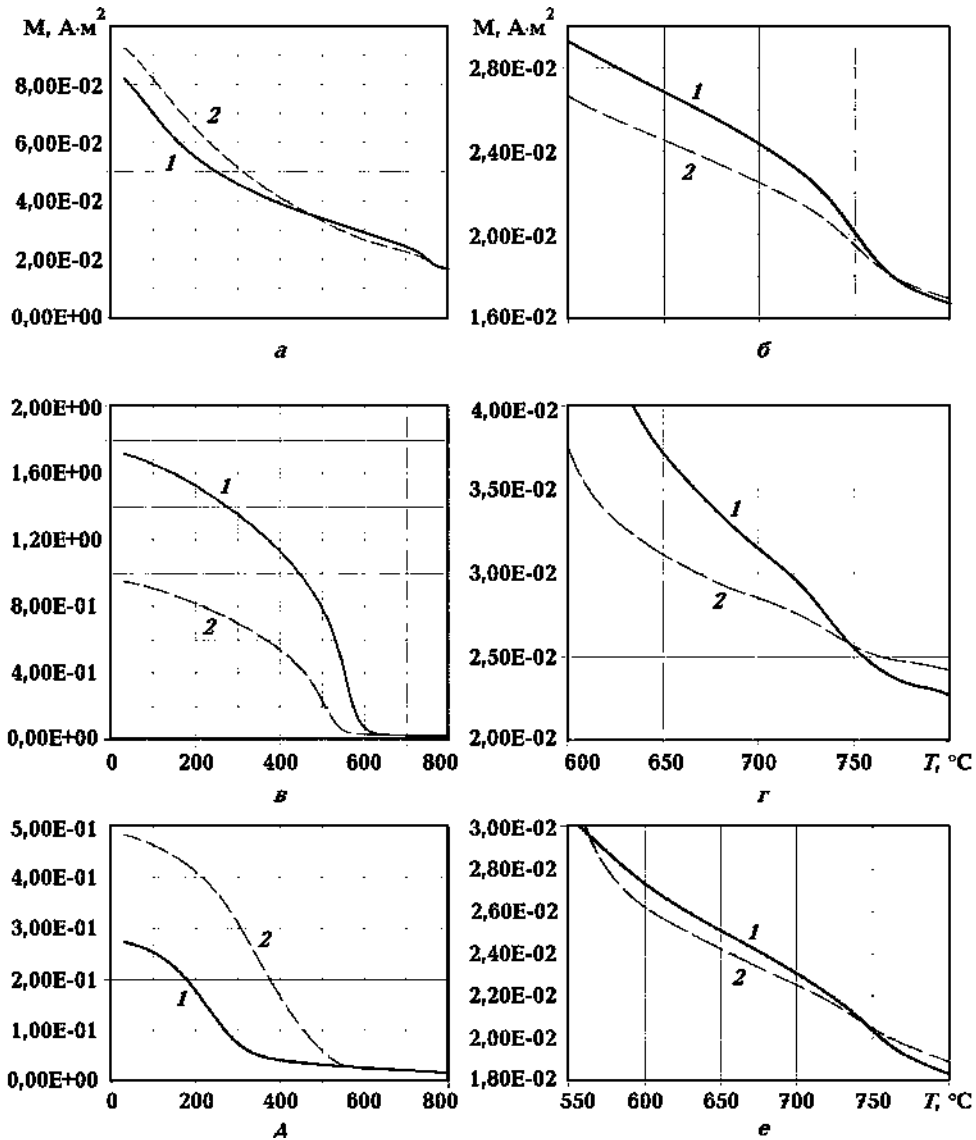


Рис. 1. Примеры результатов ТМА: 1 — первый нагрев, 2 — второй нагрев; а, б — обр. СВ-462, лерцолит, Приморье (кривая имеет форму гиперболы); зафиксировано железо с $T_C = 770^{\circ}$; в, г — образец А-10, лерцолит, Сирия (в — кривая $M(T)$ Q-типа, г — зафиксировано железо с $T_C = 765^{\circ}$ С); д, е — обр. 2793-3, базальт, хребет Рейкьянес, типичная кривая $M(T)$ для лав океанических базальтов (д — фиксируется титаномагнетит с $T_C = 320^{\circ}$ С, е — зафиксировано железо с $T_C = 760^{\circ}$ С).

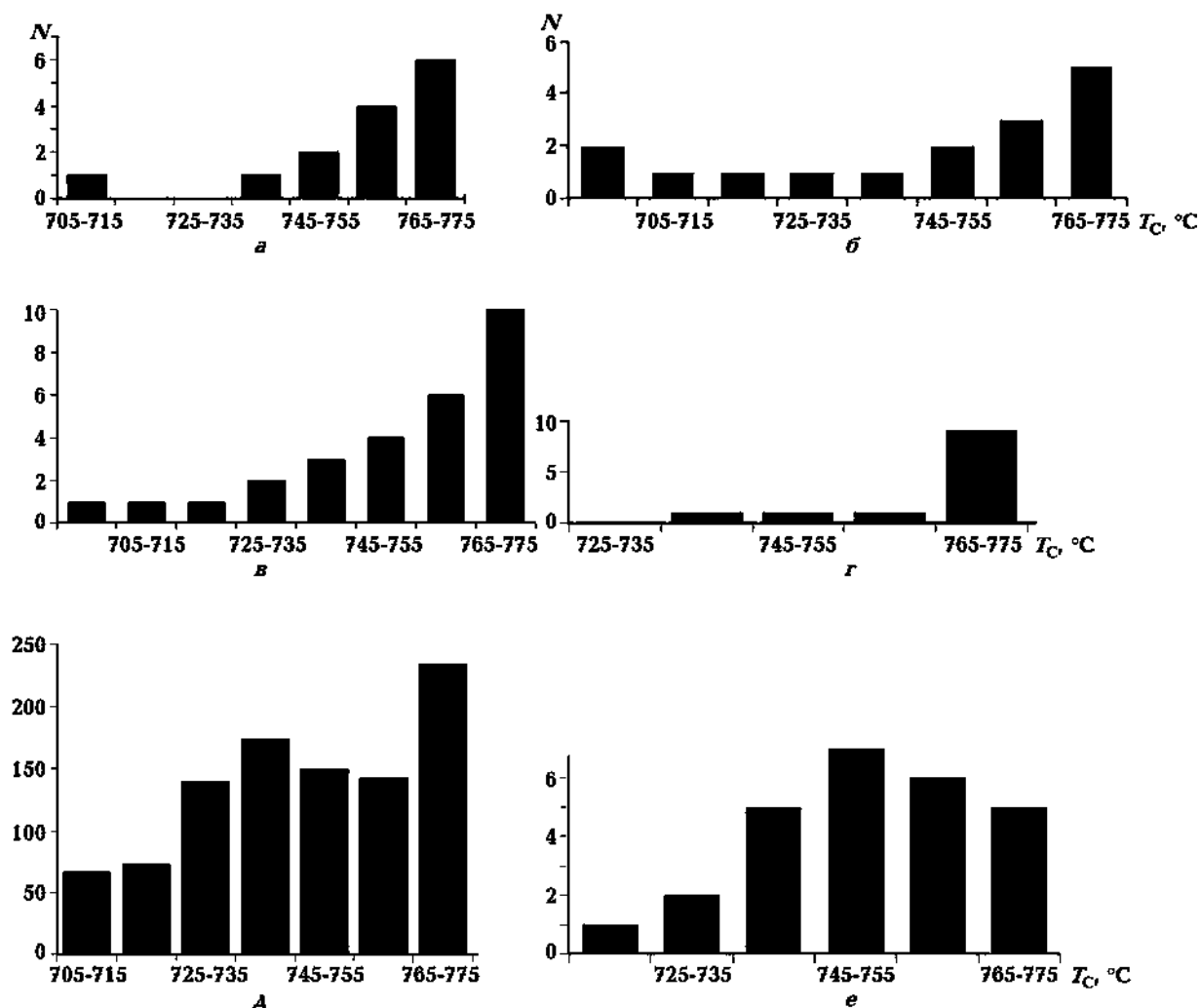


Рис. 2. Гистограммы распределения числа образцов N по температурным интервалам температуры Кюри самородного железа в гипербазитах (а), траппах (б), океанических базальтах (в), лунных базальтах (г), осадках (д), метеоритах (е).

зитов (рис. 2, а) из 50 измеренных, концентрация железа варьирует от 0,0001 до 0,003 % [Печерский, 2015].

Кривые $M(T)$ для всех образцов траппов имеют форму параболы (Q-тип, например, рис. 1, в), что характерно для полнокристаллических базальтов и связано с высокой концентрацией титаномагнетита и вторичного магнетита. Металлическое железо, обнаруженное в 16 образцах (рис. 2, б), это половина изученных образцов траппов, более характерно для силлов. Встречаются потоки, а также туфы между потоками [Печерский, 2015], в которых металлическое железо не обнаружено ТМА. Концентрация металлического железа варьирует от 0,0001 до 0,0055 % [Печерский, 2015]. Распределение точек Кюри железа подобно гипербазитам (рис. 2, а, б).

Кривые $M(T)$ океанических базальтов отражают условия подводных излияний лав: им характерна гиперболическая форма из-за быстрого остывания лавы, в которой зерна титаномагнетита не успевают кристаллизоваться. По этой же причине среди зерен титаномагнетитов в океанических базальтах часто встречаются скелетные формы. В то же время океанические базальты не отличаются от других земных магматических пород по распространению в них металлического железа (рис. 2, в). Следовательно, частицы железа в океанических базальтах появляются до излияния лав, и условия их появления подобны траппам и гипербазитам (см. рис. 2). Металлическое железо обнаружено в 27 образцах (см. рис. 2, в), это половина изученных образцов базальтов, концент-

рация железа в них варьирует от 0,0002 до 0,018 % [Печерский, 2015]. В лунных базальтах, больше чем в земных породах, преобладает близкое к чистому железу (рис. 2, г), его концентрация меньше — 0,1 %, мода — 0,05 % [Nagata et al., 1970, 1974].

Таким образом, распределение точек Кюри железа очень сходно как в земных (гипербазиты, траппы и океанические базальты), так и во внеземных (лунные базальты) породах — увеличение количества образцов с T_C от 700 до 770 °С с максимумом в пределах чистого же-

Т а б л и ц а 1. Количество частиц металлического железа разного состава (по данным МЗА)

	<i>N</i>	Σ	Fe	Si	Al	Ti	Cr	Mg	Др.	FeNi
Осадки										
Сумма	105	552	388	270	108	29	102	53	39	99
			70	49	20	5	18	10	7	18
Гипербазиты										
Сумма	16	166	128	80	25	23	21	53	10	23
			77	48	15	14	13	32	6	14
Витим	3	28	27	21	4	5	8	7	0	1
Монголия	2	22	14	5	5	0	0	4	0	2
Приморье	7	72	57	36	10	14	7	24	9	10
Сирия	3	33	23	11	6	5	6	16	1	5
Антарктида	1	11	6	7	0	0	1	2	0	5
Траппы										
Сумма	21	72	62	40	12	5	12	14	21	2
			86	55	17	7	17	19	29	2,8
Ангара	6	23	22	15	7	3	3	3	6	0
Маймеча	11	33	26	14	3	2	8	7	12	1
Норильск	2	7	5	6	0	0	3	2	2	0
Слой туфа	1	9	9	5	0	0	0	0	1	0
Океанические базальты										
Сумма	14	79	67	29	28	10	19	8	33	8
			85	38	35	13	24	10	42	10
Метеориты										
Сумма	44	896	68	50	34	0	2	18	18	823
			8	6	4	0	0,2	2	2	92

Примечание. Данные МЗА: *N* — количество образцов в данной группе пород; Σ — общее количество измеренных частиц металлического железа и никеля (Fe + FeNi) в данной группе пород; Fe — количество частиц металлического железа, не содержащих никеля, в данной группе пород; Si, Al, Ti, Cr, Mg — количество частиц железа, содержащих один из перечисленных элементов; др. — другие элементы-примеси в частицах железа (Mn, P, S и др.); FeNi — количество частиц камасита и других Fe-Ni сплавов и сплавов более сложного состава в данной группе пород; курсивом обозначена процентная доля числа частиц железа, содержащих примеси разных элементов, относительно Σ .

леза (см. рис. 2). Чистое железо в образцах океанических базальтов обнаружено в 31 % случаев, в траппах — в 36 %, в гипербазитах — в 43 %, в лунных базальтах — в 75 %.

Иное распределение точек Кюри железа у метеоритов: максимум приходится на интер-

причем в бoльших количествах, чем в гипербазитах, траппах и базальтах (рис. 2, д) [Печерский, 2012, 2015].

Результаты микрозондового анализа (МЗА) обобщены в табл. 1 и 2. Значительная часть частиц железа не содержит примеси никеля (табл. 1):

Т а б л и ц а 2. Частицы железа и Fe-Ni сплавов на планетах

<i>N</i>	Σ	Fe	FeNi	Fe/FeNi	ШР	CFe, %
Траппы (кора)						
21	72	62	2	31	0	—
—	—	86	2,8	—	0	≤ 0,01
Океанические базальты (кора и верхняя мантия)						
14	79	67	8	8,4	0	—
—	—	85	10	—	0	≤ 0,01
Лунные базальты (кора и верхняя мантия)						
—	—	—	—	~10	0	0,05
Гипербазиты (верхняя мантия)						
16	166	128	23	5,6	0	—
—	—	77	14	—	—	≤ 0,01
Осадки (верхняя мантия)						
105	552	388	99	3,9	2	—
—	—	70	18	—	0,4	≤ 0,01
Метеориты каменные (нижняя мантия)						
16	267	34	232	0,147	6	—
—	—	12,8	87,3	—	2,2	0,1—9
Метеориты железные (ядро)						
28	535	68	466	0,146	90	—
—	—	12,7	87,1	—	16,8	> 90

Примечание. *N* — количество образцов в данной группе пород; Σ — общее количество частиц металлического железа (Fe + FeNi) в данной группе пород; Fe — количество частиц металлического железа, не содержащих Ni; FeNi — количество частиц камасита и других сплавов; Fe/FeNi — их отношение; ШР — число частиц шрейберзита, курсивом выделено процентное отношение Fe, FeNi, ШР к сумме частиц Σ ; CFe — мода концентрации железа по ТМА.

вал $T_C = 745 \div 755$ °C (27 % случаев) и 19 % — на чистое железо (рис. 2, е). Важно подчеркнуть, что и в метеоритах присутствует чистое железо, правда в относительно меньшем количестве. Частицы металлического железа с $T_C = 730 \div 760$ °C фиксируются и в осадочных породах,

70 % таких частиц присутствует в осадках, 77 % — в гипербазитах, 85 % — в океанических базальтах, 86 % — в траппах и только 8 % — в метеоритах. 92 % частиц в метеоритах — это Fe-Ni сплавы с содержанием Ni от нескольких процентов до 50 % и более, в том числе шрейбер-

зит и другие Fe-Ni интерметаллоиды (табл. 2).

Примесь Si в металлическом железе присутствует во всех изученных образцах и в половине измеренных частиц безникелевого железа (см. табл. 1). Концентрация Si широко варьирует, достигая 6 % в осадках и 3—4 % в остальных земных породах [Печерский, 2015].

Примесь Al в металлическом железе составляет 3—4 % в гипербазитах, океанических базальтах и метеоритах и 9% в осадках (см. табл. 1). Между концентрациями Si и Al наблюдается тесная корреляция, коэффициент линейной корреляции $r = 0,87$.

Примесь Cr в металлическом железе осадков и базальтов образует две группы [Печерский, 2012, 2015]: 0,2—6 % и 8—20 %, вероятно, отражая разные условия образования этих частиц. Железо в метеоритах и гипербазитах относится к первой группе хрома. В некоторых частицах железа присутствует заметная примесь Mn, в океанических базальтах его примесь составляет 8—10 %, обычно Mn встречается совместно с Cr.

Некоторые частицы железа в базальтах и гипербазитах содержат примесь Ti и Mg (см. табл. 1), что, возможно, связано с "контаминацией" окружающего материала, титаномагнетита и силикатов. Примесь Ti не отмечена в железе метеоритов [Печерский и др., 2012].

Концентрация Ni в металлическом железе широко варьирует и не зависит от земного или внеземного происхождения железа [Печерский, 2015]. Например, концентрация Ni в железе каменных метеоритов образует три группы (рис. 3): 1) чистое железо без примеси Ni, такие частицы образуют отдельную группу, а не непрерывную серию твердых растворов со второй группой; 2) группа с модой 4 % Ni и плавным спадом до 10 % Ni; 3) группа Fe-Ni сплава, содержащего 40—53 % Ni, с модой 50 % Ni. Такое рас-

деление железа на три группы, очевидно, отражает разные условия формирования чистого железа, никельсодержащего железа и Fe-Ni сплава.

Большинство частиц металлического железа имеют одну и ту же форму (рис. 4) независимо от их земного и внеземного происхождения.

Такие широкие вариации форм и в то же время их повторение во всех изученных группах пород, очевидно, отражают однообразие первичных магматических условий, проще говоря, единое происхождение, и все они попадают в виде обломков в земные осадки.

Подобие частиц металлического железа во всех изученных группах пород выражается в идентичности распределения частиц по размеру [Печерский, 2015]: они широко варьируют, достигая 300—600 мкм, преобладают частицы до 100 мкм, при этом имеют одну и ту же моду 10—20 мкм [Печерский, 2015]. Это относится как к частицам, содержащим никель, так и к не содержащим его. Преобладающие размеры частиц (менее 100 мкм) соответствуют их внеземному происхождению, большинство таких частиц сохраняются, проходя через земную атмосферу, тогда как более крупные частицы при этом почти полностью сгорают [Флоренский, 1965]. Правда, это не объясняет аналогичное распределение по размеру частиц железа земного происхождения. Очевидно, распределение частиц железа по размеру отражает их формирование в таких магматических породах, как гипербазиты, континентальные траппы и океанические базальты в верхней мантии и коре.

Обсуждение результатов. Подобие состава, формы и размера частиц металлического железа в земных магматических породах и осадках может свидетельствовать о земном происхождении таких частиц и в осадках. Рассмотр-

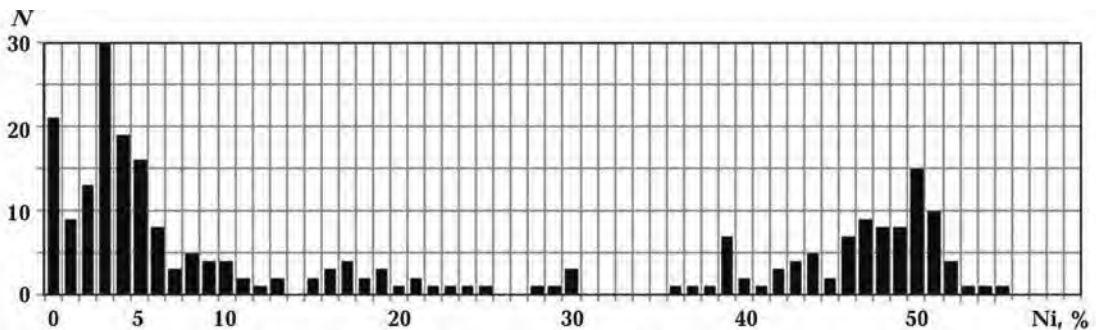


Рис. 3. Концентрация Ni в металлической части каменных метеоритов (по данным МЗА), N — число измерений [Печерский и др., 2012].

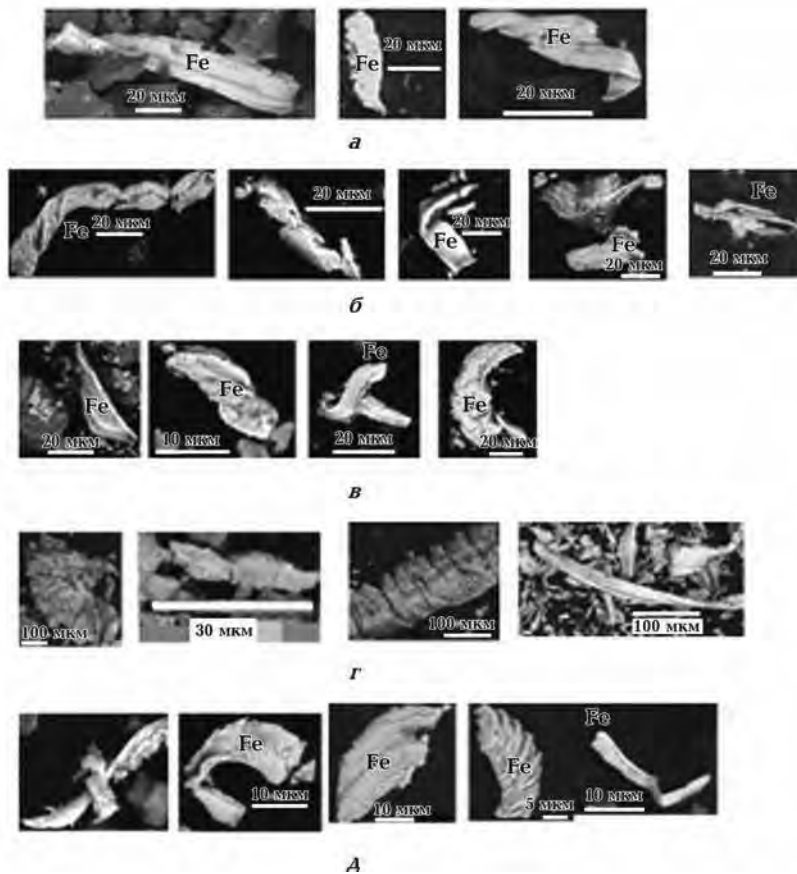


Рис. 4. Примеры форм металлического железа из гипербазитов (а), траппов (б), океанических базальтов (в), метеоритов (г) и осадков (д).

рим один из возможных земных механизмов рассеяния металлического железа: глобально рассеяния вулканического пепла, содержащего земные частицы железа, по поверхности Земли. Прослои вулканического пепла встречаются только в двух из 30 изученных объектов осадочных пород [Печерский и др., 2013]. Во-первых, в миоцен-олигоценных осадках Атлантики скважиной 386 DSDP вскрыта пачка вулканокластических турбидитов мощностью около 160 м; в ней обнаружены 22 частицы металлического железа, что заметно меньше, чем в соседних обломочных осадочных породах, не содержащих вулканического материала (33 частицы железа). В соседней скважине 391А в миоценовых обломочно-карбонатных отложениях, не содержащих вулканического материала, — 50 частиц металлического железа [Печерский и др., 2013]. Во-вторых, частицы металлического железа не обнаружены в прослоях вулканического пепла в пермо-триасовых отложениях Мейшаня (Китай), зато они обнаружены в окружающих пеплы обломочных осадоч-

ных породах [Корчагин и др., 2010]. Металлическое железо не встречено в прослое туфа между потоками траппов [Печерский, 2015]. Следовательно, вулканогенный (пепловый) вариант глобального распространения частиц металлического железа нереален. Другие варианты глобального распространения частиц металлического железа земного происхождения (гидротермальное, метаморфическое, биогенное и др.) еще менее вероятны, чем вулканогенное. К изложенному следует добавить набор статистических признаков внеземного происхождения подавляющей части частиц металлического железа в осадках [Печерский, 2012, Печерский, Шаронова, 2012, 2013]:

а) широкое (глобальное) распространение частиц железа в осадках различных регионов мира (от четвертичного периода до кембрия) в озерах, морях и океанах разной литологии и окислительно-восстановительных режимов. Концентрация частиц широко варьирует — от отсутствия до приблизительно 0,05 %;

б) бимодальное распределение концентрации частиц металлического железа с обязательной "нулевой" группой, в которой частицы железа отсутствуют; "нулевая" группа представляет участки осадков, куда частицы железа внеземного происхождения не оседали из-за ограниченного их количества. Такое распределение не типично для частиц железа земного происхождения;

в) отсутствует корреляция между концентрациями частиц металлического железа и земных магнитных минералов, как, например, магнетит; появление такой корреляции означает земную природу таких частиц железа или переотложение внеземных частиц;

г) обратная зависимость концентрации частиц металлического железа от скорости осадконакопления; такая зависимость для земных частиц отсутствует;

д) преобладание размера частиц железа менее 100 мкм характерно для внеземных частиц, которые не сгорают в земной атмосфере, тогда как для земных частиц такого верхнего предела не существует.

Глобальное распространение частиц металлического железа ассоциируется с космической межпланетной пылью, приходящей на Землю, скорее всего, из пояса астероидов, который расположен между Марсом и Юпитером [McFadden et al., 2007; Encyclopedia ..., 2012]. Межпланетная пыль образуется в результате столкновения и дробления астероидов, комет и других космических тел. Подобие частиц железа во всех исследованных объектах (земных и внеземных) позволяет допустить совпадение условий формирования источников межпланетной пыли с земными.

Согласно петромагнитной модели Земли [Петромагнитная ..., 1994], главным источником магнетизма в земной коре служат первично-магматические титаномагнетиты и продукты их изменений — магнетиты. Породы верхней мантии практически немагнитны, т. е. концентрация в них магнитных минералов ниже чувствительности измерительных приборов ($\sim 10^{-4}\%$) [Печерский и др., 2012]. Среднее содержание Ti в титаномагнетите траппов 8,7%, в океанических базальтах 10,5%, в базальтах, содержащих ксенолиты гипербазиты, 12,5% [Печерский, 2015]. Такое содержание Ti в титаномагнетите соответствует глубине последнего равновесного состояния базальтовой магмы — 30 ÷ 50 км [Печерский и др., 1975], т. е. очаг находится в пределах земной коры и верхней мантии.

Согласно нашим результатам (см. табл. 2), отношение количества частиц железа, не содержащих примеси Ni (Fe в табл. 2), к количеству частиц Fe-Ni сплава (Fe/FeNi в табл. 2) в траппах равно 31, в океанических базальтах — 8,4. Подобная ситуация на Луне: частицы металлического железа из вулканического стекла и базальтов состоят, согласно МЗА и ТМА (см. рис. 1), из практически чистого железа, примесь Ni обычно от 0 до 0,5% и очень редко достигает 20%, Fe/FeNi ≥ 10 [Doell et al., 1970; Nagata et al., 1970, 1974; Runcorn et al., 1971]. У гипербазитов Fe/FeNi = 5,6; у каменных метеоритов — 0,147; у железных метеоритов — 0,146; у осадков — 3,9 (см. табл. 2), что в последнем случае очень близко к гипербазитам, т. е. к породам верхней части мантии. Отсюда можно предположить, что в осадках накапливаются главным образом частицы металлического железа из верхней части мантии планет (планеты) — главных источников межпланетной пыли.

Совпадение отношений Fe/FeNi в каменных и железных метеоритах (0,147 и 0,146) и присутствие в них шрейберзита, отсутствующего в верхней части мантии, свидетельствуют об отсутствии резкой границы между низами мантии и ядром.

Общая концентрация частиц металлического железа и Fe-Ni сплавов (Fe + FeNi) в изученных образцах каменных метеоритов по данным ТМА составляет 0,3—9%, в среднем — 2,4%, тогда как в базальтах и гипербазитах Fe + FeNi очень редко превышает 0,01% [Печерский и др., 2012, 2015], в лунных базальтах не превышает 0,1% [Nagata et al., 1970, 1974]. Следовательно, образцы каменных метеоритов относятся, вероятнее всего, к низам мантии.

Вышеизложенное подтверждается распределением шрейберзита: доля частиц шрейберзита в железных метеоритах, т. е. в ядре, 17%, в каменных метеоритах, т. е. в низах мантии, около 2%, и он практически отсутствует в гипербазитах и базальтах, т. е. в верхах мантии (см. табл. 2).

Из полученных результатов следует, что материал верхней части мантии планет легче разрушается, чем материал нижней части мантии и ядра. Соответственно, материал верхней мантии должен преобладать в межпланетной пыли, и он преобладает в земных осадках. Материал из низов мантии и ядра попадает на поверхность Земли главным образом в виде относительно крупных обломков — метеоритов.

Описанные тенденции прослеживаются по общему содержанию Ni: в железных метеори-

тах около 10 % и оно резко падает до 1—0,05 % в хондритах, в углистых хондритах среднее содержание 0,01 % [Маракушев и др., 1992; Encyclopedia ..., 2012; McFadden et al., 2007].

Таким образом, четко прослеживается закономерное распределение частиц Fe-Ni сплавов внутри планеты: более 90 % в ядре, заметное присутствие в низах мантии, относительно низкая доля (14 %) в верхней части мантии и практическое отсутствие в коре Земли и Луны. В то же время общее содержание частиц железа без Ni и Fe-Ni сплавов в ядре (железные метеориты, табл. 2) и нижней мантии (каменные метеориты, табл. 2) одинаковое, а доля частиц шрейберзита изменяется существенно — от 17 % в ядре (железные метеориты) до менее 3 % в нижней мантии (каменные метеориты, табл. 2) и только спорадически встречаются редкие зерна шрейберзита в земных породах верхней мантии.

Заключение. В результате обобщения данных ТМА и МЗА для земных и внеземных пород обнаружено подобие составов форм и размеров частиц железа, содержащих и не содержащих примесь Ni во всех группах пород. Как выяснилось, частицы металлического железа в осадках в подавляющем большинстве случаев имеют внеземное происхождение, и их повсеместное распространение связывается с межпланетной пылью. Отмеченное сходство частиц железа свидетельствует о близких условиях образования таких частиц на Земле и других планетах из гомогенного газово-пылевого облака на ранней стадии существования Солнечной системы и других звездно-планетных систем и на стадии последующей гравитационной дифференциации планет [Жарков, 1983; Hubbard, 1984; Маракушев и др., 1992; McFadden et al., 2007; Encyclopedia ..., 2012].

Согласно современным представлениям, газово-пылевые облака во Вселенной широко распространены, однородны и близки по составу, из них все время образуются звездно-планетные системы, включая Солнечную систему. Следовательно, есть возможность создать общую модель распределения металлического железа во всех планетах. Вот основные ее положения.

1. Титаномагнетит — главный магнитный минерал коры планет магматического происхождения. Его состав широко варьирует в зависимости, главным образом, от окислительно-восстановительных условий в магме. Например, в земных рифтовых базальтах на континентах и в океанах, где окислительно-вос-

становительные условия однородны, титаномагнетит содержит 12—14 % Ti, тогда как окислительно-восстановительные условия в вулканических дугах широко изменяются от подобных рифтовым до магнетита. Близкая к земной рифтовой ситуации типична для марсианских базальтов, в лунных базальтах кристаллизуется ульвошпинель и другие феррошпинели, содержащие только Fe²⁺ из-за высоковосстановительных условий. Малый объем корового материала по сравнению с остальной частью планет объясняет отсутствие собственно коровых пород среди изученных метеоритов; содержание металлического железа (как содержащего, так и не содержащего Ni) в земных базальтах и гипербазитах не более 0,01%, в лунных базальтах не более 0,1 %; в земных и лунных базальтах отношение Fe/FeNi ≥ 10.

2. В верхней мантии титаномагнетит отсутствует, но заметно возрастает отношение Fe/FeNi = 5,5; при этом суммарная концентрация частиц металлического железа не более 0,01%, как в породах коры.

3. Суммарная характеристика всей верхней части мантии выражена в величине Fe/FeNi = 3,9 осадков, которая очень близка к отношению Fe/FeNi гипербазитов, т. е. породам земной верхней мантии. Можно предположить, что такой материал в основном попадает в межпланетную пыль, в противоположность материалу из низов мантии, который падает на поверхность Земли в виде относительно крупных обломков метеоритов. Для пород верхней части мантии характерно отсутствие шрейберзита.

4. Низы мантии представлены в образцах каменных метеоритов, концентрация в них металлического железа и сплавов (Fe + FeNi) составляет 0,2—9 %, отношение Fe/FeNi = 0,147; шрейберзит в небольших количествах (около 2%) появляется в металлической части нижней мантии.

5. В ядре планет-источников метеоритов и, вероятно, в ядре Земли Fe/FeNi = 0,146, общая концентрация металла (Fe + FeNi) около 90 %. Шрейберзит составляет заметную часть материала ядра (17 %). Между ядром и нижней мантией нет резкой границы, есть плавное нарастание концентрации металлического железа, Fe-Ni сплавов, в частности шрейберзита, от каменных метеоритов к железным метеоритам при одинаковом отношении Fe/FeNi.

6. Общность распределения металлического железа, содержащего и не содержащего Ni, в планетах, очевидно, определяется действием общего закона — закона всемирного тяготения

(гравитации) как на стадии существования газовой-пылевой облака, так и гравитационной дифференциации в процессе формирования планет, в том числе и Солнечной системы. Последняя не является, следовательно, исключительным, а вполне рядовым событием.

Благодарности. Автор выражает благодарность Г. Баженовой, А. Салтыковскому и И. Ащеп-

кову за образцы ксенолитов гипербазитов разных регионов мира; А. Латышеву за образцы Сибирских траппов; В. Матвеевскому и С. Силантьеву за образцы океанических базальтов, а также Д. Кузиной и Г. Маркову за помощь в термомагнитных исследованиях, В. Цельмовичу за помощь в осуществлении микроскопических и микрозондовых исследований.

Список литературы

- Буров Б. В., Нурғалиев Д. К., Ясонов П. Г. Палеомагнитный анализ. Казань: Изд-во КГУ, 1986. 167 с.
- Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет. Москва: Наука, 1983. 415 с.
- Корчагин О. А., Цельмович В. А., Поспелов И. И., Куйантiao Б. Космические магнетитовые сферулы и металлические частицы на пермо-триасовой границе в глобальном стратотипе (стратум 27, Мейшань, Китай). Докл. РАН, Науки о Земле. 2010. Т. 432. С. 631—637.
- Маракушев А. А., Грановский Л. Б., Зиновьева Н. Г. Космическая петрология. Москва: Изд-во МГУ, 1992. 325 с.
- Петромагнитная модель литосферы. Ред. Д. М. Печерский. Киев: Наук. думка, 1994. 345 с.
- Печерский Д. М. Распределение частиц самородного железа и Fe-Ni сплавов на планетах. Saarbrücken: Palmarium Academic Publishing, 2015. 56 с.
- Печерский Д. М. Самородное железо и другие магнитные минералы в осадках: термомагнитные признаки космического происхождения. Saarbrücken: Palmarium Academic Publishing, 2012. 107 с.
- Печерский Д. М., Багин В. И., Бродская С. Ю., Шаронова З. В. Магнетизм и условия образования изверженных пород. Москва: Наука, 1975. 312 с.
- Печерский Д. М., Гильманова Д. М., Марков Г. П., Мурдмаа И. О., Нурғалиев Д. К., Цельмович В. А., Шаронова З. В. Самородное железо и другие магнитные минералы в осадках северо-западной Атлантики: результаты термомагнитного и микрозондового анализов. Физика Земли. 2013. № 3. С. 131—153.
- Печерский Д. М., Марков Г. П., Цельмович В. А., Шаронова З. В. Внеземные магнитные минералы. Физика Земли. 2012. № 7-8. С. 103—120.
- Печерский Д. М., Нурғалиев Д. К., Фомин В. А., Шаронова З. В., Гильманова Д. М. Космическое железо в осадках мела—дания. Физика Земли. 2011. № 5. С. 12—34.
- Печерский Д. М., Шаронова З. В. Связь концентраций частиц самородного железа в осадках со скоростью их накопления: обобщение термомагнитных данных. Физика Земли. 2013. № 5. С. 125—131.
- Печерский Д. М., Шаронова З. В. Термомагнитное свидетельство наличия частиц самородного железа в осадках. Физика Земли. 2012. № 4. С. 38—44.
- Флоренский К. П. О начальном этапе дифференциации вещества Земли. Геохимия. 1965. № 8. С. 1—18.
- Borzoth R. M., 1951. Ferromagnetism. Toronto—New York—London: D. Van Nostrand Comp. Inc. 784 p.
- Doell K. B., Gromme C. S., Thorne A. N., Sentfle F. E., 1970. Magnetic studies of Lunar samples. Science 167, 695—697.
- Encyclopedia Britanica, 2012. www.britanika.com
- Hubbard W., 1984. Planetary Interiors. New York: Van Nostrand, 328 p.
- McFadden L., Weissman P. R., Johnson T. V., 2007. Encyclopedia of the Solar System. 992 p.
- Nagata T., Ishikawa Y., Kinoshita H., Kono M., Syono Y., Fisher R. M., 1970. Magnetic properties of Lunar samples. Science 167, 703—704.
- Nagata N., Sugiura N., Fisher R. M., Schwerer F. C., Fuller M. D., Dunn J. R., 1974. Magnetic properties of Apollo 11—17 lunar materials with special reference to effects of meteorite impact: Proceedings of the Fifth Lunar conference, 2827—2839.

- Pechersky D. M.*, 2010. Metallic iron and nickel in Cretaceous and Cenozoic sediments: the results of thermomagnetic analysis. *J. Environ. Proctect.* 1, 143—154.
- Runcorn S. K., Collinson D. W., O'Reilly W., Stephenson A., Greenwood N. N., Battey M. H.*, 1971. Magnetic properties of Lunar samples. *Proc. R. Soc. London*, A325, 157—174.

Occurrence of metal iron inside the planets

© *D. M. Pechersky, 2016*

Comparison of thermomagnetic and microprobe data on metal iron in terrestrial rocks (xenoliths, Siberian trap and oceanic basalt) has been conducted with the data on extraterrestrial metal iron (in sediments, lunar basalt and meteorites). It has been revealed that the particles of metal iron are present in all rocks and they are similar by their composition, shape and size. Iron concentration in the crust and upper mantle of the planets is less than 0,0n %, in the lower part of the mantle from 0, n, to 9 %, in the core — 90 %. 75—85 % iron particles from the crust and upper mantle do not contain Ni admixture, and in the lower mantle and the cores of planets only 8 % of iron particles do not have any Ni. Such a similarity testifies the likeness of terrestrial conditions of appearance and composition of iron with those ones on the planets-sources of meteorites and interplanetary dust, which entered into terrestrial sediments. The whole pattern is produced by homogeneity of gas-dust clouds in the early stage of formation of stellar-planetary systems and the posterior gravity differentiation of planets.

Key words: thermomagnetic analysis, microprobe analysis, extraterrestrial metal iron, nickel.

References

- Burov B. V., Nurgaliev D. K., Yasonov P. G.*, 1986. Paleomagnetic analysis. Kazan: Publ. House Kazan State University, 167 p. (in Russian).
- Zharkov V. N.*, 2013. The internal structure of the Earth and planets. Moscow: Nauka, 415 c. (in Russian).
- Korchagin O. A., Tsel'movich V. A., Pospelov I. I., Quyantao B.*, 2010. Cosmic magnetite microspherules and metallic particles near the Permian-Triassic boundary in a global stratotype section (stratum 27, Meishan, China). *Doklady RAN, Nauki o Zemle* 432, 631—637 (in Russian).
- Marakushev A. A., Granovskiy L. B., Zinov'eva N. G.*, 1992. Cosmic Petrology. Moscow: Publ. House Moscow State University, 325 p. (in Russian).
- Petromagnetic Model of the Lithosphere, 1994. Ed. D. M. Pechersky. Kiev: Naukova Dumka, 345 p. (in Russian).
- Pechersky D. M.*, 2015. The distribution of particles of native iron and Fe-Ni alloys on the planet. Saarbrücken: Palmarium Academic Publishing, 56 p. (in Russian).
- Pechersky D. M.*, 2012. Native Iron and Other Magnetic Minerals in Sediments: Thermomagnetic Signs of Extraterrestrial Origin). Saarbrücken: Palmarium Academic Publishing, 107 p. (in Russian).
- Pechersky D. M., Bagin V. I., Brodskaya S. Yu., Sharonova Z. V.*, 1975. Magnetism and Formation Conditions of Igneous Rocks. Moscow: Nauka, 312 p. (in Russian).
- Pechersky D. M., Gil'manova D. M., Markov G. P., Murdmaa I. O., Nurgaliev D. K., Tsel'movich V. A., Sharonova Z. V.*, 2013. Native Iron and Other Magnetic Minerals in the Sediments of the Northwestern Atlantic: Thermomagnetic and Microprobe Evidence. *Fizika Zemli* (3), 131—153 (in Russian).
- Pechersky D. M., Markov G. P., Tsel'movich V. A., Sharonova Z. V.*, 2012. Extraterrestrial Magnetic Minerals. *Fizika Zemli* (7-8), 103—120 (in Russian).
- Pechersky D. M., Nurgaliev D. K., Fomin V. A., Sharonova Z. V., Gil'manova D. M.*, 2011. Extraterrestrial Iron in the Cretaceous—Danian Sediments. *Fizika Zemli* (5), 12—34 (in Russian).

- Pechersky D. M., Sharonova Z. V.*, 2013. A Relationship between the concentration of Native Iron Particles in Sediments and the Rate of Their Accumulation: A Synthesis of Thermo-magnetic Data. *Fizika Zemli* (5), 125—131 (in Russian).
- Pechersky D. M., Sharonova Z. V.*, 2012. Thermo-magnetic evidence of native iron in sediments. *Fizika Zemli* (4), 38—44 (in Russian).
- Florensky K. P.*, 1965. On the initial stage of differentiation of the Earth's matter. *Geokhimiya* (8), 1—18 (in Russian).
- Bozorth R. M.*, 1951. Ferromagnetism. Toronto—New York—London: D. Van Nostrand Comp. Inc. 784 p.
- Doell K. B., Gromme C. S., Thorne A. N., Senthle F. E.*, 1970. Magnetic studies of Lunar samples. *Science* 167, 695—697.
- Encyclopedia Britanica, 2012. www.britanika.com
- Hubbard W.*, 1984. Planetary Interiors. New York: Van Nostrand, 328 p.
- McFadden L., Weissman P. R., Johnson T. V.*, 2007. Encyclopedia of the Solar System. 992 p.
- Nagata T., Ishikawa Y., Kinoshita H., Kono M., Syono Y., Fisher R. M.*, 1970. Magnetic properties of Lunar samples. *Science* 167, 703—704.
- Nagata N., Sugiura N., Fisher R. M., Schwerer F. C., Fuller M. D., Dunn J. R.*, 1974. Magnetic properties of Apollo 11—17 lunar materials with special reference to effects of meteorite impact: *Proceedings of the Fifth Lunar conference*, 2827—2839.
- Pechersky D. M.*, 2010. Metallic iron and nickel in Cretaceous and Cenozoic sediments: the results of thermomagnetic analysis. *J. Environ. Protect.* 1, 143—154.
- Runcorn S. K., Collinson D. W., O'Reilly W., Stephenson A., Greenwood N. N., Battey M. H.*, 1971. Magnetic properties of Lunar samples. *Proc. R. Soc. London*, A325, 157—174.

Микромагнитная съёмка Большого Бельского городища скифского времени, Полтавская область

© М. Орлюк¹, Р. Ролле², А. Роменец¹, Б. Ульрих³, Х. Цольнер³, 2016

¹Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

²Институт археологии Гамбургского университета, Гамбург, Германия

³Eastern Atlas, Берлин, Германия

Поступила 10 мая 2016 г.

Представлено членом редколлегии О. М. Русаковым

Виконано мікромагнітні спостереження з метою картування та ідентифікації археологічних об'єктів на території Великого Більського городища VII—V ст. до н. е. (ймовірно м. Гелон, за припущенням академіка Б. О. Рибаківа). Побудова карт і інтерпретація аномалій модуля індукції геомагнітного поля B_a і його вертикального градієнта dB_z/dr дозволили виявити і ідентифікувати, а також дослідити внутрішню структуру Західного поселення, Лісового Кута, валів, печей і курганів різного типу, в тому числі зруйнованих під час проведення сільськогосподарських робіт. Таким є найбільший з виявлених курганів "Скоробор" діаметром 100 м. Поблизу ряду курганів, а також уздовж валів Західного укріплення виявлено інтенсивні витягнуті магнітні аномалії одно-, дво-, і трьохкугової форми. Розкопки цих об'єктів показали їх відповідність печам, а хіміко-мінералогічні дослідження дозволили припустити, що вони використовувалися для випалювання селітри в XVI—XVII ст.

Ключові слова: мікромагнітна зйомка, Велике Більське городище, археологічні об'єкти, кургани.

Введение. Впервые магниторазведка в археологии была использована в 1946 г. для оконтуривания погребенных объектов на неолитических поселениях в графстве Дорчестер на юго-востоке Англии [Aitken, 1961]. В СССР в первой половине прошлого века она начала применяться только на территории Украины при попытке изучения планировки городища средневекового Изяславля в Шепетовском районе Хмельницкой обл. [Франтов, Пинкевич, 1966]. Однако поставленная задача не была выполнена, поскольку чувствительность феррозондового магнитометра М-17 не позволяла обнаружить оборонительные внешние рвы, валы и глинобитные печи. Единственной находкой оказался развал гончарного горна, над которым была зафиксирована аномалия интенсивностью 110 нТл, обусловленная сильно обожженной глиной красного цвета. В 1966 г.

магнитная съёмка впервые была применена на трипольских поселениях территории Украины, где объектом изучения были уникальные сильно обожженные глиняные полы жилищ, которые могли фиксироваться любыми феррозондовыми и оптико-механическими магнитометрами [Дудкин, 1970]. За пределами Украины она была применена лишь в середине 1970-х годов на средневековом городище Камно под Псковом [Глазунов, Плоткин, 1978; Носкевич и др., 2015]. Здесь с помощью магнитометра М-27 была составлена схематическая карта размещения очагов, печей, траншей и ям. Поэтому в Советском Союзе началом применения археомагнитной разведки без каких-либо исключений следует обоснованно считать стопроцентное оконтуривание протонным магнитометром ММП-203 в 1967 г. объектов сложно-трипольско-скифского поселения в с. Чапа-

евка под Киевом, возраст которого охватывал несколько тысячелетий [Русаков, Загний, 1968; Загний и др., 1971].

Данная работа продемонстрировала археологам, которые в то время были слабо знакомы с зарубежным опытом магнитных съемок, большие возможности этого геофизического метода для выделения даже таких слабомагнитных объектов, как ямы с бытовыми отходами и погребения. Впервые в практике археологических исследований отечественных памятников было показано, что их внутреннюю структуру можно эффективно изучать без проведения длительных и дорогостоящих земляных работ, ограничиваясь лишь контрольными раскопками.

К настоящему времени на территории Украины микромагнитной съемкой (общей площадью более 1200 га) были получены полностью или частично планы многих десятков поселений, которые характеризуют разные периоды существования трипольской, зарубинецкой, скифской культур, выявлено несколько тысяч разнообразных объектов — остатков наземного жилья, землянок, хозяйственных ям и т. п. [Дудкин, 1978; Дараган и др., 2007; Сmealова и др., 1999; Молодин и др., 2001; Кошелев, 2004; Ивакин и др., 2005; Rassmann et al., 2014; Daragan et al., 2016].

В рамках совместной украинско-немецкой археологической экспедиции, организованной по инициативе известного немецкого скифолога, профессора Гамбургского университета Ренаты Ролле, сотрудниками Института геофизики НАН Украины и компании "Eastern Atlas" были проведены археогеофизические исследования Большого Бельского городища (ББГ) [Мурзин и др., 1997; Орлюк, 2003; Орлюк и др., 2006; Ролле и др., 2006; Семенова и др., 2006; Ullrich et al., 2007; Zollner et al., 2007]. Целью этих исследований было, во-первых, выработать оптимальный комплекс геофизических методов картирования и идентификации различных археологических объектов, а во-вторых, выполнить наблюдения на максимально большей территории и как можно большего количества различных по природе объектов.

ББГ представляет собой достаточно большое, даже по современным масштабам, скифское поселение, датируемое VII—V веком до н. э., площадью около 50 км², окруженное системой валов длиной 35 км и средней высотой 8 м, с наличием за его пределами курганного некрополя. В пределах ББГ обособлены Восточное, Западное и Курземское поселения с высокой плот-

ностью объектов разнообразной хозяйственной деятельности (рис. 1). Ряд исследователей, в том числе выдающийся советский археолог академик Б. А. Рыбаков, отождествляют ББГ с городом Гелоном, упоминаемом отцом истории Геродотом в его описании Скифии [Геродот, 1993].

По данным археологических изысканий В. А. Городцова в 1906 г., в некрополе Бельска насчитывалось порядка 1000 небольших курганов. В результате интенсивной сельскохозяйственной деятельности большая часть курганов разрушена, и в настоящее время в рельефе слабо проявляются только около 100 из них.

В рамках данного исследования изучены как археологические объекты некрополя, так и объекты в пределах ББГ.

Обоснование эффективности геомагнитных исследований. Наиболее общей предпосылкой применения геофизических методов в археологии является то, что разномасштабные археологические объекты характеризуются определенной формой и отличными от вмещающей среды физическими свойствами вещества (намагниченностью, плотностью, электропроводимостью и т. д.), вследствие чего могут обуславливать соответствующие аномалии на поверхности Земли.

Рассмотрим этот вопрос на примере археоманнитного метода. Магнитная характеристика вещества определяется наличием магнитных минералов и характеризуется индуктивной (J_i) и остаточной (J_r) намагниченностью. Индуктивная намагниченность определяется магнитной восприимчивостью χ и намагничивающим породой магнитным полем Земли H ($J_i = \chi H$). Магнитная восприимчивость пород χ определяется как исходным составом вещества (грунт, глина, песок и т. п.), так и деятельностью микроорганизмов и бактерий. В процессе жизнедеятельности бактерий в органических остатках происходит трансформация оксидов железа в магнетит. Остаточная намагниченность J_r возникает при нагревании до определенных температур пород или изделий. Для пород культурного слоя величина J_r обычно больше, чем величина J_i . Именно остаточная намагниченность характерна для обожженных глин, грунтов, каменного материала и кирпича.

Исходя из этого, археологические объекты (поселения, курганы и т. п.) должны фиксироваться слабыми позитивными аномалиями с интенсивностью в 2—40 нТл. При наличии обожженных объектов значительных размеров

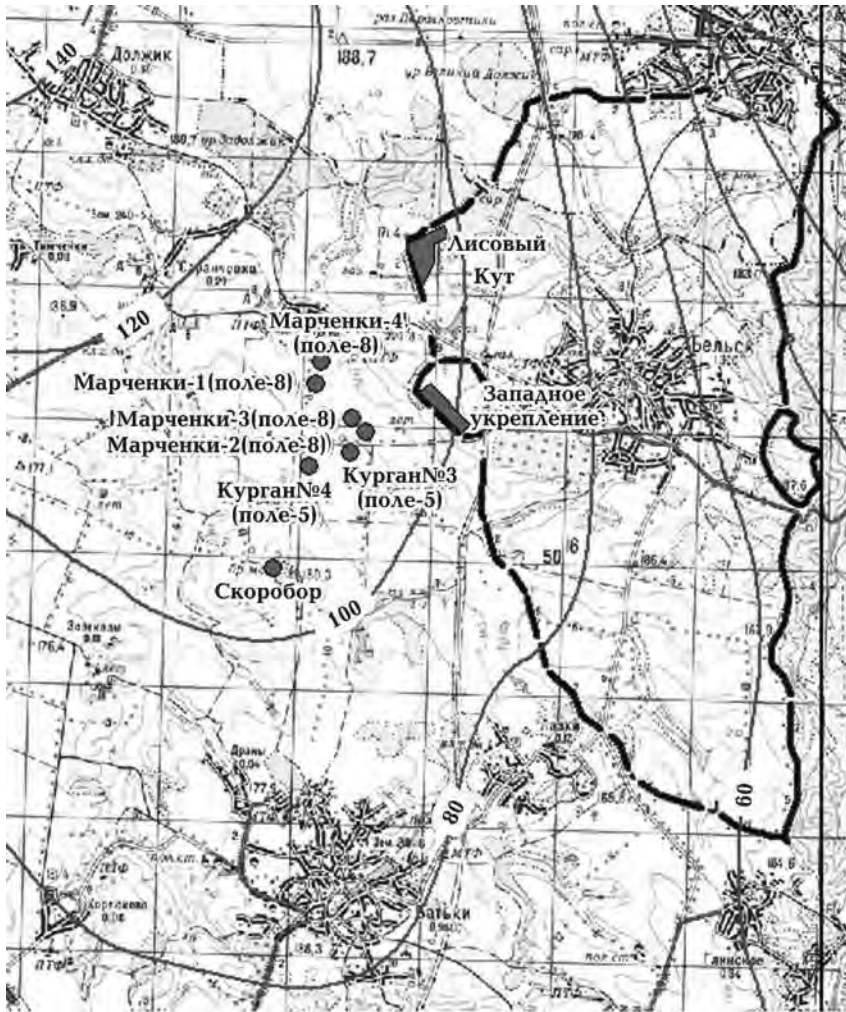


Рис. 1. Аномалии модуля индукции магнитного поля B_a и схема участков магнитной съемки Бельского городища и его окрестностей.

могут возникать аномалии магнитного поля с интенсивностью в десятки—сотни нанотесла.

Наиболее общей предпосылкой геомагнитных исследований Бельского городища является тот факт, что оно расположено в пределах Днепровско-Донецкой впадины с чрезвычайно глубоким залеганием кристаллического фундамента (на глубине 9—10 км). Аномалии магнитного поля ΔB , которые обусловлены геологическим строением земной коры района исследований, плавно изменяются в пределах от 0 до 120 нТл (см. рис. 1). Это означает, что магнитные аномалии небольших размеров могут быть обусловлены только объектами — продуктами антропогенной деятельности человека. В районе исследований имеются материальные объекты скифского времени и современности. Современные объекты в виде буро-

вых скважин, трубопроводов и других металлических и железобетонных сооружений могут обуславливать аномалии в сотни—тысячи нанотесла. Для исследуемой территории насчитывается много "помех" в виде остатков и осколков металлических боеприпасов времен Второй мировой войны. Данные аномалии обычно имеют характерную форму, когда рядом с интенсивным максимумом фиксируется такой же интенсивный минимум. Много строительных материалов (кирпич, черепица, базальт, габбро), в рассматриваемом случае проявляются аномалиями-помехами.

Как следствие, были выполнены измерения магнитной восприимчивости χ для пород разного типа из раскопанных археологами объектов, что в дальнейшем позволило более точно толковать магнитные аномалии. Обычно маг-

нитная восприимчивость грунта (чернозема) составляет $(40—50) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, коренных пород (суглинков) — $(20—35) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, культурного слоя между суглинками (коренные породы) и грунтом — промежуточные значения. На участке "Зольник" (раскопки Харьковской экспедиции И. Б. Шрамко [Шрамко, 2006]) величина χ чернозема составляет $(46—48) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, глиняной обмазки (применялась при строительстве) — $(120—200) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, обожженной обмазки — $350 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, обожженной керамики — $2000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Носителями намагниченности исследованных пород являются магнетит, гематит и маггемит. Следовательно, выполненные предварительные исследования свидетельствуют о возможности использования высокоточной магнитной съемки для картирования таких объектов, как скифские поселения и курганы.

Методика работ. При выполнении работ был использован следующий инструментарий.

1. Персональный навигатор GPS, предназначенный для определения широты и долготы пункта наблюдений, а также точного времени.

2. Полевой цифровой протонный магнитометр ММП-203 и магнитовариационная станция МВ-01. Они предназначены для измерений модуля вектора индукции магнитного поля Земли и его вариаций. Точность определения модуля вектора \mathbf{V} равна ± 1 и $\pm 0,1$ нТл для ММП-203 и МВ-01 соответственно.

3. Магнитный градиентометр на основе ферромагнитного зонда Ferretex 4.021 с точностью определения вертикального градиента магнитного поля $\pm 0,5$ нТл/м. Рабочий вариант прибора состоит из 5 зондов, которые могут закрепляться на разных расстояниях один от другого (обычно 40 см) и на разной высоте в зависимости от детальности работ.

4. Тахеометр LEICA TS06 (или другой модификации) для разбивки участков на квадраты и определения перепада высот в рельефе поверхности Земли.

5. Компас или буссоль — с целью правильной ориентации датчика магнитометров ММП-203 и МВ-01.

6. Рулетки (длиной 50 и 100 м), шнуры (с разметкой через 1 м) для разбивки территории на квадраты.

Перед геомагнитными наблюдениями проводились геодезические работы для определения точного расположения дорог, посадок, траншей, других объектов и разбивки на квадраты исследуемых участков на территории ББГ и за его пределами. Координаты угловых точек оп-

ределялись с помощью навигатора GPS, а расстояния — с помощью тахеометра. Для построения цифровых карт рельефа поверхности Земли отдельных курганов и курганных групп использовались цифровые фотографии, полученные фотосъемкой с использованием воздушного змея, а также наземных тахеометрических работ.

Методикой работ предусматривалось определение модуля индукции магнитного поля \mathbf{V} и вертикального градиента магнитного поля dB_z/dr на квадратах размерами 50×50 м.

Наблюдение модуля \mathbf{V} выполнялось по сети 2×1 м. В итоге для каждого квадрата поле было измерено в 1250 точках. Величины модуля магнитной индукции (не искаженные помехами) для территории ББГ изменяются в пределах $\mathbf{V} = 50\ 200 \div 50\ 300$ нТл. Обработка результатов наблюдений проводилась с использованием программных комплексов Excel и Surfer. Для выделения локальной составляющей аномального магнитного поля B_a , которая связана с верхними 5—10 м разреза, был применен специальный методический прием. Для каждого профиля за счет осреднения поля B_a (или его полиномиальной аппроксимации) на профиле определялись значения фоновой составляющей геомагнитного поля \mathbf{V} , которые в дальнейшем вычитались в каждой точке из суммарного поля \mathbf{V} . Если на профиле имеется интенсивная позитивная или отрицательная локальная аномалия, то осреднение (полиномиальная аппроксимация) для всего профиля является неэффективным приемом. В этом случае возникают фиктивные, так называемые профильные аномалии. Для получения нормальных фоновых значений в качестве среднего принимались средние значения \mathbf{V} для части профиля, которая не усложнена интенсивными локальными аномалиями. Чтобы избавиться от "азимутальной погрешности" вследствие разной ориентации датчика при прямом и обратном ходе вдоль профиля, наблюдения выполнялись всегда в направлении юг—север.

Наблюдения вертикального градиента индукции магнитного поля Земли проводились с помощью градиентометра с пятью зондами (расстояние между ними — 40 см). Путем почти непрерывной регистрации поля (20 измерений за 1 с) достигался интервал вдоль профиля 5—10 см. Для мелкомасштабных работ (при исследовании больших территорий) расстояние между зондами составляло 1 м. При крупномасштабных, детальных наблюдениях внутренней структуры курганов, зольников, пе-

чей и других объектов сетка измерений составляла $0,2 \times 0,05$ м. Положительным фактором измерений градиента магнитного поля является его независимость от внешних помех (вариаций внешнего магнитного поля Земли) и глубинных магнитных источников. Соответственно фиксировались только археологические аномалии, для которых величина dB_Z/dr составляет 2—12 нТл/м. Интерпретация и графическая обработка полученных данных проводилась путем трансформации результатов программы Auto Cad и Surfer.

В связи с большей трудоемкостью измерений и обработки магнитных данных модуля индукции магнитного поля Земли **V** по сравнению с измерениями и интерпретацией результатов съемки вертикального градиента dB_Z/dr , значительная часть магнитных наблюдений выполнена во втором варианте. Наблюдение индукции магнитного поля Земли **V**, выделение и интерпретация аномалий B_a осуществлялись лишь для отдельных курганов с целью совместной последующей интерпретации. Поэтому в дальнейшем изложении описаны магнитограммы dB_Z/dr и B_a в последовательности их выполнения. Микромагнитные наблюдения выполнены в урочище Марченки (курганная группа "8-е поле"), курганная группа "5-е поле", урочище Скоробор и на территории Бельского городища (см. рис. 1).

Результаты работ. Изложены данные геомагнитных исследований курганов некрополя, западного поселения и урочища Лисовый Кут.

Курганы некрополя. Урочище Марченки и урочище Скоробор располагаются на запад от валов ББГ и представлены множеством отдельных курганов, а также курганных групп (см. рис. 1). Магнитометрическими исследованиями изучено 10 курганов.

Урочище Марченки, курганная группа "8-е поле". Курган Марченки-1 выбран в качестве первоочередного с целью получения методического опыта работы с микромагнитными измерениями вертикального градиента dB_Z/dr и модуля **V** в площадном варианте. На топографической карте масштаба 1 : 100 000 показано положение этого кургана, в морфологии рельефа он образует возвышение в 1 м. На построенных магнитограммах dB_Z/dr и B_a курган выделяется в виде кольцеобразной аномалии диаметром порядка 46 м (рис. 2). Поверхностные предметы в виде мелких кусочков металла и других предметов создают много аномалий-помех. Эти аномалии легко отличаются от археологических объектов дипольным харак-

тером и большей амплитудой. В частности, две крупные аномалии, явно не связанные с археологическими объектами, расположенными к северу от кургана, имеют интенсивность 300—1000 нТл. Внешнее кольцо кургана фиксируется положительными аномалиями интенсивностью $dB_Z/dr = 2 \div 4$ нТл/м и $B_a = 2 \div 3$ нТл. По данным интерпретации построенных карт внешний диаметр рва составляет 45,7 м, а внутренний — 42,4 м. Положительная аномалия обусловлена заполнением рва черноземом в совокупности с органическими остатками. Ближе к центру кургана выделяется кольцо с отрицательными значениями $dB_Z/dr = -(2-4)$ нТл/м и $B_a = -(0,5-3)$ нТл. Это кольцо имеет диаметр 28—30 м, его природа может связываться с насыпью из коренных пород во время копания рва. Положительная аномалия в центре кургана размером приблизительно 3×4 м (вытянута в направлении юг—север) имеет интенсивность $dB_Z/dr = 10 \div 12$ нТл/м и $B_a = 6 \div 8$ нТл. Вероятно, она обусловлена непосредственно захоронением, которое заполнено черноземом, поскольку согласно предыдущей интерпретации его границы достаточно четкие, а глубина залегания около 1 м. Эта информация полностью подтверждена путем раскопок кургана и выполнением микромагнитной съемки с шагом 5×20 см, а также результатами изучения магнитной восприимчивости χ вещества и магнитного моделирования. В частности, по данным исследований высокоточным прибором Bartington MS2, магнитная восприимчивость суглинков (коренных пород) составляет $(15-20) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, а заполнение могильной ямы характеризуется величинами $\chi (30-40) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Эти значения близки к полученным значениям магнитной восприимчивости пород, приведенным выше [Орлюк, 2003]. Магнитное моделирование в профильном и площадном вариантах показало, что аномалии dB_Z/dr и B_a , которые выделены над могильной ямой и рвом, удовлетворительно объясняются геометрическими параметрами этих структурных элементов кургана и указанными значениями магнитной восприимчивости.

Курган Марченки-2 небольшой по размерам, на местности в поверхности рельефа почти не проявляется. Выполнено наблюдение вертикального градиента модуля индукции магнитного поля Земли dB_Z/dr , а также сделан панорамный фотоснимок (рис. 3, а). Детальный анализ полученных данных позволил выявить сложную аномалию, состоящую из двух слабоинтенсивных максимумов и идентифицированную

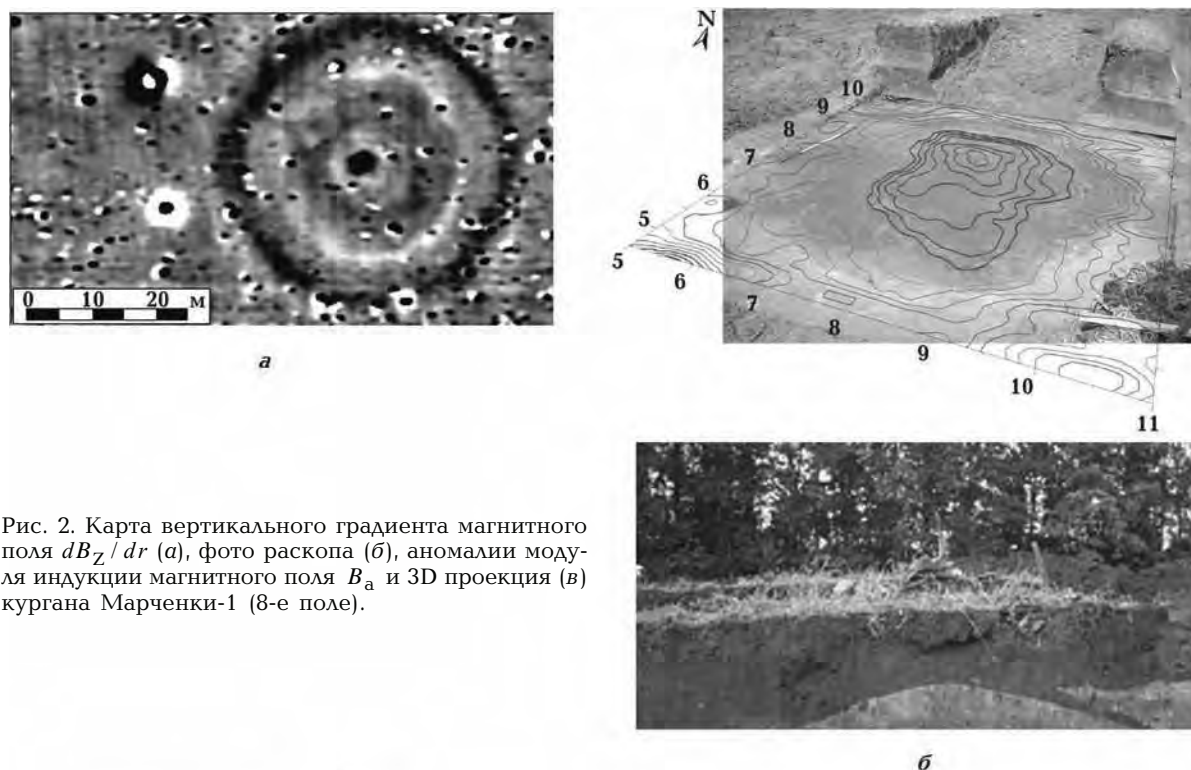
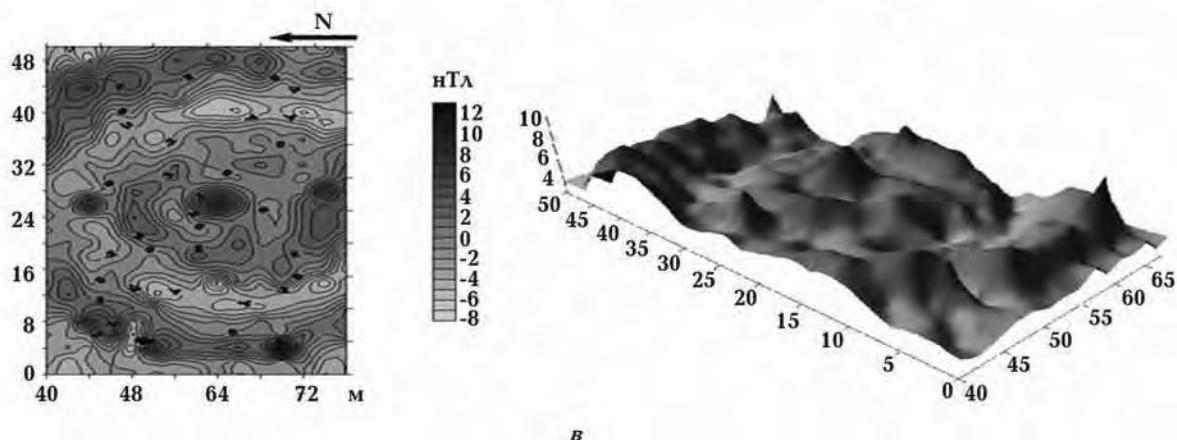


Рис. 2. Карта вертикального градиента магнитного поля dB_z/dr (а), фото раскопа (б), аномалии модуля индукции магнитного поля B_a и 3D проекция (в) кургана Марченки-1 (8-е поле).



как возможное захоронение (рис. 3, б). По данным магнитометрии заметно отсутствие рва, выявленного для большинства исследованных курганов. Последующая раскопка предложенной аномалии (рис. 3, а) полностью подтвердила такую интерпретацию, засвидетельствовав наличие захоронения.

Курган Марченки-3 слабо проявлен в поверхности рельефа и хорошо — на картах B_a (рис. 4). В аномалиях B_a в структуре кургана выделяется кольцевая аномалия, которая идентифицируется со рвом. Интенсивность аномалии B_a достигает 2—4 нТл. Радиус внешнего кольца рва 21—22, внутреннего — 18—19 м.

Ров имеет своеобразный разрыв на востоке шириной примерно 5—7 м. В центре кургана зафиксирована аномалия интенсивностью B_a 6—8 нТл, от которой отходят своеобразные отроги ($B_a = 2 \div 4$ нТл) в северном, северо-восточном, юго-восточном и юго-западном направлениях. Эти отроги могут быть идентифицированы как захоронение.

Курган Марченки-4 хорошо выделяется в рельефе и в dB_z/dr аномалиях. На рис. 5 показано проявление структуры кургана в аномалиях dB_z/dr . Как и в предыдущем случае, четко выделяется кольцевая аномалия (средний радиус около 18—19 м) интенсивностью 2—3 нТл

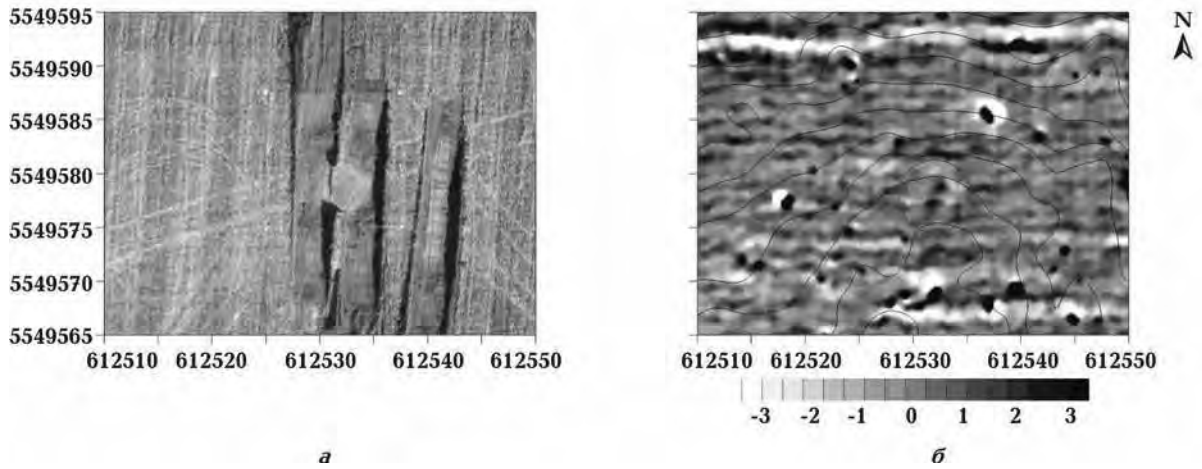


Рис. 3. Панорамный фотоснимок (а) и карта вертикального градиента магнитного поля dB_z/dr (б) кургана Марченки-2 (8-е поле). Шкала интенсивности — в нТл/м.

и центральная аномалия интенсивностью до 10–12 нТл, которые идентифицируются со рвом и захоронением соответственно. Диаметр центральной субизометрической аномалии (с отрогом в северо-восточном направлении) примерно 4–5 м.

Курганная группа "5-е поле". В 2003 г. магнитной съемкой была охвачена территория размером 350 × 200 м. Мотивацией для проведения

работ были заметные на поверхности возвышения, которые могли быть связаны с курганами. В результате съемки локализованы три кургана, два из них малые, им соответствуют повышения в рельефе, а третий большой, выявлен в низине, чем принципиально отличается от традиционных.

Курган № 4 (5-е поле) закартирован в 2005 г. Размер внешнего кольца, которое выделяется

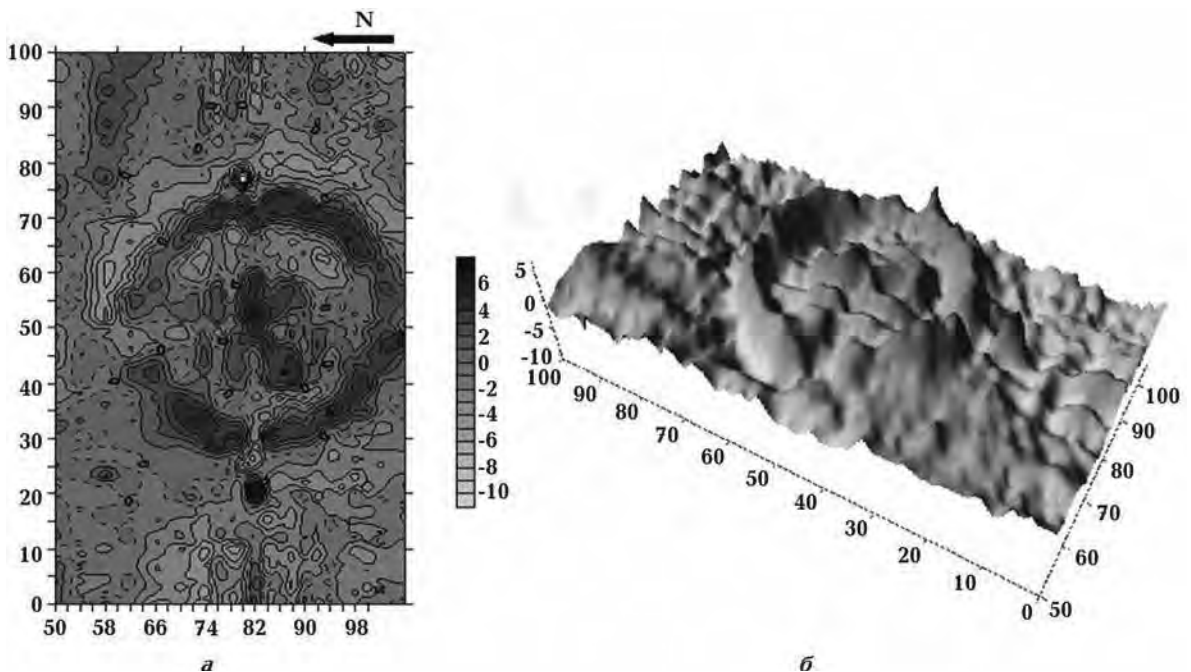


Рис. 4. Карта аномалий модуля индукции магнитного поля B_a (а) и 3D-проекция (б) кургана Марченки-3 (8-е поле). Шкала интенсивности — в нТл.

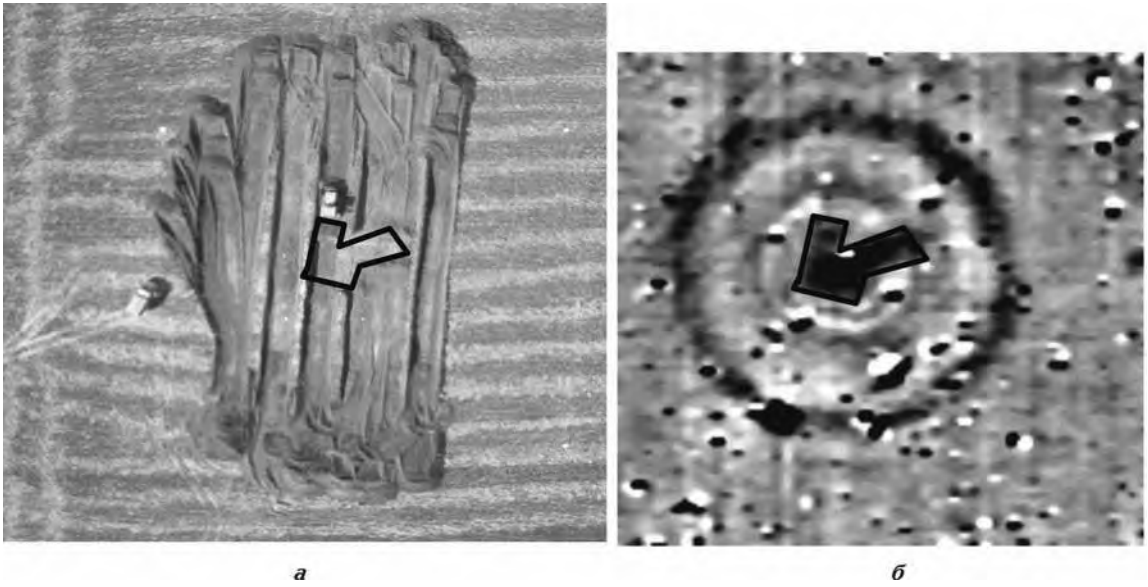


Рис. 5. Панорамный фотоснимок (а) и карта вертикального градиента магнитного поля dB_Z/dr (б) кургана Марченки-4 (8-е поле).

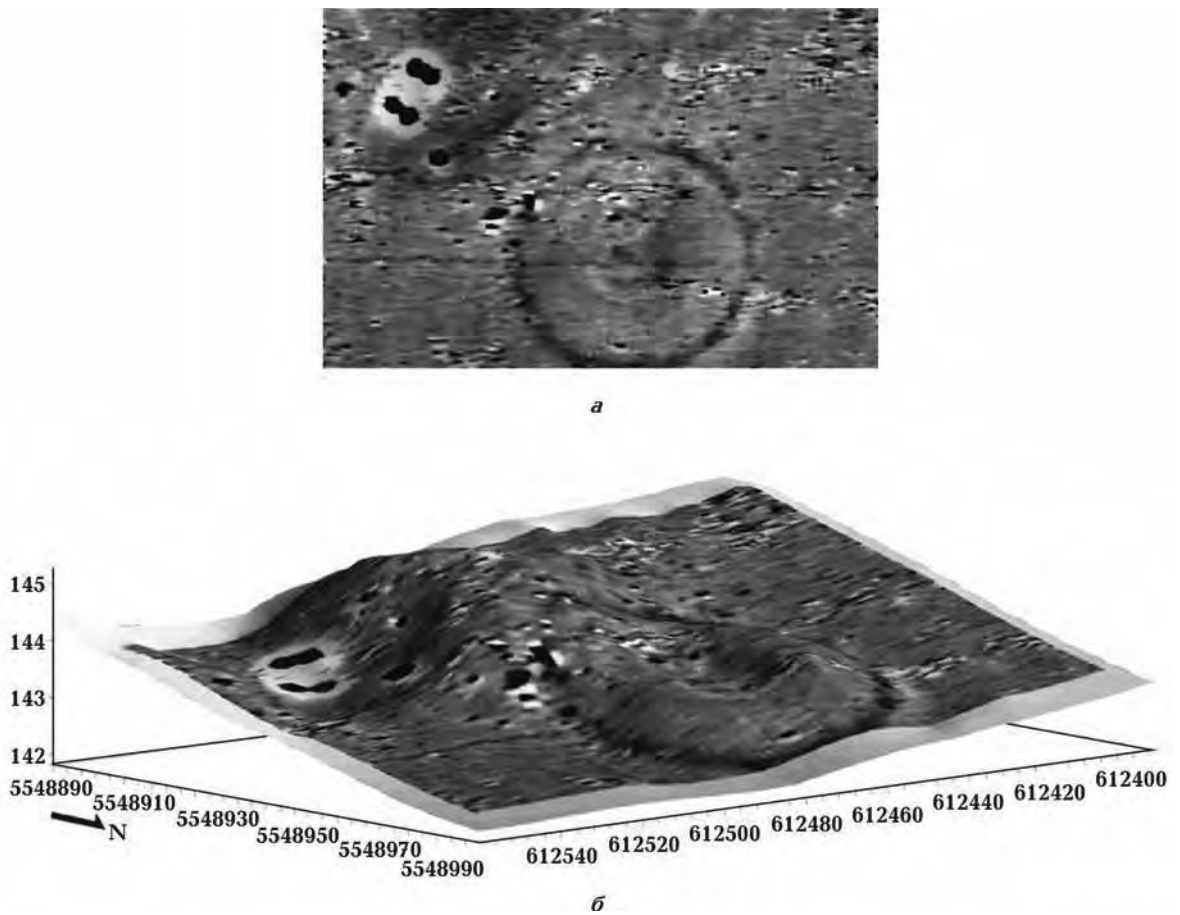


Рис. 6. Карта вертикального градиента магнитного поля dB_Z/dr (а) и проявление в рельефе (б) кургана № 4 (5-е поле).

положительной аномалией dB_Z/dr , достигает 60 м. В центре кургана выделена аномалия (немного смещена к юго-востоку от геометрического центра), которая может идентифицироваться с захоронением. Заметим, что центральная часть кургана проявляется понижением в рельефе (рис. 6).

К юго-востоку от кургана выявлены две гантелеподобные аномалии, которые идентифицируются с ямами для обжига изделий из глины и т. п.

Урочище Скоробор. Для этой территории в 2002 г. были выполнены рекогносцировочные профильные наблюдения модуля **B**, а в последующие годы — площадные исследования вертикального градиента dB_Z/dr . В итоге выявлен самый большой из известных на данной территории курган диаметром около 100 м (рис. 7). Этот курган, как и другие, не четко выражен в рельефе и характеризуется отсутствием центральной аномалии, которая могла бы быть идентифицирована с захоронением. Вне границ кургана выделяется ряд гантелеподобных, вытянутых интенсивных аномалий (см. рис. 7), предположительно связанных с остатками печей для выжигания селитры, исходным материалом для которой служили, по-видимому, органические остатки захоронения и рва [Zollner et al., 2007].

Западное городище. В пределах Западного городища находится множество разнообразных археологических объектов. Профильными и площадными наблюдениями модуля индукции **B** установлен спокойный характер поля на участке зольника "Царина" с отклонением на 2—6 нТл от фоновых значений. Этим отклонениям соответствуют изометрические аномалии с поперечными размерами — первые метры. Обнаруженная интенсивная локальная аномалия 1100—1600 нТл обусловлена системой трубопровод—телефон. Вал выделяется резкой аномалией интенсивностью до 70 нТл, а также пологой (в западном направлении на внешней стороне вала) аномалией интенсивностью около 20—25 нТл. Аномалия такой же интенсивности выявлена и для другого пересечения западного вала. На профиле вдоль вала установлен очень спокойный характер аномального магнитного поля.

Микромагнитной съемкой покрыта большая часть территории Западного городища, которая примыкает к западному валу. Как следует из рис. 8, в аномалиях вертикального градиента магнитного поля хорошо проявляется рельеф земной поверхности включительно с валами, а также неоднородность почвенного покрова. Наиболее примечательная особенность

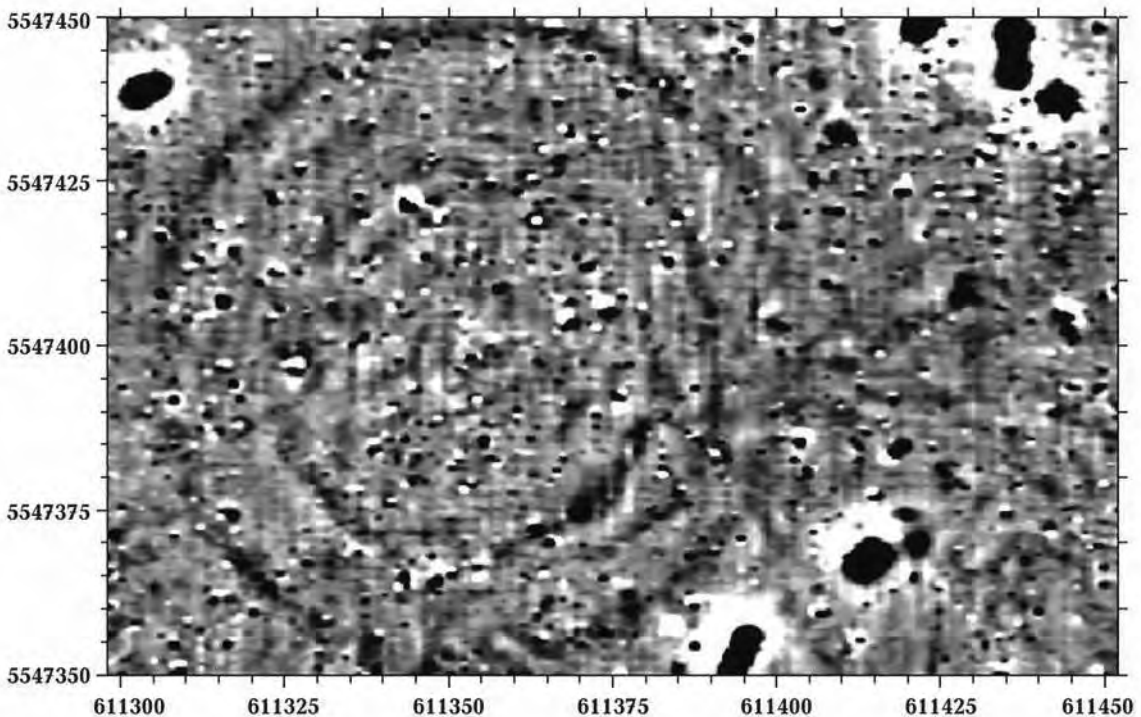


Рис. 7. Карта вертикального градиента магнитного поля dB_Z/dr кургана Скоробор.

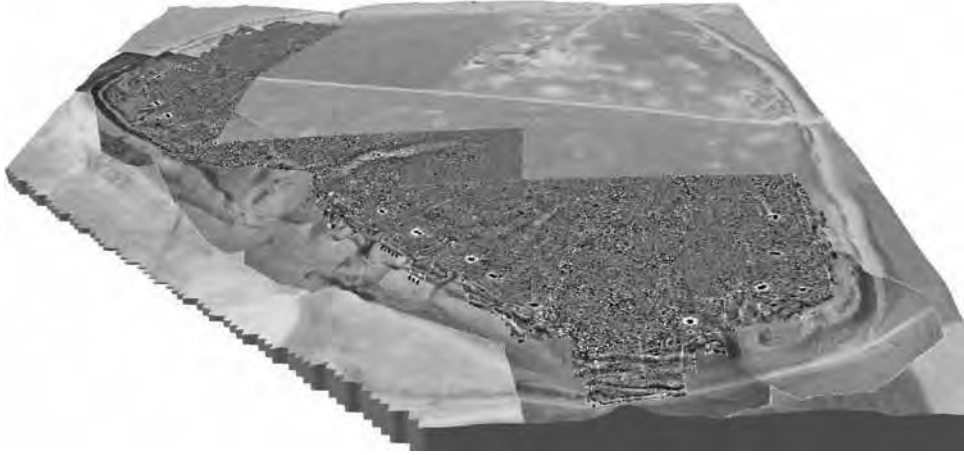
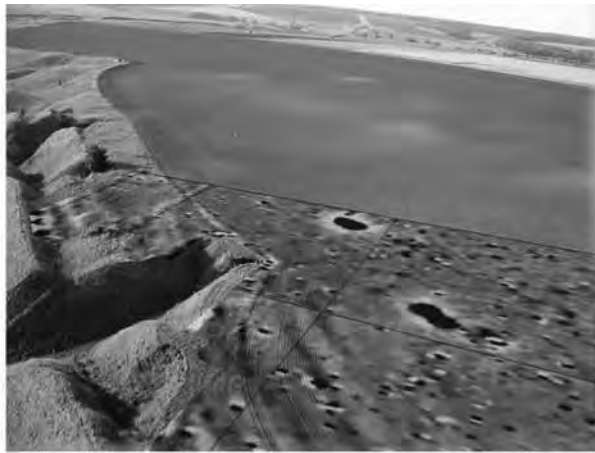
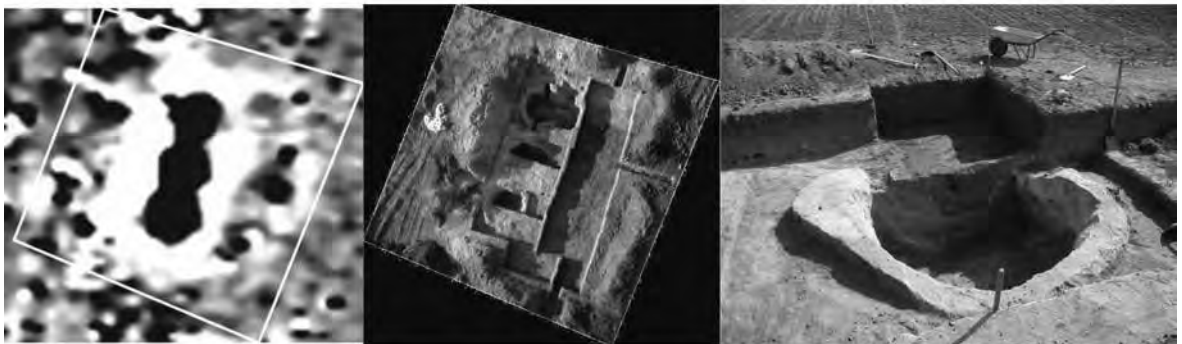


Рис. 8. Карта вертикального градиента магнитного поля dB_z/dr , наложенная на лист фотоаэросъемки Западного укрепления.



а



б

Рис. 9. Карта вертикального градиента магнитного поля dB_z/dr на местности (а), "гантелеподобные" аномалии и раскопы печей (б).

магнитного поля участка — обнаружение 15 интенсивных магнитных аномалий округлой или вытянутой формы, закономерно расположенных вблизи западного вала. Детальные ис-

следования и раскопки одной из таких аномалий, имеющей форму трех кругов, позволили идентифицировать ее с тремя печами, расположенными вплотную друг к другу (рис. 9). Ми-

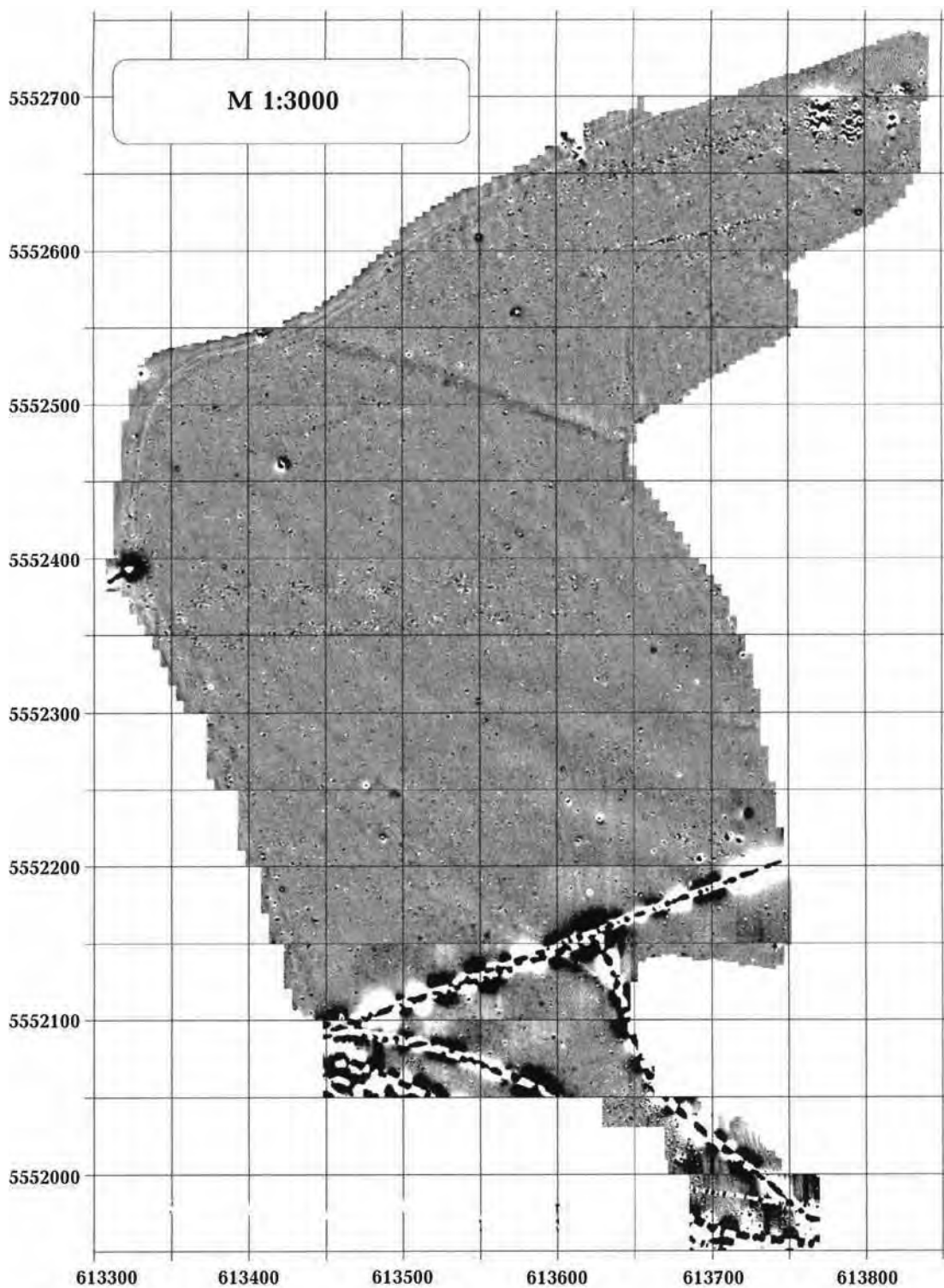


Рис. 10. Карта вертикального градиента магнитного поля dB_z/dr урочища Лисовый кут.

нералогические и химические исследования образцов, полученных в ходе раскопок комплекса из трех печей, а именно припечной ямы "бытовой" северной печи, придонного заполнения средней и южной печей, позволяют предположить, что они использовались для производства селитры (нитрата калия KNO_3 — главной составной части черного пороха) в XVI—XVII ст.

Урочище Лисовый Кут. Схематическое расположение исследованной территории показано на рис. 1, его магнитограмма — на рис. 10. На этом участке отсутствуют структуры типа курганов и остатков печей для обжига изделий, а также нет аномалий, которые можно было бы идентифицировать с археологическими объектами. На магнитограмме выделяются даже слабопроявленные особенности рельефа (понижения определяются повышенными значениями dB_z/dr — темные полосы на рис. 10), а также газопроводы и скважины Бельского газоконденсатного месторождения (на юге и северо-востоке участка), которые в данном случае являются помехами. И именно в этой части обнаружен культурный слой с археологическими находками, но, к большому сожалению, их нельзя идентифицировать с аномалиями магнитного поля в связи с невозможностью выделения на фоне помех.

Выводы. Выполненные в течение нескольких лет комплексные геодезические и магнитные наблюдения засвидетельствовали их высокую информативность при картировании и идентификации археологических объектов на территории Большого Бельского городища.

Построение карт и интерпретация аномалий модуля индукции геомагнитного поля B_a и его вертикального градиента dB_z/dr позволили впервые в истории таких исследований как выявлять и идентифицировать, так и исследовать внутреннюю структуру курганов разного типа. При этом выявлены практически полностью разрушенные сельскохозяйственными

работами курганы, не проявляющиеся в рельефе земной поверхности. Таковым является самый крупный из обнаруженных курганов Скобороб диаметром 100 м. Вблизи некоторых курганов обнаружены интенсивные магнитные аномалии вытянутой или гантелевидной формы.

Для Западного укрепления показано проявления в магнитных аномалиях валов и множества разнообразных объектов, включительно с остатками печей для сушки, обжига, плавки и литья. Особо следует отметить обнаружение 15 интенсивных магнитных аномалий одно-, двух- и трехкруговой формы, закономерно расположенных вблизи западного вала.

Раскопки этих объектов показали их соответствие печам, а химико-минералогические исследования позволили предположить, что они использовались для выжигания селитры в XVI—XVII ст. Такова же природа, по-видимому, и печей вблизи курганов.

Магнитная съемка больших площадей на разных участках исследуемой территории, с одной стороны, избавляет археологов от трудоемких работ по вскрытию памятников там, где по результатам геофизических работ археологические объекты отсутствуют или разрушены, а с другой стороны, указывает точные места, размеры и внутреннюю структуру археологических объектов.

Благодарности. Авторы признательны директору Института геофизики НАН Украины акад. В.И. Старостенко и директору Института археологии НАН Украины акад. А.П. Толочко за возможность проведения исследований в совместной украинско-немецкой экспедиции. Также выражаем благодарность сотрудникам археологической экспедиции В.Ю. Мурзину, Е.В. Черненко, С.В. Махортых, С.В. Скорому, В.П. Белозору за полезные консультации, а также Ю.П. Мищенко, С.В. Елисеевой, Т.В. Лебедь и В.А. Моченой за участие на отдельных этапах работ. Особая благодарность О. М. Русакову за ценные замечания, правку и дополнения к статье.

Список литературы

Геродот. Истории в дев'яти книгах. Київ: Наук. думка, 1993. 576 с.

Глазунов В. В., Плоткин К. М. Археолого-геофизическое изучение городища Камно. *Краткие сообщения Института археологии*. 1978. Вып. 152. С. 81—82.

Дараган М. Н., Орлюк М. И., Кравченко Э. А. Результаты геофизических исследований на Хотовском городище скифской эпохи. *Археология и геоинформатика*. 2007. Вып. 4. [Электронный ресурс]. CD-ROM.

Дудкин В. П. Геофизическая разведка крупных

- Трипольских поселений. В кн.: *Использование методов естественных наук в археологии*. Киев: Научная мысль, 1978. С. 35—44.
- Дугкин В. П. К вопросу о применении дифференциального магнитометра в археологической разведке. *Советская археология*. 1970. № 1. С. 272—277.
- Загний Г. Ф., Круц В. А., Русаков О. М. Опыт применения протонного магнитометра в археологии. *Советская археология*. 1971. № 3. С. 203—207.
- Ивакин Г. Ю., Дараган М. Н., Орлюк М. И., Кравченко Э. А., Куприй С. А. Геофизические археологические исследования на Хотовском городище скифской эпохи. В кн.: *Археологические открытия на Украине за 2004 г.* Киев, 2005. С. 400—406.
- Кошелев И. Н. Памятники трипольской культуры по магниторазведочным данным. Киев, 2004. 470 с.
- Мологин В. И., Парцигер Г., Гаркуша Ю. Н., Шнеевайс Й., Гришин А. Е., Новикова О. И., Ефремова Н. С., Чемякина М. А., Мильникова Л. Н., Васильев С. К., Беккер Г., Фассбингер Й., Манштейн А. К., Дядьков П. Г. Чича — городище переходного от бронзы к железу времени в Барабинской лесостепи: *Материалы по археологии Сибири*. Вып. 1. Новосибирск: Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 2001. С. 7—19.
- Мурзин В. Ю., Ролле Р., Херц В., Махортых С. В., Черненко Е. В. Исследования совместной украинско-немецкой археологической экспедиции в 1996 г. Киев: Изд. Ин-та археологии НАН Украины, 1997. 185 с.
- Носкевич В. В., Фегорова Н. В., Вговин А. Г. Геофизические исследования курганных археологических комплексов на Южном Урале. *Геофизика*. 2015. № 2. С. 23—30.
- Орлюк М. И. Рекогносцировочные геомагнитные исследования Бельского городища Полтавской области. В кн.: *Исследования совместной украинско-немецкой археологической экспедиции 2002 г.* Киев: Изд. Ин-та археологии НАН Украины, 2003. С. 64—71.
- Орлюк М., Ролле Р., Ульрих Б., Роменец А., Цольнер Х. Археомагнитные исследования Бельского городища. В кн.: *Исследования совместной украинско-немецкой археологической экспедиции 2005 г.* Киев: Изд. Ин-та археологии НАН Украины, 2006. С. 99—122.
- Ролле Р., Орлюк М., Роменец А., Ульрих Б., Цольнер Х. Археогеофизичні дослідження Бельського городища та його округи. В кн.: *Більське городище та його округи (до 100-річчя початку польових досліджень)*. Київ: Шлях, 2006. С. 19—33.
- Русаков О. М., Загний Г. Ф. Микромагнитная съемка археологических объектов: *Материалы научно-технической конференции молодых геофизиков Украины*. Киев: Наук. думка, 1968. С. 98—99.
- Семенова Ю. В., Орлюк М. И., Гузій М. І. Магнітне моделювання археологічних об'єктів на прикладі кургану "Марченки 4": *Матеріали Всеукраїнської наукової конференції "Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища"*, Київ, 21—24 вересня 2006 р. Київ: ВПЦ "Київський університет", 2006. С. 107—106.
- Смекалова Т. Н., Смекалов С. Л., Мыц В. Л., Колтухов С. Г. Метод магниторазведки курганов греко-варварской и скифской знати в Крыму. В кн.: *Археологічні відкриття в Україні 1998—1999 рр.* Київ: Вид. Ін-та археології НАН України, 1999. С. 177—183.
- Франтов Г. С., Пинкевич А. А. Геофизика в археологии. Ленинград: Недра, 1966. 212 с.
- Шрамко Б. А. Деякі підсумки досліджень Більського городища. В кн.: *Більське городище та його округи (до 100-річчя початку польових досліджень)*. Київ: Шлях, 2006. С. 5—13.
- Aitken M. J., 1961. *Physics and Archaeology*. New York: Interscience Publishers, Inc., 181 p.
- Daragan M., Orlyuk M., Romanets A., Bondar K., 2016. Interpretation of high-resolution magnetic survey integrated in archaeological GIS (on example of Hotiv Scythian hillfort: 15th EAGE International Conference on Geoinformatics — Theoretical and Applied Aspects. Publication date: 10 May 2016. doi:10.3997/2214-4609.201600482.
- Smekalova T. N., Voss O., Smecalov S. L., 2008. Magnetic surveying in archaeology. More than 10 years of using the Overhauser GSM-19 gradiometer. 2nd revised edition. Wormianum. 68 p.
- Rassmann K., Ohlrau R., Hofmann R., Mischka C., Burdo N., Videjko M., Muller J., 2014. High precision Tripolye settlement plans, demographic estimations and settlement Organization. *Journal of Neolithic Archaeology* 16, 63—95. doi:10.12766/jna.2014.3.
- Ullrich B., Zollner H., Makhortykh S., Orliuk M., Rolle R., 2007. Geophysical Prospection of the skythian Fortification of Belsk (Bolsoe Belskoe Gorodisce): *Studijne zvesti archeologickeho ustavu SAV* 41, 2007. 7th Internationale Conference on Archeological Prospection. 11—15 September, 2007, NITRA, Slovakia. Topics and abstracts, 254—256.

Zollner H., Makhortykh S., Orlyuk M., Ullrich B., 2007. Results from a geophysical Prospection of the scythian Settlement of Belsk: *Computer Ap-*

plications and Quantitative Methods in Archeology. Berlin, 2—6 April. Layers of Perception. Program and Abstracts. P. 43.

Micromagnetic survey of the Big Belsky site of ancient settlement of the Scythian time in Poltava oblast

© M. Orlyuk, R. Rolle, A. Romenets, B. Ullrich, H. Zollner, 2016

Micromagnetic observations have been carried out on the territory of Great Bel'sk ancient settlement of VII—V centuries B.C. (after academician B.A. Rybakov it is hypothetically the city of Gelon). Their purpose was to map and to identify local archeological objects. The mapping and the interpretation of induction module anomalies of B_a geomagnetic field and its vertical gradient dB_z/dr allowed to reveal and to identify as well as to study inner structure of Western Hillfort, Lysovyi Kut, the banks, the stoves and the tumuli of different types including the ones demolished during farm works. The same is the greatest of revealed tumuli — "Skorobor" with the diameter of 100 m. Close to the range of tumuli as well as alone the Western fortification banks it was discovered the stretched-out magnetic anomalies of one-, two- and three-circled forms. The excavations of these objects revealed its correspondence to the stoves. Chemical and mineralogical research permitted to suppose that they were used to burn a saltpetre in XVI—XVII centuries.

Key words: micromagnetic survey, Great Bel'sk ancient settlement, archaeological objects, mound necropolis.

References

- Herodotus, 1993. History in nine books. Kiev: Naukova Dumka, 576 p. (in Ukrainian).
- Glazunov V.V., Plotkin K.M., 1978. Archaeological and geophysical study of the stone fort. *Brief reports of Institute of Archaeology* is. 152, 81—82 (in Russian).
- Daragan M.N., Orlyuk M.I., Kravchenko E.A., 2007. Results of geophysical investigations on Hotovskom mound Scythian period. *Arkheologiya i geoinformatika* (is. 4). [Electronic resource]. CD-ROM (in Russian).
- Dudkin V.P., 1978. Geophysical exploration Tripolskaya large settlements. In: *Using the methods of the natural sciences in archeology*. Kiev: Nauchnaya Mysl, 35—44 (in Russian).
- Dudkin V.P., 1970. To a question on the application of the differential magnetometer in the archaeological exploration. *Sovetskaya arkheologiya* (1), 272—277 (in Russian).
- Zagniy G.F., Kruts V.A., Rusakov O.M., 1971. Experience with proton magnetometer in Archaeology. *Sovetskaya arkheologiya* (3), 203—207 (in Russian).
- Ivakin G.Yu., Daragan M.N., Orlyuk M.I., Kravchenko E.A., Kupriy S.A., 2005. Geophysical archaeological research on Hotovsk mound Scythian period. In: *Archeological discoveries in 2004 in the Ukraine*. Kiev, 400—406 (in Russian).
- Koshelev I.N., 2004. Monuments of Tripoli culture on magnitorazvedochnym data. Kyiv, 470 p. (in Russian).
- Molodin V.I., Partsinger G., Garkusha Yu.N., Shnevays Y., Grishin A.E., Novikova O.I., Yefremova N.S., Chemyakina M.A., Mylnikova L.N., Vasiliev S.K., Becker G., Fassbinder Y., Manshteyn A.K., Dyad'kov P.G., 2001. Chicha — settlement of the transition from bronze to iron time in Baraba forest-steppe: *Materials on the Archaeology of Siberia*. Is. 1. Novosibirsk: Publ. House of the Institute of Archeology and Ethnography of the RAS, 7—19 (in Russian).

- Murzin V. Yu., Rolle R., Hertz W., Makhortykh S. V., Chernenko E. V., 1997. Research joint Ukrainian-German archaeological expedition in 1996. Kiev: Publ. House of the Institute of Archaeology NASU, 185 p. (in Russian).
- Noskevich V. V., Fedorova N. V., Vdovin A. G., 2015. Geophysical investigations of archaeological mounds on South Urals. *Geofizika* (2), 23—30 (in Russian).
- Orlyuk M. I., 2003. Reconnaissance geomagnetic research Bielski settlement Poltava region. In: *Studies of the joint Ukrainian-German archaeological expedition in 2002*. Kiev: Publ. House of the Institute of Archaeology NASU, 64—71 (in Russian).
- Orlyuk M., Rolle R., Ullrich B., Romenets A., Tsolner H., 2006. Archeomagnitnye research settlement Belsky. In: *Studies of the joint Ukrainian-German archaeological expedition in 2005*. Kiev: Publ. House of the Institute of Archaeology NASU, 99—122 (in Russian).
- Rolle R., Orlyuk M., Romenets A., Ulrich B., Tsolner H., 2006. Archaeological and geophysical studies Bielsky ancient city and its surroundings. In: *Belsky ancient city and its surroundings (the 100th anniversary of the start of fieldwork)*. Kiev: Shlyakh, 19—33 (in Ukrainian).
- Rusakov O. M., Zagniy G. F., 1968. Micromagnetic surveying archaeological sites: *Materials of scientific-technical conference of young geoscientists Ukraine*. Kiev: Naukova Dumka, 98—99 (in Russian).
- Semenova Yu. V., Orlyuk M. I., Huziy M. I., 2006. Magnetic modeling of archaeological sites on the example of the mound, "Marchenko 4": *Materials of All-Ukrainian scientific conference "Monitoring of dangerous geological processes and ecological state of the environment"*, Kiev, September 21—24. Kiev: CPI "Kyiv University", 107—106 (in Ukrainian).
- Smekalova T. N., Smekalov S. L., Myts V. L., Koltukhov S. G., 1999. Method of magnetic data mounds Greek-barbarian and Scythian nobility in the Crimea. In: *Archaeological discoveries in Ukraine of 1998—1999*. Kiev: Publ. House of the Institute of Archaeology NASU, 177—183 (in Russian).
- Frantov G. S., Pinkevich A. A., 1966. Geophysics in archeology. Leningrad: Nedra, 212 p. (in Russian).
- Shramko B. A., 2006. Some results of research Belsky ancient city. In: *Belsky ancient city and its surroundings (the 100th anniversary of the start of fieldwork)*. Kiev: Shlyakh, 5—13 (in Ukrainian).
- Aitken M. J., 1961. *Physics and Archaeology*. New York: Interscience Publishers, Inc., 181 p.
- Daragan M., Orlyuk M., Romenets A., Bondar K., 2016. Interpretation of high-resolution magnetic survey integrated in archaeological GIS (on example of Hotiv Scythian hillfort: *15th EAGE International Conference on Geoinformatics — Theoretical and Applied Aspects*. Publication date: 10 May 2016. doi:10.3997/2214-4609.201600482.
- Smekalova T. N., Voss O., Smecalov S. L., 2008. Magnetic surveying in archaeology. More than 10 years of using the Overhauser GSM-19 gradiometer. 2nd revised edition. Wormianum. 68 p.
- Rassmann K., Ohlrau R., Hofmann R., Mischka C., Burdo N., Videjko M., Muller J., 2014. High precision Tripolye settlement plans, demographic estimations and settlement Organization. *Journal of Neolithic Archaeology* 16, 63—95. doi:10.12766/jna.2014.3.
- Ullrich B., Zollner H., Makhortykh S., Orliuk M., Rolle R., 2007. Geophysical Prospection of the skythian Fortification of Belsk (Bolsoe Belskoe Gorodisce): *Studijne zvesti archeologickeho ustavu SAV 41, 2007. 7th Internationale Conference on Archeological Prospection. 11—15 September, 2007, NITRA, Slovakia*. Topics and abstracts, 254—256.
- Zollner H., Makhortykh S., Orlyuk M., Ullrich B., 2007. Results from a geophysical Prospection of the skythian Settlement of Belsk: *Computer Applications and Quantitative Methods in Archeology. Berlin, 2—6 April*. Layers of Perception. Program and Abstracts. P. 43.

Отражение радоновых аномалий в магнитном поле и тектонических элементах Беларуси

© Р.Г. Гарецкий, Г.И. Каратаев, А.В. Матвеев, 2016

Институт природопользования НАН Беларуси, Минск,
Республика Беларусь

Поступила 17 июня 2016 г.

Представлено членом редколлегии М.И. Орлюком

Опосередковано через генетичні типи четвертинних відкладів встановлено закономірності, що пов'язують радонові аномалії в ґрунтовому повітрі покривних відкладів різного генезису з магнітними аномаліями і тектонічними елементами Білорусі. Помічено, що інтенсивність радонових аномалій збільшується при переході до тектонічних структур, які витримали багатостадійні процеси активізації. Лінійно витягнуті аномалії корелюють з глибинними розломами літосфери.

Ключові слова: радонові аномалії, магнітні аномалії, тектонічні структури, глибинні розломи.

Радоновые аномалии формируются в результате радиоактивных процессов урановых элементов, диспергированных в горных породах в основном в классе гранитоидов. Радоновый газ и продукты его распада диффундируют по трещинам и разломам в почвенный воздух покровных отложений, скапливаясь в низинах, оврагах, а на территории населенных пунктов — в канализации, подвалах и погребях. Факт связи радоновых аномалий с горными породами и разломной тектоникой дает основания к проведению исследований взаимосвязи радоновых аномалий с геофизическими полями и тектоническими элементами. Этому вопросу и посвящена настоящая статья. Для этого на территории Беларуси были проведены исследования по выявлению закономерностей, связывающих геолого-геофизические данные с распределением концентраций радона.

Как известно, в цепочке процесса распада $^{238}\text{U} \Rightarrow ^{226}\text{Ra}$ образуется дочерний изотоп — радон ^{222}Rn . Это тяжелый инертный радиоактивный бесцветный газ без запаха, слегка флюоресцирующий голубым светом. Период полу-

распада 3,82 суток. Он в 7,5 раз тяжелее воздуха ($9,81 : 1,293 \text{ кг/м}^3$). Радон и его короткоживущие изотопы (^{220}Rn и ^{219}Rn) являются интенсивными альфа-излучателями с энергией от 5,48 до 7,68 МэВ. Это обуславливает их активное воздействие на биологические ткани внутренних органов человека (бронхи, легочный эпителий и т. д.).

В геологическом аспекте концентрация радона в воздухе обусловлена, прежде всего, особенностями вещественной структуры разреза верхней части земной коры — распространением пород класса гранитоидов, как основных вмесителей урана и урановых соединений, формирующих радон, а также степенью разломности геологической среды, обеспечивающей интенсификацию проникновения радоновых эманацій из глубин земной коры в атмосферу. Радон может находиться и в осадочных, и в любых метаморфических горных породах, которые обладают небольшой радиоактивностью. Он распространен также на территориях, сложенных легкопроницаемым гравийно-песчаным и глинистым материалом. Например, на

территории Беларуси наибольшие значения объемной активности радона (ОАР) приурочены к моренным, лессовидным, озерно-ледниковым глинам, суглинкам и супесям и к сильноразложившимся разновидностям торфа — до 48 400—58 000 Бк/м³, а минимальные (до 3100—6600 Бк/м³) — к промьгтым песчаным разновидностям флювиогляциальных, краевых ледниковых и аллювиальных отложений; отмечается высокое содержание радона в активизированных тектонических разломах [Матвеев, 2015]. Низкие концентрации радона были установлены в помещениях населенных пунктов Брестской, Гомельской областей, а также южных районов Минской и юго-западных районов Могилевской областей, повышенные концентрации — в помещениях населенных пунктов Витебской, Гродненской, северо-восточных районов Могилевской областей. Неравномерность распределения радона по населенным пунктам республики составляет 2—4 раза. Отмечено наличие "пятен" с опасной концентрацией радона в пределах 200—400 Бк/м³ в районах Витебской, Гродненской и Могилевской областей [Ярошевич и др., 2010; Карабанов и др., 2015].

В частности, отмечено, что вода, которая в дождливую погоду заполняет микротрещины в земной коре, а также снежный покров являются препятствием доступа радона в воздух. Наоборот, в преддверии землетрясений, когда в верхах земной коры образуются микротрещины, наблюдается более высокая интенсивность привноса радона в атмосферу. Очень важным источником радона служат глубинные разломы.

В геологии измерения содержания радона в воздухе и воде применяется для поиска месторождений урана и тория, радоновых вод, а также для выявления современных активных тектонических разломов, на которые может указывать повышенное содержание радона в приземном и подпочвенном воздухе; в гидрогеологии — для исследования взаимодействия грунтовых и речных вод. Динамика концентрации радона в подземных водах может применяться для прогноза землетрясений [Уткин, Юрков, 2010].

Радиоактивное альфа-излучение радона проникает в организм человека вместе с вдыхаемым воздухом через слизистые оболочки и через желудок, но плохо проникает через кожу. Попадая в организм, радон способствует процессам, приводящим к раку легкого. Распад ядер радона и его дочерних изотопов в легочной ткани вызывает микроожог, поскольку вся энер-

гия альфа-частиц поглощается практически в точке распада. Особенно опасно сочетание воздействия радона и курения.

В лечебных целях ²²²Rn применяется в виде радоновых ванн при лечении заболеваний суставов, костей, периферической нервной системы, хронических гинекологических заболеваний и др. Альфа-излучение стимулирует, активизирует жизненные силы организма, это своеобразный "радиоактивный массаж". Раны заживают быстрее, восстанавливаются поврежденные нервные волокна, быстрее восстанавливается костная ткань при переломах, излечиваются кожные заболевания; восстанавливается здоровый сон, исчезают боли и спазмы в мышцах, кровяное давление приходит в норму и т. д. Применяется также в виде ингаляций, орошений, приема внутрь воды, содержащей радон. Период полувыведения из организма — в пределах суток.

Отмечается, что радионуклиды радона обуславливают более половины всей эквивалентной дозы радиации, которую в среднем получает организм человека от природных и техногенных радионуклидов окружающей среды. Предельно допустимое поступление ²²²Rn через органы дыхания равно 146 МБк/год.

С точки зрения безопасности жизнедеятельности человека важным фактором радоновой радиации является то, что природный радоновый газ из недр земной коры перемещается в атмосферу и, будучи существенно тяжелее воздуха, концентрируется в низменных участках местности и в подвальных помещениях промышленных и жилых зданий. Установлено, что при этом нередко превышает уровень предельно допустимых концентраций радона, установленных для работников урановых рудников. Пожалуй, наиболее исчерпывающе эта проблема изложена в лекциях проф. И. Н. Бекмана (Лекция 4. Радон в жилых помещениях. <http://www.avdspb.ru/Docs/radon.pdf>). В частности, он отмечает, что "относительно большой период полураспада радона (3,82 суток) и высокая способность к диффузии позволяют ему распространяться по порам и трещинам в почве, через щели в фундаменте зданий, поступать из подвалов в помещения и при отсутствии вентиляции накапливаться там в значительных концентрациях. Сейчас очевидно, что просачивающийся сквозь неплотности в перекрытиях радон представляет собой главный источник радиоактивного облучения населения в закрытых помещениях", "... во многих странах цены на жилье формируются с учетом величины кон-

центрации радона в помещениях. Поэтому мониторинг радона в местах обитания человека и разработка мер по снижению поступления в них радона представляет собой актуальную проблему".

Во многих странах проводят экологический мониторинг концентрации радона в зданиях, особенно в тех, которые расположены в районах геологических разломов, являющихся каналами поступления радона из земной коры. Учитывая, что многие строительные материалы содержат радиоактивные элементы, из материнских нуклидов в воздух жилых помещений поступает генерируемый ими радоновый газ. В настоящее время концентрация радона в жилых помещениях регламентируется. Так, в России согласно федеральной целевой программе "Радон" (Постановление Правительства России от 06.07.94 г. № 809) она не должна превышать 100 Бк/м³. Международная комиссия по радиологической защите указывает на то, что если концентрация радона в регионе 200 Бк/м³, то необходимо предпринимать предупредительные меры. В частности, при концентрации радона в жилых зданиях свыше 400 Бк/м³ может быть поставлен вопрос о переселении жильцов.

Итак, постоянно образуемый в земной коре радон постепенно по трещинам проникает в атмосферу и накапливается в поверхностных грунтах в низменных, плохо проветриваемых участках, откуда диффундирует в жилые и производственные помещения, где концентрируется в основном на нижних этажах. Радон и продукты его распада являются источниками радиоактивного заражения человека. Для обеспечения безопасности населения от вредного влияния радона изучается характер распространения концентраций радона на исследуемых территориях и составляются соответствующие карты радоновых аномалий. Для территории Беларуси и отдельных ее участков по результатам точечных измерений содержания радона в воздухе жилых домов и в почвенном воздухе покровных отложений построены карты радонового заражения [Матвеев, 2015; Карабанов и др., 2015; Ярошевич и др., 2010]. В частности, в докладе "Projects 571" [Garetsky, 2014] отмечается, что в целом по всем семи областям Беларуси объемная активность радона и дочерних продуктов его распада в воздухе помещений находится в диапазоне 60—130 Бк/м³, достигая в отдельных зданиях почти 1500 Бк/м³. Это дает годовую эффективность дозы облучения населения в среднем 3,8 мЗв/год (в отдельных зданиях максимум до 60 мЗв/год), что на-

много выше аналогичного параметра облучения населения в настоящее время, обусловленного чернбыльскими радиоактивными выпадениями: в г. Брагин — 0,47, в г. Наровля — 0,31, в г. Хойники — 0,2 мЗв/год. В почвенном же воздухе покровных отложений объемная активность радона на территории Беларуси может достигать величин свыше 58 000 Бк/м³ [Матвеев, 2015].

Разумеется, объем точечных исследований весьма ограничен и для надежного прогнозирования аномального поля радона на исследуемой территории необходимо привлечение связанных с распространением радона по площади геолого-геофизических материалов, характеризующих тектонику, вещественный состав верхней части земной коры, геологию четвертичных отложений, распределение разломов различной категории и т. п. На основании выявленных закономерностей "радон—геология" и должны строиться соответствующие "радоно-геологические" модели, обеспечивающие надежный прогноз концентраций радона на площадях.

С использованием геологических (геоморфологических) данных построена Карта распределения объемной активности "грунтового" радона в почвенном воздухе покровных отложений Беларуси [Матвеев, 2015]. Анализируя точечные данные о радонопродуцируемом потенциале основных генетических типов покровных отложений (геологический фактор), были установлены следующие закономерности:

- для территорий (тип I), характеризующихся преобладанием флювиогляциальных, краевых ледниковых, болотных покровных отложений, ОАР в поровом воздухе колеблется в среднем в интервале 4300—14 900 Бк/м³, максимальные значения — до 20 900 Бк/м³;
- территории (тип II), где преимущественно распространены флювиогляциальные, моренные, озерно-ледниковые отложения, ОАР составляет 7000—20 900 Бк/м³ (в среднем 9700 Бк/м³);
- территории распространения наиболее глинистых моренных супесей и суглинков с чередованием моренных и лессовидных супесей и суглинков, краевых ледниковых песчано-гравийных отложений и флювиогляциальных песков относятся к типу III. Интервал значений ОАР равен 8500—16 600 Бк/м³, а максимум — 28 200 Бк/м³. Это потенциально радоноопасные участки;
- территории с преобладанием моренных

и лессовидных покровных отложений с ОАР от 11 900 до 18 700 Бк/м³ (максимум до 28 200 Бк/м³) потенциально радоноопасны (тип IV);

- территории распространения озерно-ледниковых глин и суглинков со значениями ОАР от 17 100 до 30 000 Бк/м³ (тип V) относятся к радоноопасным участкам (таблица).

Районы первого и второго типов радоновых аномалий относятся к классу относительно радонобезопасных.

Поскольку покровные отложения являются одним из факторов формирования земной коры Беларуси, хотя они в значительной степени обязаны деятельности ледников, закономерности "радон — покровные отложения" должны найти отражение в разломной тектонике и в геофизических полях.

Сопоставление карты радоновых аномалий с картой кристаллического фундамента Беларуси (рис. 1) позволяет наметить следующие закономерности. Во-первых, северный борт Припятско-Брестского пояса разломов четко отбивает южную границу субширотного пояса радоновой аномалии типа II (флювиогляциальные и моренные, озерно-аллювиальные, краевые ледниковые, аллювиальные отложения). Поскольку по данным физико-геологического моделирования гравитационного и магнитного полей глубинные разломы, контролируемые северный борт Припятско-Брестского пояса разло-

мов, имеют тенденцию к падению на юг, можно предположить, что формирование рассматриваемого субширотного радонового поля непосредственно связано с глубинными радиоактивными источниками (радоновый газ целенаправленно перемещался с больших глубин вдоль наклонной плоскости сместителя разлома в северном направлении). Во-вторых, наблюдается хорошая закономерная корреляция последовательной смены контуров различных типов радоновых аномалий с юга на север в Центрально-Белорусской сутурной зоне. При этом простираются структуры покровных отложений подчинены общей субширотной направленности сближения Фенноскандинавского и Сарматского геосегментов. Однако подобной закономерной корреляции не наблюдается для Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса (слагающие пояс тектонические структуры фундамента имеют линейную тенденцию северо-восточного простираения, в то время как контуры радоновых аномалий, связанные со структурами более молодых покровных отложений, обусловленных своим формированием ледниковым процессам, к ним дискордантны). В-третьих, Полоцко-Курземскому субширотному поясу разломов соответствует зона наибольшей радоноопасности (тип V, распространение озерно-ледниковых отложений). Причем следует отметить, что в отличие от Припятско-Брестского пояса разломов южный субширотный глубинный раз-

Характеристика типов радоновых аномалий в покровных отложениях и их соотношения с магнитными аномалиями

Тип соотношений радоновых аномалий покровных отложений и магнитных аномалий	Средние значения ОАР, Бк/м ³	Интервал значений ОАР, Бк/м ³	Максимальные значения ОАР, Бк/м ³
I — системы в основном положительных аномалий, диспергированных локальными отрицательными аномалиями	8500	4300—11 300	20 900
II — в основном положительные магнитные аномалии, за исключением контуров 2/6 и 2/8	9700	7000—14 900	20 900
III — магнитные положительные и отрицательные аномалии	11 700	8500—16 600	28 200
IV — отрицательное магнитное поле в окружении локальных положительных аномалий	15 200	11 900—18 700	28 200
V — отрицательные магнитные аномалии	22 700	17 100—28 600	30 000

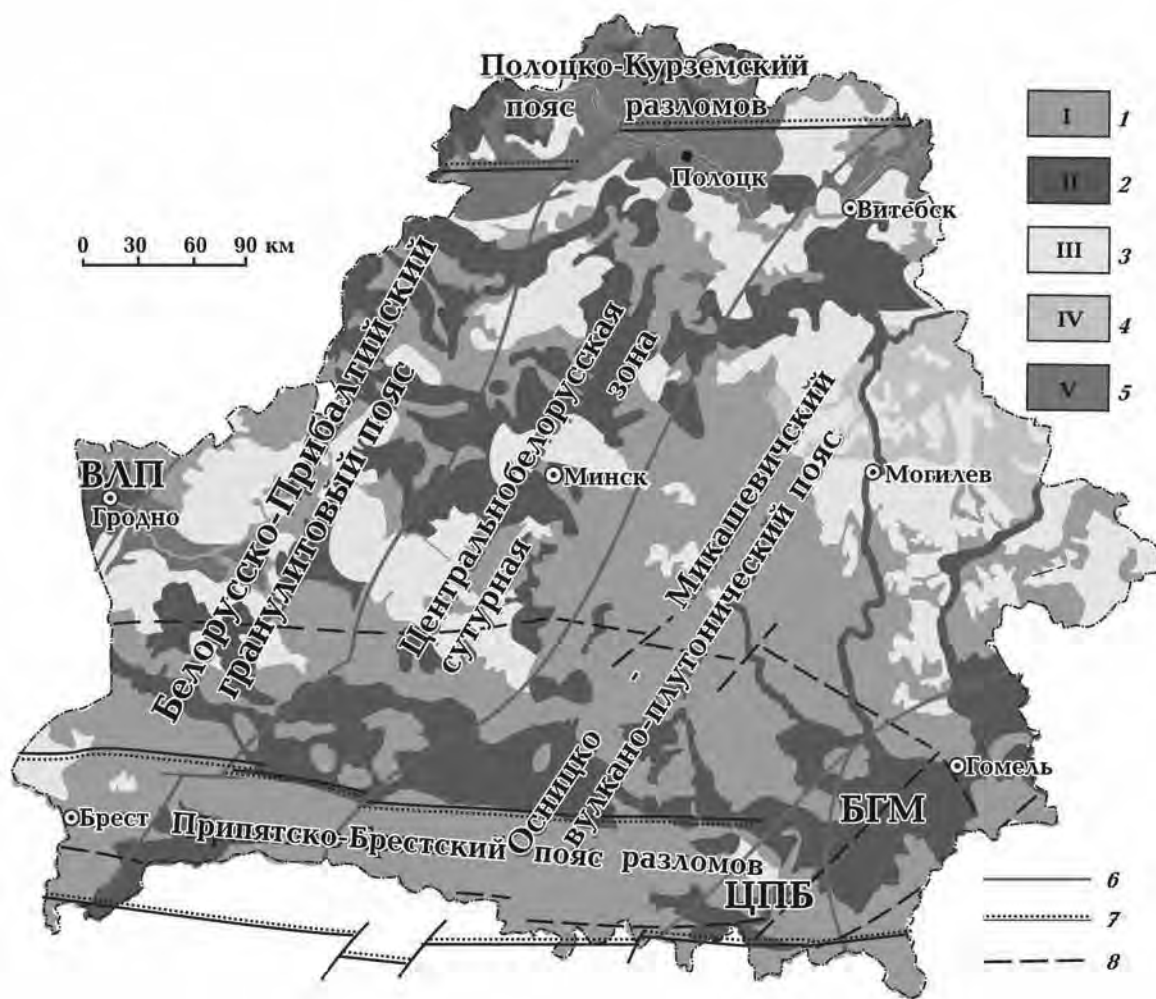


Рис. 1. Схема аномалий объемной активности радона в почвенном воздухе на территории Беларуси, по [Матвеев, 2015], в сопоставлении с тектоническим районированием кристаллического фундамента, по [Гарецкий, Каратаев, 2014]: 1—5 — типы радоновых аномалий разного генезиса, 6—8 — разломы (6 — глубинные разломы фундамента, 7 — границы региональных поясов разломов, 8 — разломы чехла). БГМ — Брагинский гранулитовый массив, ВЛП — Восточно-Литовский пояс, ЦПБ — Центрально-Припятский блок.

лом Полоцко-Курземского пояса разломов по данным физико-геологического моделирования гравитационного и магнитного полей характеризуется практически вертикальным падением плоскости сместителя. Поэтому, скорее всего, радоновая аномалия здесь практически равномерно распространена относительно разлома. В-четвертых, обращает на себя внимание Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс: в его центральной части находится слабая по интенсивности радоновая аномалия I типа, но в северо-восточной части наблюдаются интенсивные радоновые аномалии IV типа до $28\ 200\ \text{Бк}/\text{м}^3$. Наконец, на западе Беларуси Восточно-Литовскому поясу, а на юго-востоке Брагинскому гранулитовому массиву со-

ответствуют локальные площади радоновых аномалий II типа.

Для понимания физико-геологической природы формирования радоновых аномалий на территории Беларуси сравним контуры их распространения с аномальным магнитным полем (рис. 2).

Прежде всего, следует отметить отсутствие корреляции магнитных аномалий с радоновым полем на западе Беларуси, в тектоническом отношении территориально совпадающим с восточной оконечностью Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса. Это обусловлено тем, что структуры фундамента четко линейно вытянуты в северо-восточном направлении, а покровные отложения в основном субширотного

простираения (что, на наш взгляд, обусловлено различной историей формирования фундамента и покровных отложений).

Восточную половину территории Беларуси относительно корреляции магнитных и радоновых аномалий можно сравнить с условным треугольником, в центре которого находится радонобезопасная область 1/2, для которой характерно в основном положительное магнитное поле, диспергированное отдельными локальными отрицательными аномалиями. Западная сторона треугольника соответствует группе ло-

кальных радоновых аномалий различного типа, совпадающих с локальными магнитными аномалиями. Южная сторона рассматриваемого треугольника связана с линейной радоновой аномалией 1/4, отраженной в положительной линейной магнитной аномалии субширотного простираения. Восточная же сторона треугольника характеризуется в основном существенно положительным магнитным полем, в центральной части которого выделена радоноопасная геоморфологическая область IV типа с преобладающим развитием локальных отрицательных

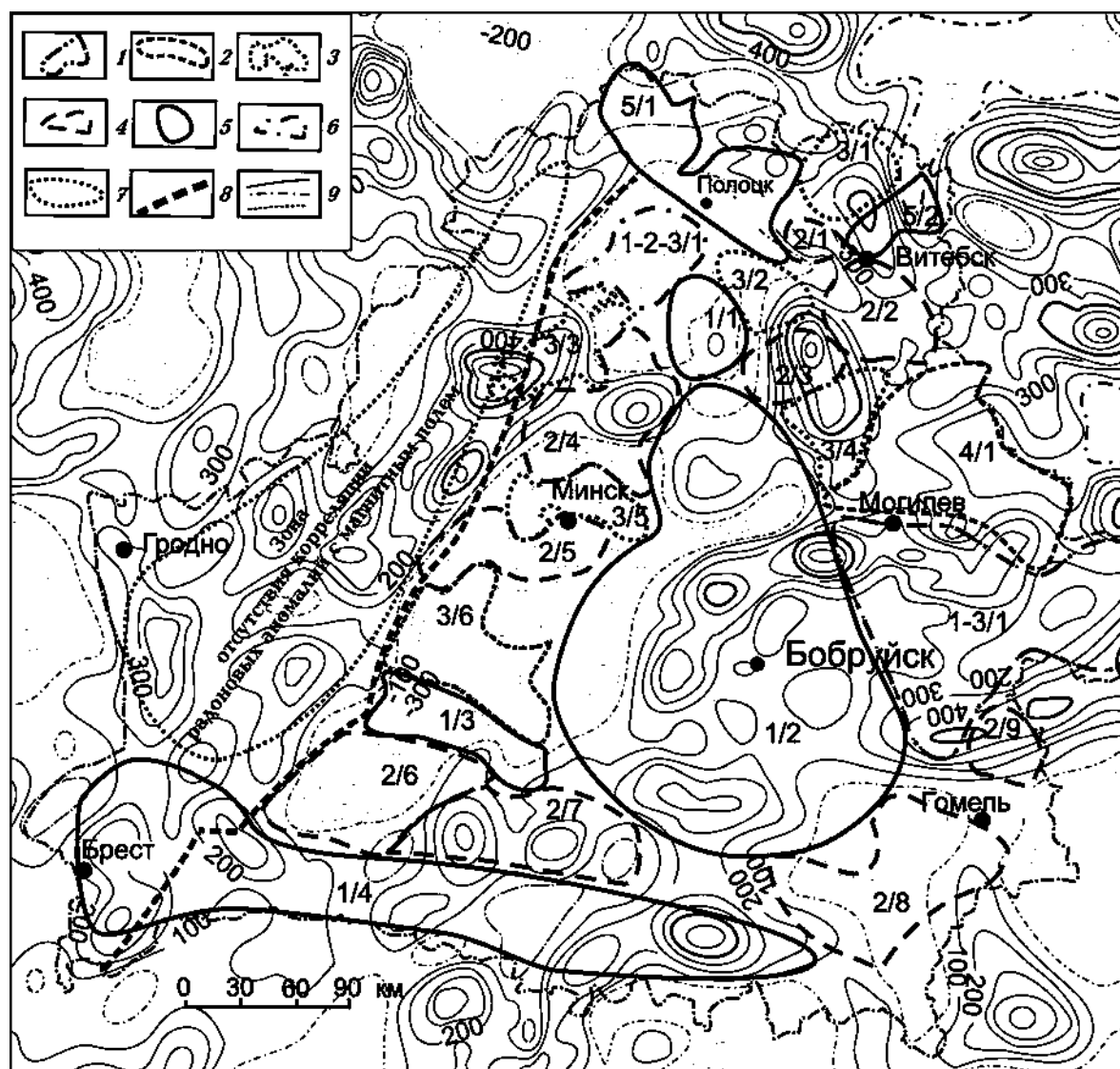


Рис. 2. Соотношение магнитных [Карта ..., 1974; Національны ..., 2002] и радоновых [Матвеев, 2015] аномалий на территории Беларуси: 1—5 — контуры радоновых аномалий согласно рис. 1; 6 — смешанный тип 1 и 3; 7 — контур зоны отсутствия корреляции радоновых и магнитных аномалий; 8 — восточная граница Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса — Кореличский глубинный краевой разлом; 9 — изолинии магнитного поля (положительные, нулевая, отрицательные), нТл; цифры в контурах — условные названия зон однородных радоновых аномалий.

магнитных аномалий. Вызывают интерес закономерности в углах треугольника: к ним приурочены соотношения отрицательных магнитных аномалий с радоновыми аномалиями, относимыми к классу практически радонобезопасных (участки 1-2-3/1, 2/6, 2/8). В таблице приведена характеристика аномального магнитного поля для разных генетических типов радоновых аномалий.

Для территории Беларуси, в частности, установлена следующая связь вещества фундамента с магнитным полем [Глубинное ..., 1991]: отрицательные магнитные аномалии обусловлены биотитовыми гранитогнейсами, мигматитами, гранитами лейкократовыми, кварцитами, альбитами, амфиболитами; магнитные породы $((0,7—1,0) \cdot 10^{-3}$ СГС) — амфиболовые, амфибол-пироксеновые, биотит-пироксеновые плагиогнейсы и кристаллосланцы, биотитовые, биотит-гранатовые плагиогнейсы с магнетитом, диориты, гранодиориты, амфиболовые и пироксеновые гранитогнейсы, эндробиты, мостовские граниты; сильномагнитные породы $((1,1—5,0) \times 10^{-3})$ — локальные тела (интрузии): габбро-нориты, нориты, габбро-диабазы, габбро-амфиболиты — создают существенно положительные магнитные аномалии.

Таким образом, хорошая корреляция магнитного поля и радоновых аномалий для центральной и восточной частей Беларуси подтверждает известный тезис, что радоновые аномалии формируются в результате радиоактивного распада урановых элементов, диспергированных в геологических телах класса гранитоидов. В связи с этим предлагаем в "радоно-магнитную" модель ввести критерий, связывающий (см. таблицу) магнитные и радоновые аномалии.

Для понимания природы формирования радоновых аномалий на территории Беларуси и увязки отмеченных выше тектонических соотношений с радоновыми аномалиями и данными сопоставления магнитного и радонового полей сравним особенности геологического строения Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса, Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса и Центрально-Белорусской сутурной зоны. Как известно [Геология ..., 2001], фундамент Осницко-Микашевичского пояса сложен преимущественно магматическими поро-

дами, сформировавшимися во второй половине раннего протерозоя и не претерпевшими существенного регионального метаморфизма (преобладают гранитоиды диорит-гранодиорит-гранитной формации; вулканические породы, имеющие кислый и умеренно кислый состав, развиты ограниченно). Белорусско-Прибалтийский пояс сложен гранулитовыми блоками (преобладающие типы пород — основные кристаллические сланцы и амфиболиты, частично преобразованные в эндробиты и чарнокиты), разделенными высокотемпературными бластомилонитами (сложены в основном интенсивно гранитизированными биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами). В пределах этого пояса ограниченно распространены верхнеархейские метаморфические толщи, отсутствуют отложения раннего протерозоя, слабо проявлен раннепротерозойский метаморфизм.

Центрально-Белорусская сутурная зона, разделяющая Белорусско-Прибалтийский гранулитовый и Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояса, сложена амфиболито-гнейсовым и гнейсосланцевым комплексами пород позднеархейско-раннепротерозойского возраста.

Столь существенное различие в истории формирования рассматриваемых поясов и разнотипность относимых к ним радоновых аномалий дает основания сформулировать следующий тектонический критерий "радонотектонической" модели: слабые по интенсивности радоновые аномалии (типы I, II) приурочены главным образом к тектоническим структурам, не претерпевшим существенного регионального метаморфизма (Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс) и высокой степени активизации. Наоборот, тектонические структуры типа Центрально-Белорусской сутурной зоны, претерпевшие в истории своего развития многоэтапные процессы активизации, обладают относительно высокими значениями радоновых аномалий.

В заключение заметим, что линейно вытянутые радоновые аномалии коррелируют с глубинными разломами литосферы; для выявления закономерностей авторы планируют провести соответствующие исследования в рамках физико-геологического моделирования "радоно-геофизического" разреза литосферы.

Список литературы

- Гарецкий Р. Г., Каратаев Г. И.* Шовные зоны Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии. Минск: Беларуская навука, 2014. 120 с.
- Геология Беларуси.* Под ред. А. С. Махнач, Р. Г. Гарецкого, А. В. Матвеева и др. Минск: Изд. Ин-та геолог. наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.
- Глубинное строение и динамика земных недр территории Белоруссии.* Под ред. Р. Г. Гарецкого. Минск: Навука і тэхніка, 1991. 317 с.
- Карабанов А. К., Чунихин Л. А., Дроздов Д. Н., Чеховский А. Л., Жук И. В., Ярошевич О. И., Конопелько М. В.* Карта радонового риска Республики Беларусь. *Природные ресурсы.* 2015. № 2. С. 73—79.
- Карта аномального магнитного поля СССР.* 1 : 2 500 000. Москва: Изд. Мингео СССР, 1974.
- Матвеев А. В.* Особенности распределения "местного" (грунтового) радона в почвенном воздухе покровных отложений Беларуси. *Докл. НАН Беларуси.* 2015. Т. 59. № 4. С. 107—112.
- Нацыянальны атлас Беларусі.* Под ред. М. В. Мясниковича. Минск, 2002. 27 с.
- Уткин В. И., Юрков А. К.* Радон как индикатор геодинамических процессов. *Геология и геофизика.* 2010. Т. 51. № 2. С. 277—286.
- Ярошевич О. И., Жук И. В., Карабанов А. К.* Пилотный мониторинг радона в воздухе зданий в Витебской области и оценка доз облучения населения, обусловленного радоном. *Сб. научн. трудов научно-практической конференции с международным участием "Здоровье и окружающая среда", Минск 30 сентября 2010 г.* Минск, 2010. Вып. 15. С. 231—239.
- Garetsky R. G.,* 2014. Project 571 "Radon, Health and Natural Hazards" (2009—2014). Summary report: From the National Committee of Belarus on the International Geological Correlation Program (IGCP) on the activity in 2010, 11—14.

Reflectance of radon anomalies in magnetic field and tectonic elements of Belarus

© *R. G. Garetsky, G. I. Karatayev, A. V. Matveyev, 2016*

Regularities connecting radon anomalies in soil air of cover deposits of different genesis with magnetic anomalies and tectonic elements of Belarus have been indirectly determined through genetic types of Quaternary deposits. It is noted that the intensity of radon anomalies increases with transition to the tectonic structures subjected to multi-step processes of activation. Linearly stretched radon anomalies correlate with the deep faults of lithosphere.

Key words: radon anomalies, magnetic anomalies, tectonic structures, deep faults.

References

- Garetsky R. G., Karataev G. I.,* 2014. Suture Zone Fennoscandia, Sarmatia and the Volga-Ural region. Minsk: Belaruskaya Navuka, 120 p. (in Russian).
- Belarus Geology,* 2001. Eds A. S. Makhnach, R. G. Garetskiy, A. V. Matveev et al. Minsk: The publication of the Institute of Geological Sciences, National Academy of Sciences, 815 p. in Russian).
- Deep structure and dynamics of Earth's interior territory of Belarus,* 1991. Ed. R. G. Garetskiy. Minsk: Navuka i tehnika, 317 p. (in Russian).
- Karabanov A. K., Chunikhin L. A., Drozdov D. N., Cherkhovskiy A. L., Zhuk I. V., Yaroshevich O. I., Konopelko M. V.,* 2015. Map of radon risk of the Republic of Belarus. *Prirodnye resursy* (2), 73—79 (in Russian).

- Map of the anomalous magnetic field of the USSR, 1974. 1 : 2500000. Moscow: Publishing House Ministry of Geology of USSR (in Russian).
- Matveev A. V., 2015. Features of distribution of "local" (ground) of radon in the soil air Belarus overburden. *Doklady NAN Belarusi* 59(4), 107—112 (in Russian).
- The National Atlas of Belarus, 2002. Ed. M.V. Myasnikovich. Minsk, 27 p. (in Belarusian).
- Utkin V.I., Yurkov A.K., 2010. Radon as an indicator of geodynamic processes. *Geologiya i geofizika* 51(2), 277—286 (in Russian).
- Yaroshevich O.I., Zhuk I.V., Karabanov A.K., 2010. Pilot monitoring radon in the air of buildings in the Vitebsk region and assessment of public exposure due to radon. *Coll. Sci. works scientific-practical conference with international participation "Health and Environment"*, Minsk 30 September 2010, 15, 231—239 (in Russian).
- Garetsky R. G., 2014. Project 571 "Radon, Health and Natural Hazards" (2009—2014). Summary report: From the National Committee of Belarus on the International Geological Correlation Program (IGCP) on the activity in 2010, 11—14.

*С глубоким уважением и благодарностью
посвящается выдающемуся ученому-магнитологу
Зинаиде Александровне Крутиховской*

Мафические дайки Ингульского мегаблока (Украинский щит): связь поверхностных и глубинных структур литосферы, разломная тектоника и геодинамика

© И. К. Пашкевич, М. И. Бакаржиева, 2016

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 9 сентября 2016 г.

Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым

Уточнено морфологию, структурную позицию, будову та насиченість роїв дайок Ингульського мегаблока Українського щита. Встановлено нові рої дайок "другого порядку". Визначено райони перетину "трас" роїв дайок, які розглядуто як магматичні осередки на різних поверхнях літосфери з характерними особливостями її будови. Ці осередки пов'язані з проявом комірок неодноразово активізованого плюма. Аналіз глибинної будови та особливостей неоднорідності земної кори і мантії в районах передбачуваних магматичних осередків дайок дали змогу дійти висновку про їх зв'язок з пульсуючим мантійним плюмом. Під його впливом розплавлений мантійний матеріал просувався зі сходу мегаблока на захід з більших літосферних глибин на менші. Утворилися дайки у північно-західних розломах, але Голованівська шовна зона обмежувала подальше поширення матеріалу.

Ключові слова: дайки, рої дайок, магматичні осередки, мантійний плюм, літосфера.

Введение. Ингульский мегаблок Украинского щита (УЩ) занимает центральное положение на щите и является своеобразной зоной сочленения эндербит-гранулитовой (к западу от него) и гранит-зеленокаменной (к востоку) областей по трансрегиональному тектоническому шву Херсон—Смоленск в центре мегаблока. Он расположен между Голованевской (ГШЗ) и Ингулецко-Криворожской шовными зонами, которые, в свою очередь, ограничены крупнейшими зонами разломов мантійного заложения — Тальновской, Звенигородско-Братской, Западно-Ингулецкой и Криворожско-Кременчугской. Большинство месторождений и проявлений таких рудных полезных ископаемых, как золото, уран и алмазы, находится в Ингульском мегаблоке УЩ [Кировоградский ..., 2013].

Многочисленная активизация трансрегионального тектонического шва Херсон—Смоленск зафиксирована проявлением магматизма в кон-

це палеопротерозоя и формированием многофазных Новоукраинского массива и Корсунь-Новомиргородского габбро-анортозит-рапакиви-гранитного плутона, а также максимальной на УЩ концентрацией мафических даек, описанных в ряде публикаций [Bogdanova et al., 2013; Shumlyanskyu et al., 2015 и др.].

Дайки сгруппированы в рои различных направлений, среди которых особый интерес представляют радиальные рои даек. Они могли быть связаны с мантійными плюмами и, как показала практика исследований многих крупных магматических провинций (Large Igneous Provinces — LIP), позволяют выявить мантійные магматические очаги ("focus" по [Ernst, 2014]). Неоднократное поступление мантійного вещества в магматический очаг согласно мантійно-плюмовой модели объясняет тесную связь разновозрастных и различных по составу магматических образований в пределах таких про-

винций. В многочисленных исследованиях LP обращается внимание на характер сочленения роев даек, роль в их формировании "додайковой", "первичной" тектоники, геодинамики (границы кратонов, мобильные пояса, сдвиговые зоны, более древние рои даек и др.) и путей перемещения частично расплавленного вещества ослабленной литосферы, предшествующего внедрению даек [Jourdan et al., 2006 и др.].

Наше исследование является продолжением изучения приведенных в работе [Vogdanova et al., 2013] закономерностей формирования и структуры роев с конечной целью выделения магматических очагов (источников радиальных роев даек) и интерпретации их с точки зрения особенностей строения литосферы и мантийно-плюмовой геодинамики в позднем палеопротерозе.

Оно выполнялось в трех направлениях:

- более детальное картирование даек с использованием данных магнитных съемок масштаба 1 : 50 000 — 1 : 25 000, в том числе учтенных при составлении кондиционных геологических карт докембрийского фундамента, с целью уточнения морфологии, ориентации, строения и насыщенности дайками выделенных ранее роев;
- определение положения узлов пересечения "трасс" радиальных роев, идентифицированных в работах [Ernst, Buchan, 2001 а, б; Глуховский, Моралев, 2003; Jourdan et al., 2006; Ernst et al., 2010; Pisarevsky et al., 2014] как плюмы или магматические очаги основной магмы;
- исследование особенностей строения литосферы и неоднородностей мантии мегаблока, связанных с выделенными магматическими очагами.

Структурное положение роев. В пределах мегаблока (рис. 1) выделена система из шести главных радиальных роев преимущественно северо-западного простирания (Новоукраинский, Компанеевский, Александрийский, Боковьянский, Субботско-Мошоринский и Устиновский), в которую также входит меридиональный Ингуло-Каменский рой.

Рои даек северо-западного простирания, за исключением немногочисленных даек Новоукраинского роя, на северо-западе ограничены Глосским разломом северо-восточного простирания, а дайки Александрийского роя не прослежены в пределах Корсунь-Новомиргородского плутона. Рои часто контролируются серией активизированных правосторонних сдвигов.

Как следует из анализа простирания даек

мегаблока (рис. 2), главное направление соответствует 310—320°. В целом же выделяется две группы простирания: широкий спектр от 270 до 345° (около 490 даек), который свидетельствует о наличии нескольких радиальных систем роев даек, и "локальный" от 345 до 10° (73 дайки). При этом максимальная плотность даек первой группы составляет 30—35 км/10 км², второй — 20—25 км/10 км².

В дополнение к ранее опубликованной схеме роев даек [Vogdanova et al., 2013] были выявлены новые детали их строения (см. рис. 1). В пределах Новоукраинского роя и вдоль его северо-восточной границы под углом около 15° к нему выделены два параллельных роя северо-западного простирания (305—310°) "второго порядка" ("суб-рои") в виде оперения основного роя, связанные, вероятно, со сколовыми нарушениями при правостороннем сдвиге, происходившем по Новоукраинскому разлому в фазу его активизации, а также два дугообразных роя в узле пересечения Устиновского (У) и Новоукраинского (Н-У) роев.

Субпараллельно Субботско-Мошоринскому (С-М) и Александрийскому (Ал) роям к северу от них выделены два дополнительных широтных (С-М1, С-М2) и два роя западно-северо-западного (290—295°) простирания (Ал1, Ал2), свидетельствующие о существовании зон растяжения, сопутствующих зонам соответствующих разломов.

Особое положение в описываемом районе занимает Ингуло-Каменский (И-Км) рой, который находится к югу от Субботско-Мошоринской зоны и контролируется Кировоградским глубинным разломом. Дайки Ингуло-Каменского роя выделены в большинстве случаев как оси узких положительных магнитных аномалий. Максимальная насыщенность дайками отмечается в его южной части в области сочленения с Устиновским роём.

Кроме описанных крупных роев к востоку от Кировоградской зоны разломов и к югу от Субботско-Мошоринской зоны отмечаются единичные, иногда достаточно протяженные, широтные дайки и дайки северо-восточного простирания.

Структурные соотношения роев даек указывают на последовательность их формирования. Наиболее древним можно считать Ингуло-Каменский рой, поскольку он прерывается или смещается по разломам, контролирующим рои широтного и северо-западного простирания. Александрийский рой даек ограничивает Боковьянский (Бк) и Субботско-Мошо-

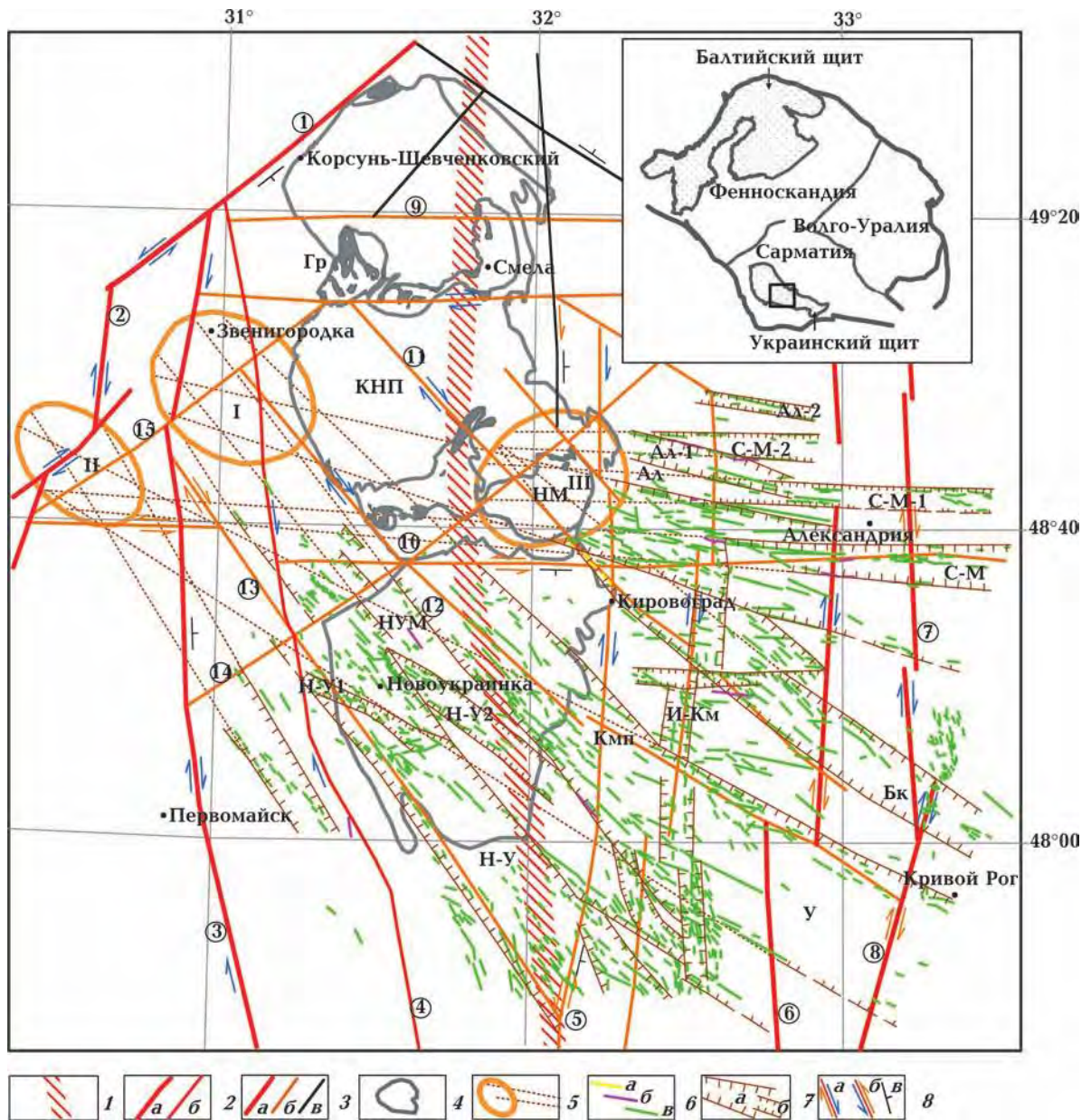


Рис. 1. Распространение мафических даек в сопоставлении с разломной тектоникой Ингульского мегаблока: 1 — зона раздвига Херсон—Смоленск; 2 — зоны разломов первого (а) и более высокого рангов (б); 3 — зоны разломов, образовавшихся: в начале раннего протерозоя (PR₁-I) (а), в конце раннего протерозоя (PR₁-II) (б), возраст не установлен (в) [Кировоградский ..., 2013; Гинтов, 2014]; 4 — контуры Новоукраинского (НУМ) массива, Корсунь-Новомиргородского плутона (КНП), массивов габбро-анортозитов; 5 — узлы пересечения "трасс" роев даек (I — НКА, (Новоукраинского, Компанеевского, Александровского), II — УС-М (Устиновского, Субботско-Мошоринского), III — С-МБк (Субботско-Мошоринского, Субботско-Мошоринского 1, Субботско-Мошоринского 2, Боковьянского)); 6 — дайки: кимберлитов (а); пикритов (б); диабазов (в); 7 — рои даек: главные (а), "второго порядка" (б); 8 — кинематические знаки (синие — во время заложения, желтые — при главной фазе активизации, а — правый сдвиг, б — левый сдвиг, в — направление падения). Зоны разломов: (цифры в кружках): 1 — Ядлов-Трактетимировская, 2 — Тальновская, 3 — Первомайская, 4 — Звенигородско-Братская, 5 — Кировоградская, 6 — Западно-Ингулецкая, 7 — Искровская, 8 — Криворожско-Кременчугская, 9 — Смелянская, 10 — Субботско-Мошоринская, 11 — Лелековская, 12 — Нерубаево-Лозоватская, 13 — Новоукраинская, 14 — Глодосская, 15 — Мошуровская (зона скальвания). Рои даек: Ал, Ал1, Ал2 — Александрийский, СМ, С-М1, С-М2 — Субботско-Мошоринский, Бк — Боковьянский, У — Устиновский, Кмп — Компанеевский, Н-У — Новоукраинский, Н-У1 Новоукраинский 1, Н-У2 — Новоукраинский 2, И-Км — Ингуло-Каменский; массивы габбро-анортозитов: НМ—Новомиргородский, Гр — Городищенский.

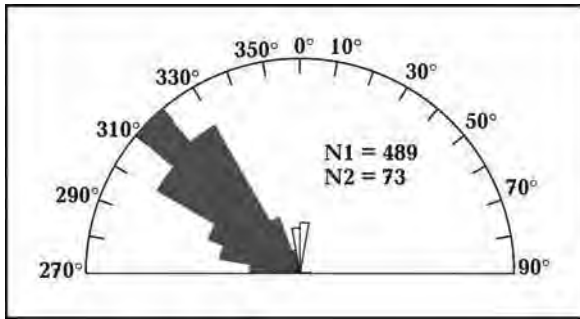


Рис. 2. Розы простирания магфических даек Ингульского мегаблока по [Bogdanova et al., 2013].

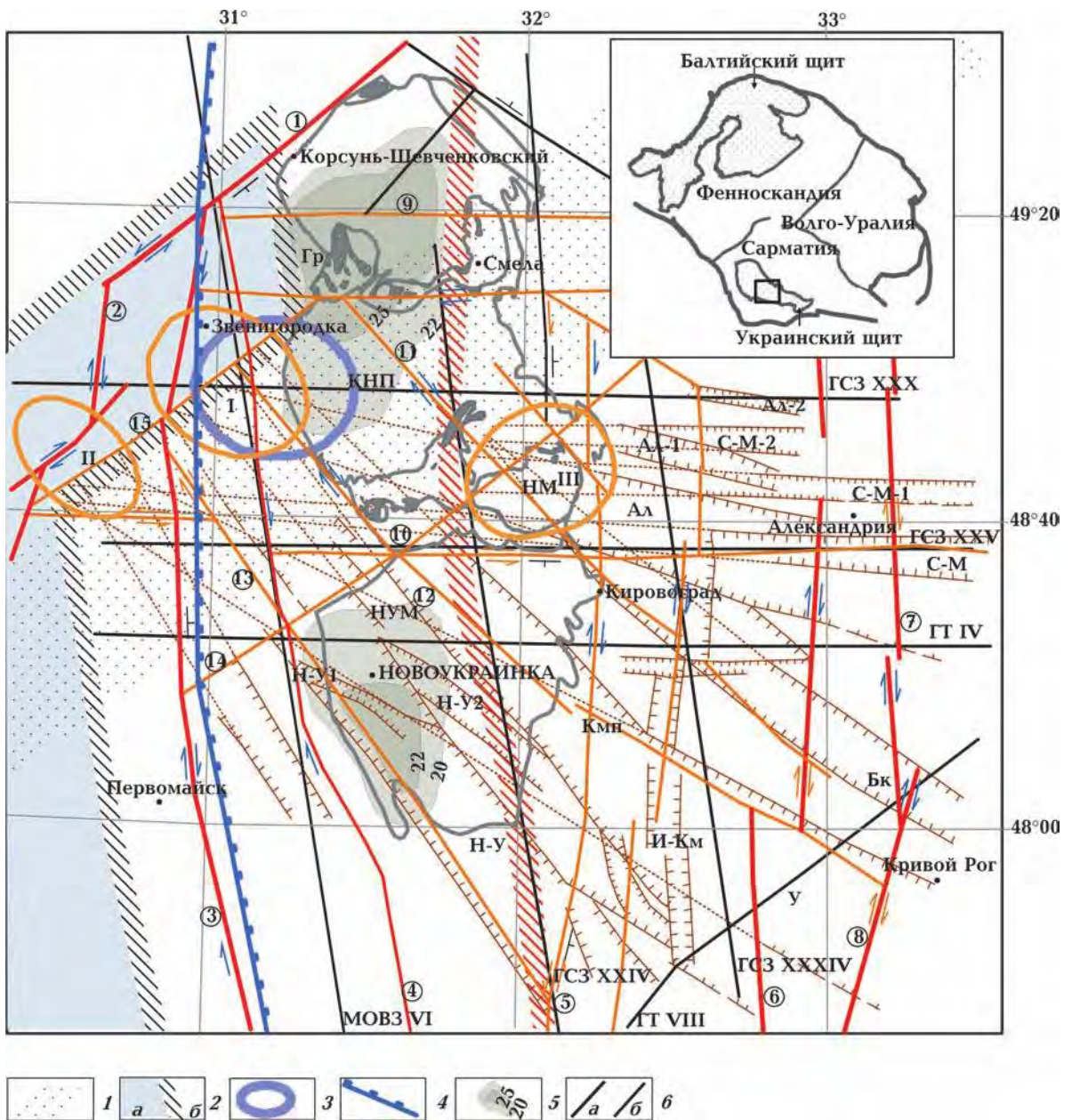


Рис. 3. Распространение роев магфических даек в сопоставлении с разломной тектоникой и элементами глубинного строения литосферы Ингульского мегаблока: 1 — литосферный линеймент "А" по [Сологуб, 1986]; 2 — граница между толстой (а) и тонкой (б) корой; 3 — проекция зоны отсутствия раздела Мохо по данным ГСЗ и МОВЗ; 4 — восточная граница проводника ($\rho = 25 \text{ Ом} \cdot \text{м}$) в верхней мантии с кровлей на глубине 70 км [Геолого-геофизическая модель ..., 2008]; 5 — мощность "базальтового" слоя в изолиниях (км) [Старостенко и др., 2015]; 6 — геотранверсы IV, VIII, профили ГСЗ XXIV, XXV, XXX, XXXIV (а), профиль МОВЗ VI (б). Другие условные обозначения см. на рис. 1.

ринский рой и может рассматриваться как более позднее образование относительно последних. В пределах Александрийского роя при этом есть отдельные широтные дайки и дайки северо-западного простирания, характерного для Субботско-Мошоринского и Боковьянского роев соответственно.

Сочленение Устиновского, Компанеевского и Ингуло-Каменского роев даек (см. рис. 1) образует сложный узел, в котором своеобразным "упором" служит меридиональная активизированная в позднем палеопротерозое Кировоградская зона разломов [Гинтов, 2014]. Здесь происходит изменение простирания Компанеевского роя (320°) на простирание Устиновского (300°), одиночные дайки последнего фиксируются в пределах Компанеевского роя, отмечаются дугообразные подвороты даек, связанные, возможно, с левосторонними сдвиговыми перемещениями по разломам в пределах Устиновского роя.

Общая картина распределения даек Ингульского блока определяется "додайковой" тектоникой и, прежде всего, наличием зон разломов, заложенных в раннем палеопротерозое — Тальновской, Первомайской, Звенигородско-Братской и Западно-Ингулецкой. Именно между Первомайской и Западно-Ингулецкой зонами разломов сосредоточено максимальное количество даек во всех роях, внедренных в период между формированием Новоукраинского массива трахитоидных гранитов (2,04—2,03 млрд лет) и Корсунь-Новомиргородского плутона гранитов рапакиви и габбро-анортозитов (1,76—1,74 млрд лет). Однако если к востоку от Западно-Ингулецкой зоны зафиксированы немногочисленные дайки Устиновского, Боковьянского и Александрийского роев, секущих Криворожскую структуру, а также дайки Субботско-Мошоринского роя, то к западу от Первомайской зоны разломов не отмечаются даже отдельные дайки. Не прослежены также дайки Александрийского и Субботско-Мошоринского роев и роев, параллельных им, как отмечалось выше, в Корсунь-Новомиргородском плутоне.

Состав и возраст даек. Данные о составе и возрасте даек описываемого региона могут быть косвенным доказательством многократной активизации предполагаемого мантийного плюма и разной глубинности магматических очагов на разных этапах его активизации. Поскольку многочисленные дайки предполагаются в основном по аномальному магнитному полю, выделить ареалы распространения

даек разного состава и установить положение их магматических очагов весьма затруднительно. В целом состав даек изменяется от пикритов до сиенитов как нормального, так и щелочного ряда с преобладанием основного и ультраосновного состава [Щербаков, 2005]. Авторы работы [Shumlyansky et al., 2015] по геохимическим и петрологическим данным в Ингульском мегаблоке выделяют три главных типа даек: кимберлиты; различные субщелочные высокомагнезиальные породы (пикриты, камптониты, субщелочные долериты и др.); толеитовые долериты. Породы первой и второй групп преимущественно развиты в северо-восточной части региона в районе Кировограда. Третья группа распространена повсеместно.

Как считают авторы [Shumlyansky et al., 2015], эти типы даек не связаны с фракционной дифференциацией исходного расплава. Породы первой группы являются продуктом расплава перидотитов нижней части субконтинентальной литосферной мантии. Породы второй группы происходят из материала геохимически обогащенного источника. Третья группа рассматривается как индикатор нижнекоревой контаминации. Таким образом, геохимические данные свидетельствуют о подлитосферной до подкоревой глубине парциального плавления для пород этих групп. Авторы заключают, что плавление обусловлено мантийным плюмом.

В работе [Усенко, 2014] выполнены оценки глубин образования магм разного состава. Преобладание среди интрузивных пород ультраосновных разновидностей, в том числе кимберлитов, указывает на дифференциацию расплавов на глубине порядка 200 км; при широком распространении основных пород и подчиненном количестве ультраосновных глубина дифференциации соответствует 150 км, с глубины 100 км отделяются расплавы, формирующие габбро, а также нефелиновые сиениты, а на глубине около 50 км образуются основные и кислые разновидности. Применительно к исследуемому региону эти оценки свидетельствуют о многократной активизации верхней мантии и нижней коры на разных глубинах.

Геохронологических данных о возрасте рассматриваемых даек недостаточно. Разными методами (R-Ag, Rb-Sr, U-Pb SIMS) оценен широкий временной интервал их внедрения — от 1900 до 1100 млн лет [Никольский, 1974; Гречишников и др., 1980; Цымбал и др., 1999; Юткина и др., 2005; Щербаков, 2005; Шумлянский, Мазур, 2010; Bogdanova et al., 2013; Митрохин и др., 2015 и др.]. Кроме мезо (палео?) -протезо-

розои́ских мафических даек в пределах Новоукраинского массива известны [Клочков та ін., 2001] также многофазные интрузии палеозойского возраста ($C_3—P_1$) лампрофиров типа минетт (штоки или многоактные трубки взрыва), окаймленные эруптивными брекчиями. Единичные дайки минетт известны и за пределами этих штоков.

Широкий возрастной интервал получен по данным разных методов: 1900 млн лет по данным К-Аг метода [Никольский, 1974] для флогопита, выделенного из пикрита; несколько К-Аг данных по породе от 1100 до 1700 млн лет [Гречишников и др., 1980]. Для кимберлитов [Цымбал и др., 1999] этим же методом оценен возраст в 1800 млн лет в то время, как Rb-Sr методом для кировоградских кимберлитов получен возраст $1770 \pm 9,4$ млн лет. Возраст долеритовой дайки (U-Pb SIMS метод) из Субботского карьера по циркону $1774,3 \pm 7,4$ млн лет [Shumlyanskyu et al., 2015]. В районе Кировограда методом U-Pb возраст 1810 ± 15 млн лет для долеритовой дайки в Лелековском кимберлитовом поле интерпретируется как возраст внедрения дайки.

Оценка положения вероятных магматических очагов даек. "Дайки основного состава, образующие рои, являются не только индикаторами геодинамических обстановок растяжения, но и определяют центры мантийных плюмов, с которыми они были связаны ..." [Глуховский, Моралев, 2003]. Положение таких плюмов, обусловивших внедрение крупных, иногда гигантских, роев даек, авторами ряда работ определяется как узлы пересечения "трасс" даек и относится к границам плит, террейнов, коллизионных швов [Ernst, Buchan, 2001 а, б; Глуховский, Моралев, 2003; Ernst et al., 2010; Pisarevsky et al., 2014 и др.]. Крупные магматические провинции являются следствием непродолжительных импульсов внутриплитного магматизма большого объема или магматизма субдукционного типа [Ernst, 2014]. Магматические очаги могут совпадать с плюмами в случае радиальных роев или располагаться вокруг него на расстоянии сотен километров или, в случае линейных роев, в одном из их концов [Ernst et al., 2001].

Авторами сделана попытка определить положение, охарактеризовать тектоническую позицию и особенности строения коры и мантии областей пересечения роев — "областей мантийных (или мантийно-коровых) источников" [Ernst, 2014]. Они определялись как области пересечения "трасс" роев даек, включающие узлы пересечений "трасс" отдельных даек. Пере-

сечение "трасс" Новоукраинского, Компанеевского и Александрийского роев образуют область НКА (см. рис. 1). В нее также входят более 200 узлов пересечения индивидуальных "трасс" даек. Область находится к западу от Шполянского массива Корсунь-Новомиргородского плутона в сложном узле пересечения Первомайской и Звенигородско-Братской глубинных зон разломов с Мошуровским.

Еще одну область пересечения "трасс" Устиновского, Субботско-Мошоринского роев и выделенного по аномальному магнитному полю роя из 16 даек северо-западного простирания юго-западнее Новоукраинского роя (УС-М) можно обозначить в районе смены простирания зоны Тальновского разлома по северо-восточному правостороннему сдвигу Мошуровского разлома (см. рис. 1).

Пересечение "трасс" Субботско-Мошоринского и Боковьянского роев образует третью область (С-МБк), в которую также может быть включен и Александрийский рой. Пространственно она совмещается с восточной частью и окрестностями Новомиргородского габбро-анортозитового массива. В области С-МБк пересекаются Субботско-Мошоринская зона разломов, Лелековский, Глодосский разломы диагональной системы и восточная ветвь меридиональной Кировоградской зоны.

Области узлов пересечения "трасс" роев даек относятся, так сказать, к "бездайковым" районам, все они соответствуют узлам пересечения крупных мантийных разломов, но имеют "индивидуальную" характеристику глубинного строения литосферы. Выделенные области можно рассматривать как проявление ячеек плюма в виде магматических очагов [Грачев, 2000].

Особенности разломной тектоники, глубинного строения земной коры и мантии. Области пересечения "трасс" дайковых поясов относятся к разным частям Ингульского мегаблока, разделенным меридиональным трансрегиональным тектоническим швом Херсон—Смоленск. Области НКА и УС-М располагаются к западной части мегаблока, а С-МБк — в восточной. Первые две области приурочены к сложному узлу пересечения зон крупных субмеридиональных Тальновского, Первомайского и Звенигородско-Братского глубинных разломов с Мошуровским разломом северо-восточного простирания (см. рис. 3), согласным с простиранием литосферного линеамента "Г" [Соллогуб, 1986], а также с изменениями глубинного строения земной коры ГШЗ. Обе эти области располагаются на северном продолжении

восточной части ГШЗ, которая характеризуется мощностью коры около 45 км и контактирует на западе с утолщением коры (до 65 км) и аномально высокой ее основностью (см. рис. 2). К северу от Мошуровского разлома кора также утолщена [Старостенко и др., 2007].

Под областью НКА по профилю VI МОВЗ между Шполянским и Смелянским широтными разломами выявлен 20-километровый интервал отсутствия раздела М, существенное изменение разреза коры, в котором уменьшается сейсмическая обменоспособность среды и сокращается количество внутрикоровых границ обмена. Такие особенности сейсмической характеристики разреза земной коры свидетельствуют о ее однородности, скорее всего, связанной с магматической проработкой. Отсутствие раздела М также отмечается и по профилю ГСЗ ХХХ [Крюченко, 1987; Ильченко, 2003; Кировоградский ..., 2013].

Область УС-М зафиксирована в сложном сочленении разломов, границы толстой и тонкой коры субмеридионального и северо-восточного простираний и контакта глубинного намагниченного блока.

Обе описываемые области характеризуются специфическим рисунком локальных магнитных аномалий (рис. 4). Морфология положительного поля в пределах НКА позволяет выделить штокообразное тело в центре с расходящимися от него локальными аномалиями типа даек. Аналогичное изометрическое тело, несколько смещенное от центра и сопровождаемое узкими линейными аномалиями, расположено и в пределах области УС-М.

В исследуемом узле пересечения крупных глубинных разломов обнаружено неоднородное распределение геоэлектрических параметров в верхней мантии. В ГШЗ под выходом Первомайского разлома на поверхность фундамента на глубине 70 км выделена восточная граница области с $\rho = 25 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ с высокоомной мантией ($1000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$) под всем Ингульским мегаблоком (рис. 3, 5).

По данным сейсмической томографии в описываемой части ГШЗ мощность сейсмической литосферы увеличивается с запада на восток (см. рис. 5, 6) от 160 до 190 км [Гейко и др., 2006]. В этом же направлении изменяется тип верхней мантии от деплетированной на западе к метасоматизированной под Ингульским мегаблоком. Интенсивные изменения первично-деплетированной мантии под воздействием флюидов глубинного происхождения, обусловившие плавление пород верхней мантии и

обогащение их несовместимыми элементами [Цымбал и др., 2007], произошли, вероятно, в период 1850—1800 млн лет назад и предшествовали кимберлитообразованию [Перспективы ..., 2006]. Можно предположить, что переход от деплетированной к метасоматизированной мантии под ГШЗ “зафиксирован” в изменении мощности сейсмической литосферы и в положении границы толстой и тонкой коры. К этой же переходной зоне относится и линеамент “Г”.

Существенные изменения под ГШЗ отмечаются и на больших мантийных глубинах (см. рис. 6), в частности в строении слоя Голицына—Гейко (СГГ) и рельефе кровли средней мантии. К востоку от Первомайского разлома низкоскоростной СГГ залегает в интервале глубин 360—670 км, расслоен и имеет увеличенную мощность за счет высокоскоростного прослоя. Непосредственно под ГШЗ этот прослой выклинивается, мощность СГГ соответственно уменьшается, а подошва воздымается до 600 км. Условие структуры СГГ, наличие положительных аномалий скоростей в низкоскоростном СГГ и положительной аномалии скорости под СГГ авторами работы [Гейко и др., 2005] интерпретируется как верхнемантийная скоростная колонка, которая может связываться с остаточным проявлением протерозойского процесса флюидообразования и служить индикатором существования древних плюмовых процессов. Под влиянием последних фронт частичного плавления и тектонического течения нижнекорового—верхнемантийного вещества должен располагаться на стыке террейнов (плит) [Jourdan et al., 2006].

Таким коллизионным швом — порогом сопротивления продвижения расплавленного вещества в нашем случае может рассматриваться ГШЗ, ограниченная крупнейшими глубинными разломами субмеридионального простирания и нарушенная серией северо-восточных разломов. Действительно, во многих схемах геодинамических реконструкций [Геолого-геофизическая ..., 2008; Гинтов, 2014] она рассматривается как коллизионный шов, который ко времени внедрения даек описываемых роев уже существовал. Так, в пределах Бутского и Росинско-Тикичского мегаблоков дайки PR₁-II практически отсутствуют, а северо-западные разломы, контролирующие дайки Ингульского мегаблока, прослеживаются, как указывалось выше, до ГШЗ.

Ограниченные и не всегда надежные данные о возрасте даек различного состава не позволяют обоснованно сделать вывод о последо-

вательности внедрения даек различных роев и "миграции" во времени и по глубине расплавленного вещества коры и верхней мантии. Можно лишь предположить, что, встречая на западе порог сопротивления в виде ГШЗ, оно могло продвигаться с юго-востока на северо-запад, находя пути выхода в виде внедрения даек по системе разломов, активизированных как правые сдвиги в PR_1 -II в поле напряжений $\sigma_1 = 03/00$; $\sigma_3 = 273/05$ [Гинтов, 2005, 2014], после формирования Новоукраинского массива, но перед внедрением Корсунь-Новомиргородского плутона. Такое направление перемещения согласуется с описанными сублатеральными энерговодами (тектоноферами), имеющими корни в мантии и выходящими затем на поверхность в виде вулканов иногда на довольно больших расстояниях от места зарождения. По данным ГСЗ эти структуры в Ингульском мегаблоке прослежены в мантии на расстоянии более 150 км от зоны смены мощности коры в виде зон инверсии скорости (волноводов), пологопадающих (около 10°) на юго-восток до глубины около 80 м и соответствующих крупным зонам глубинных разломов в земной коре, например, Тальновскому и Первомайскому [Чекунов, 1989; Соллогуб, 1986; Литосфера ..., 1988; Гинтов, Пашкевич, 2010]. Последние имеют крутое падение в верхней коре и выполаживаются с глубиной. На геотраверсе VI [Литосфера ..., 1988] в подкоровой мантии выделена сейсмическая граница, предположительно рассматриваемая авторами как выступ кровли протостеносферы. Северо-восточная ветвь этого выступа является прямым продолжением пологопадающей коровой структуры. К сожалению, область распространения выделенного по геотраверсу VI волновода не установлена из-за отсутствия протяженных профилей ГСЗ и, соответственно, не достаточно длинных годографов. Тем не менее можно предположить, что в пределах Ингульского мегаблока продвижение расплавленного материала коры и верхней мантии происходило по такому или аналогичному волноводу с больших глубин на востоке к меньшим на западе. Авторы работы [Shumlyansky et al., 2015], исходя из мантийно-плюмовой модели, пришли к выводу, что долеритовые дайки могли внедряться латерально на расстояниях до сотен километров от центра плюма. Область источника долеритовых даек может отличаться от источника кимберлитовых, внедряющихся, вероятно, вертикально.

В отличие от УС-М и НКА область С-МБк находится в восточной части Ингульского ме-

габлока и связана с восточной частью Новомиргородского габбро-анортозитового массива Корсунь-Новомиргородского плутона, расположенного в центре области (рис. 1, 3). Дайки Субботско-Мошоринского, Александрийского и Боковьянского роев не прослеживаются в пределы массива, что согласуется с их возрастным соотношением. Однако разломы, с которыми связаны дайки, пересекают плутон, что свидетельствует об их многократной активизации.

Морфология области подчеркивается полукольцевой структурой (см. рис. 7), четко прослеженной в детальном магнитном поле узкими слабopоложительными вытянутыми аномалиями, которые могут фиксировать следы зоны "прототектонического" разлома [Пашкевич, Бакаржиева, 2013]. Многофазный Новомиргородский габбро-анортозитовый массив сложен, по мнению ряда исследователей [Щербаков, 2005; Шестопалова и др., 2014; Митрохин, Вишневецка, 2014, Митрохин и др., 2015 и др.], анортозитами по крайней мере двух генераций, габбро-анортозитами и габбро-норитами. Такому выводу не противоречит аномальное магнитное поле массива, в центре которого самостоятельный минимум интенсивностью до -50 нТл связан с обратномагнитченными анортозитами. Обратная намагнитченность этих пород установлена экспериментально [Михайлова и др., 1994; Кировоградский ..., 2013] и подтверждена путем 3D магнитного моделирования [Пашкевич, Бакаржиева, 2013]. Что касается даек, то их состав для известного Знаменско-Успенского поля даек, отнесенных к мезопротерозою, приведен в работе [Перспективы ..., 2006]. 90 % даек представлены здесь диабазами и габбро-диабазами, 10 % составляют щелочные габброиды (камptonиты), ультрабазиты (пикриты и кимберлиты) и лампрофиры. Оливиновые диабазы, диабазы и лейкодиабазы описаны в работе [Геолого-прогнози ..., 2006], выделены две фазы кимберлитового магматизма как результат активизации разных эпох тектоногенеза и разной глубинности: пикрит-базальтовый и кимберлитовый. Первый из них менее глубинный. В пределах Корсунь-Новомиргородского плутона единичные тела диабазового состава, по мнению С.Г. Кривдика [Кривдик, 2009], могут быть жильной фацией плутона. Отметим здесь, что в Боковьянском и Александрийском роях наряду с долеритами известны дайки кимберлитов и пикритов соответственно, которые характеризуются разными глубинами магматических источников. "Совмещение" области пересечения трасс более древних роев даек с более

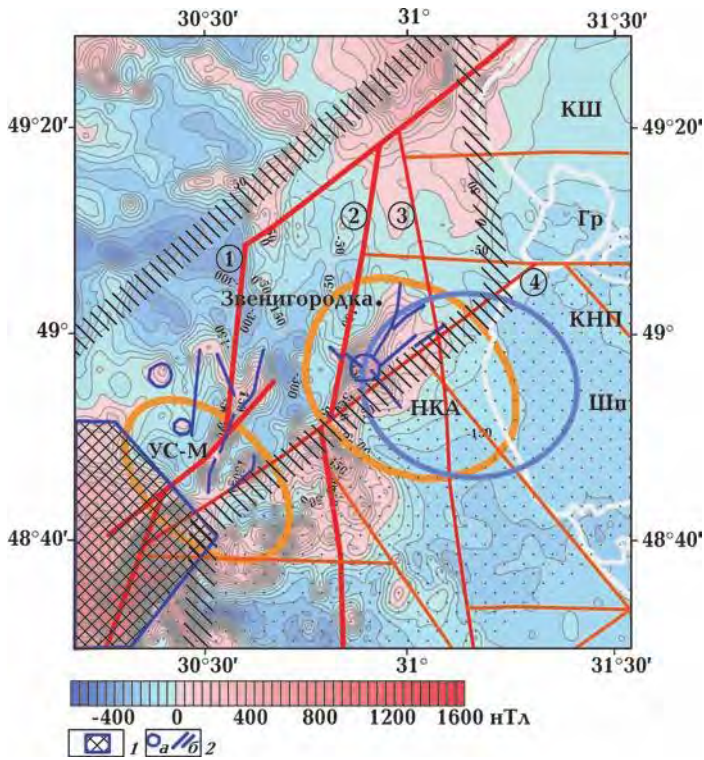


Рис. 4. Аномальное магнитное поле [Нечасова та ін., 2002] над узлами НКА и УС-М: 1 — проекция глубинного магнитного источника на поверхность кристаллического фундамента; 2 — локальные магнитные аномалии: а — изометрические, б — узкие линейные слабой интенсивности. Зоны разломов (цифры в кружках): 1 — Тальновская, 2 — Первомайская, 3 — Звенигородско-Братская, 4 — Мошуровская. Другие условные обозначения см. на рис. 1, 3.

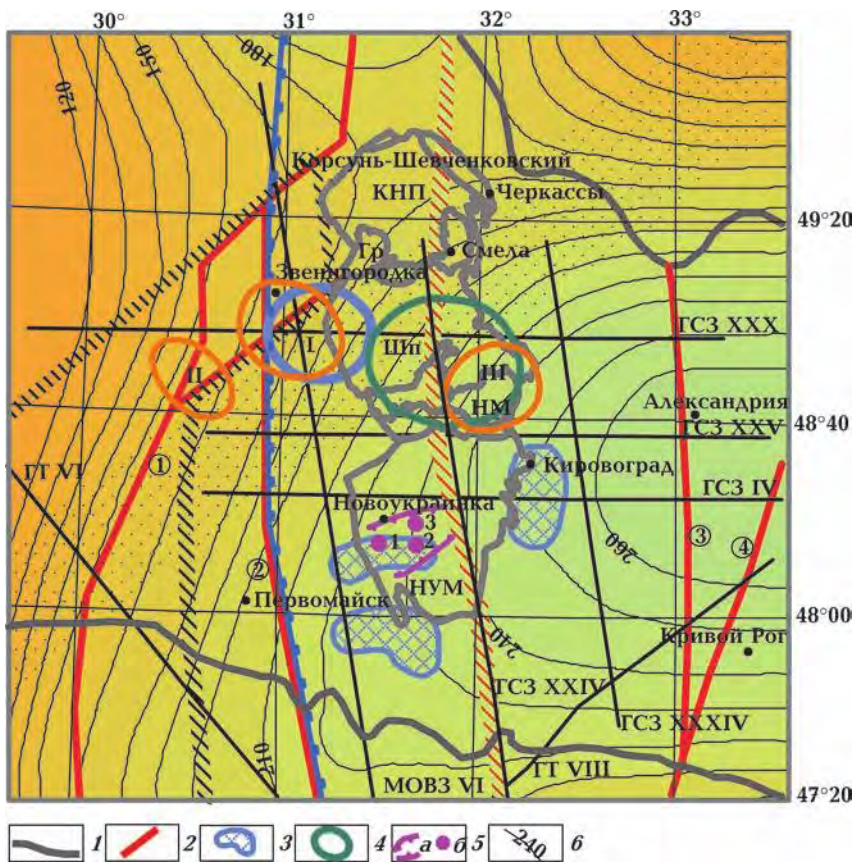


Рис. 5. Строение и неоднородность литосферы региона: 1 — граница УЩ; 2 — главные зоны разломы (цифры в кружках) (1 — Тальновская, 2 — Первомайская, 3 — Западно-Ингулецкая, 4 — Криворожско-Кременчугская); 3 — аномалии повышенной электропроводности верхней мантии (10 Ом · м на глубинах от 50 до 120 км) [Николаев и др., 2013]; 4 — Смялянская кольцевая высокопроводящая структура возбужденной мантии [Атлас ..., 2002]; 5 — Ровненская зона эксплозивных структур (а), эксплозивные структуры лампроитового ряда (б) (1 — Захаровская, 2 — Ровненская, 3 — Шавенковская); 6 — изолинии мощности сейсмической литосферы по данным сейсмической томографии [Старостенко и др., 2007], км. Другие условные обозначения см. на рис. 1, 3.

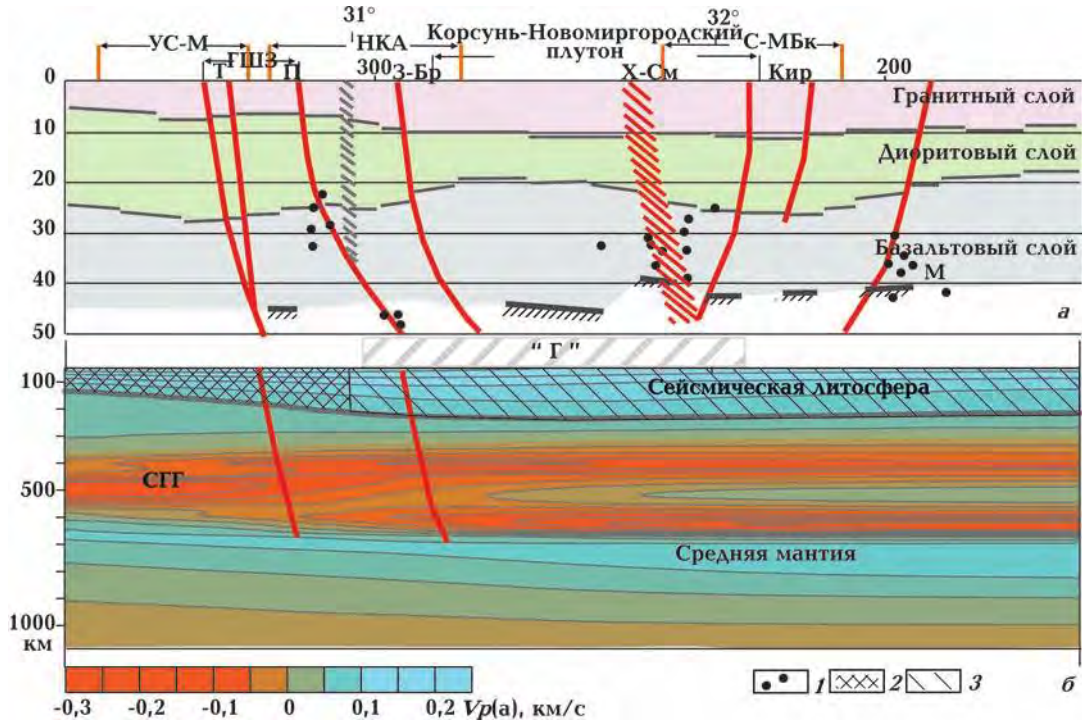


Рис. 6. Глубинное строение земной коры (а) по [Куприенко и др., 2007] и мантии (б) по [Гейко и др., 2006; Кировоградский ..., 2013] вдоль профиля ГСЗ ООБ: 1 — точки дифракции, 2 — деплетованная мантия, 3 — метасоматизированная мантия по данным [Цымбал и др., 2007]. Зоны разломов: Г — Тальновский, П — Первомайский, З — Бр — Звенигородско-Братский, Кир — Кировоградский; $V_{P(a)}$ — аномалии сейсмических скоростей; СГГ — слой Голицына—Гейко. Другие обозначения см. на рис. 1, 7.

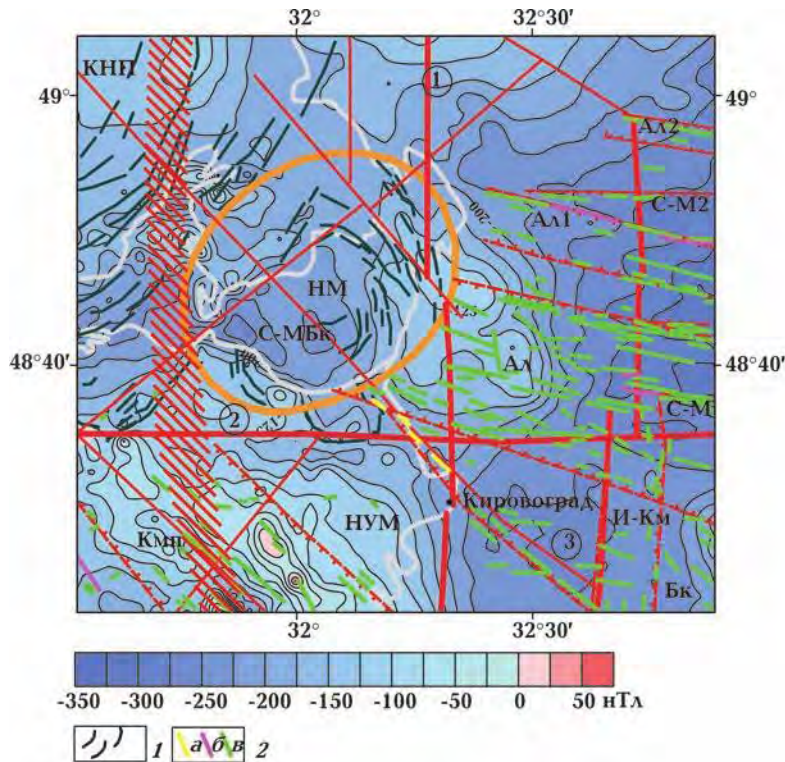


Рис. 7. Аномальное магнитное поле [Нечаева та ін., 2002] над узлом С-МБк: 1 — оси узких положительных магнитных аномалий слабой интенсивности, 2 — дайковый комплекс (а — кимберлиты, б — пикриты, в — диабазы). Зоны разломов (цифры в кружках): 1 — Кировоградская, 2 — Субботско-Мошоринская, 3 — Лелековская. Другие условные обозначения см. на рис. 1.

молодым массивом габбро-анортозитов также приводит к выводу о многократной активизации магматического очага в этой области. Дополнительными аргументами могут служить расположение области С-МБк в южной части Смялянской кольцевой высокопроводящей структуры на глубине 100 км (см. рис. 5), которая интерпретируется как структура возбужденной мантии [Атлас ..., 2002], наличие подкоровой линзы пониженных скоростей и расслоенность мантии под ней [Ильченко, 2003].

Широкий спектр состава даек, две генерации анортозитов, наличие среди них обратномагнитных пород, связанных, вероятно, с одной из генераций, и прямомагнитных даек подтверждают "пульсирующий" характер описываемого магматического очага.

Таким образом, изменение строения и состава коры и мантии, существование нескольких областей пересечения "трасс" роев и узлов пересечения "трасс" даек, разнообразие их состава и возраста внедрения свидетельствуют, что в регионе, ограниченном с запада ГШЗ, действовал долгоживущий пульсирующий плюм. Существование пульсирующих плюмов в регионе предполагается и при обсуждении схемы его геодинамического развития [Гинтов, 2014].

Размеры и положение плюма по строению и физической характеристике современной мантии оценить нельзя. Есть только его косвенные признаки, в частности расслоенные скоростные мантийные колонки, интерпретируемые как области выхода мантийных флюидных потоков. Такая мантийная колонка меридионального простирания выделена в интервале долгот $31^{\circ} 30'$ — $34^{\circ} 30'$ [Кировоградский ..., 2013], западной границей которой является трансрегиональный тектонический шов Херсон—Смоленск.

Рассматривая многократную магматическую активизацию Ингульского мегаблока, нельзя не остановиться на проявлении самой молодой активизации Новоукраинского массива. В его пределах в дополнение к известным нами выделены два роя, сопутствующих Новоукраинскому роя, которые создают своеобразный узел, где отмечается максимальная концентрация даек (см. рис. 1, 8). Здесь же в узле пересечения разломов северо-западного и северо-восточного простираний известно Ровненское поле многофазных интрузий лампрофиров типа минетт палеозойского возраста. Оно представлено штоками (многоактными трубками взрыва) с апофизами разных размеров и рассматривается как перспективный участок на поиски коренных алмазов [Перспективы ..., 2006].

Этот сложный узел можно классифицировать как магматический очаг, активизированный по крайней мере в три этапа: во время внедрения Новоукраинского массива (2,04—2,03 млрд лет), формирования мафических даек, включая кимберлиты (1,80—1,77 млрд лет) и палеозойских лампрофиров (350—190 млн лет). Сам Новоукраинский массив также представляет собой полифазный плутон. И. Б. Щербаков выделяет четыре фазы его образования: основные и средние породы; средние и кислые породы разнообразного состава; гранитоиды, составляющие 80 % объема массива; аплитовидные граниты и сиениты [Щербаков, 2005]. Эти данные подтверждают пульсирующий характер магматического очага. К сожалению, для этого вывода не достаточно данных о возрасте пород разных фаз.

В глубинном строении земной коры этого района прежде всего следует отметить anomalно большую (25 км) мощность нижней коры [Кировоградский ..., 2013], не характерную для областей тонкой коры УЩ, в том числе и Ингульского мегаблока. В работе [Ильченко та ін., 1988] изучена корреляция мощности базальтового слоя и мощности земной коры УЩ и показано, что при мощности коры 37—42 км "нормальная" мощность "базальтового" слоя (нижней коры) не должна превышать 10 км. Anomalная базальтоидность коры (рис. 8) в данном регионе может связываться с дифференциацией вещества на границе кора—мантия и выплавками в большом объеме ее кислой компоненты, что приводит к anomalно высокому содержанию в разрезе коры пород основного состава, утонению "диоритового" слоя (средней коры) и увеличению мощности "гранитного" (верхней коры). Аналогичную природу, вероятно, имеет область anomalно большой мощности базальтового слоя, установленная под Городищенским массивом габбро-анортозитов (см. рис. 3) Корсунь-Новомиргородского анортозит-рапакиви-гранитного плутона [Старостенко и др., 2015].

На уровне подошвы коры существуют нарушения раздела М, с которыми связывается вхождение в мантию глубинных разломов. Зона повышенной плотности в трансрегиональном тектоническом шве Херсон—Смоленск в сочетании с глубинными разломами нами интерпретируется как подводящий канал поступления основных—ультраосновных мантийных пород, по которому происходило пополнение базальтового слоя и увеличение его мощности. Кроме приведенных особенностей глубин-

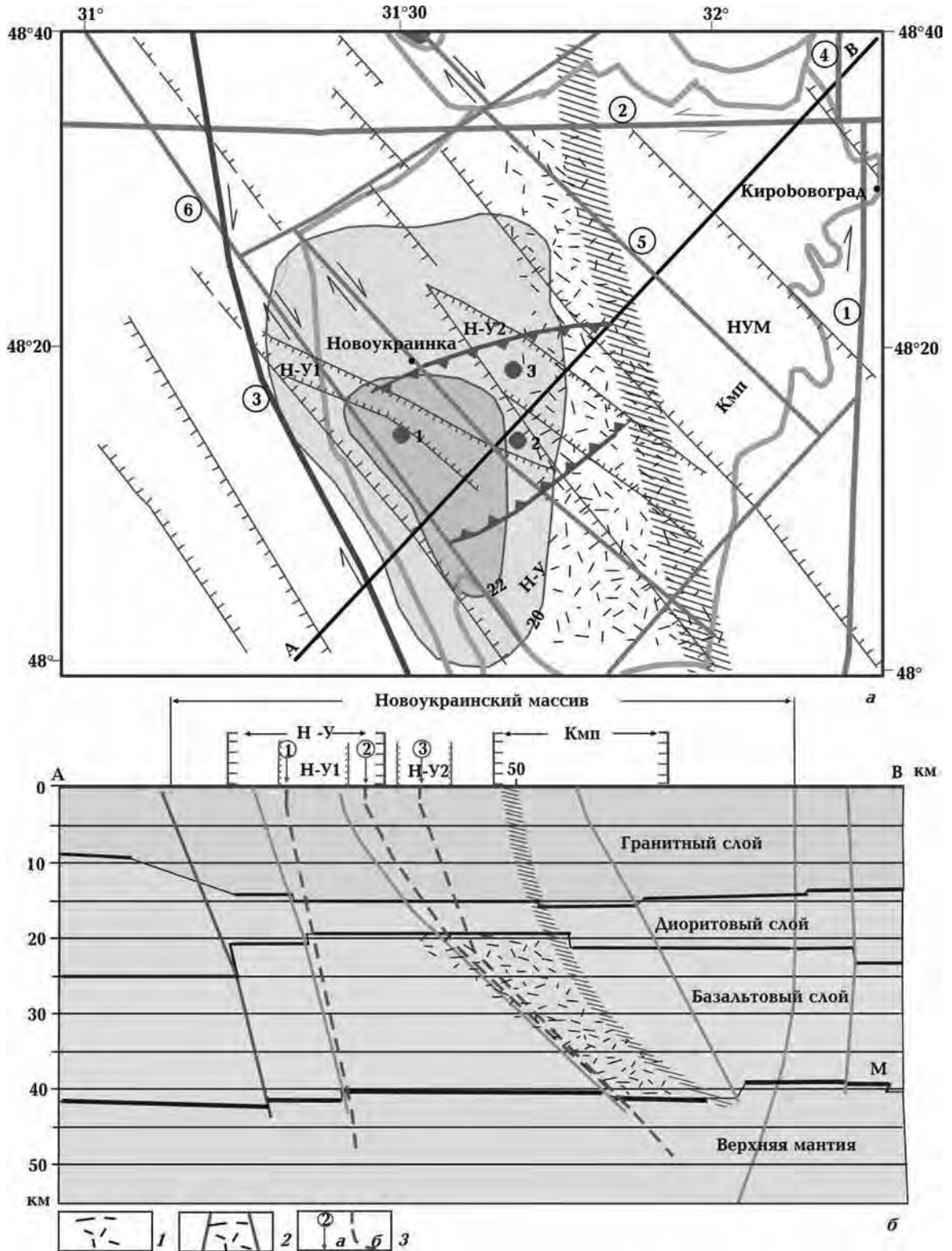


Рис. 8. Ровненское поле эксплозивных лампроитовых структур: *а* — тектоническое положение, *б* — глубинное строение земной коры вдоль профиля АВ на основе данных трехмерного гравитационного моделирования [Кировоградский ..., 2013]; 1 — проекция глубинного тела повышенной плотности ($\Delta\rho = 0,02 \text{ г/см}^3$) на поверхность кристаллического фундамента; 2 — глубинное тело повышенной плотности, связанное с трансрегиональным тектоническим швом Херсон—Смоленск, 3 — эксплозивные структуры лампроитового ряда (1 — Захаровская, 2 — Ровненская, 3 — Шавенковская) (*а*) и предполагаемые подводящие каналы магмы (*б*). Другие условные обозначения см. на рис. 3, 5.

ного строения земной коры, на глубинах 50—120 км обнаружена аномалия электропроводности ($\rho = 10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$), которая может быть обусловлена активизацией мантии [Николаев и др., 2013]. Такие же аномалии зафиксированы за пределами Новоукраинского массива: на юге — широтная, восточнее плутона в районе Кировограда — меридиональная. Таким образом, можно заключить, что Ровненская зона эксплозивных структур сформировалась в узле пересечения разломных структур в условиях неоднократной активизации коры и мантии в области растяжения вдоль трансрегионального тектонического шва Херсон—Смоленск и праводвиговых деформаций вдоль разломов.

Выводы. Подытоживая исследование связей роев мафических даек и проявлений разновозрастного магматизма Ингульского мегаблока с глубинным строением литосферы, можно сделать следующие выводы.

Изученные рои мафических даек Ингульского мегаблока преимущественно северо-западного и субширотного простираний образуют три радиальные системы и связаны с разломами соответствующих направлений, активизированными как правые сдвиги ко времени внедрения даек. Область развития роев ограничена на западе ГШЗ.

Все проявления магматизма в мегаблоке, который происходил от палеопротерозоя до палеозоя, вероятно обусловлены гигантским долгоживущим пульсирующим мантийным плюмом, проявления которого наблюдаются теперь в виде мантийной расслоенной скоростной колонки как индикатора выхода мантийных флюидных потоков, ограниченной на западе трансрегиональным тектоническим швом Херсон—Смоленск, и в виде отдельных магматических очагов, некоторые из которых неоднократно активизированы.

Предполагаемые протерозойские магматические очаги выделены как области пересечения "трасс" радиальных роев мафических даек и самих даек.

Разный состав магматических образований характеризует различную глубину активизации, которая варьирует от мантийных 200 км (для кимберлитов) до подкоровых и коровых глубин (для основных и кислых образований).

Магматические очаги расположены по обе стороны от трансрегионального тектонического шва Херсон—Смоленск, имеют разную характеристику глубинного строения литосферы и разную степень активизации земной коры и мантии. К западу от шва два очага соответствуют внедрению палеопротерозойских даек, на востоке — очаг не менее трехкратной активизации, завершившейся внедрением пород коростенского комплекса.

Многokrратно, вплоть до палеозоя, активизирован очаг в центре Новоукраинского массива, который не связан с радиальными роями даек, характеризуется аномальным составом коры и непосредственной связью с трансрегиональным тектоническим швом Херсон—Смоленск. Последний рассматривается как зона неоднократного растяжения земной коры и возможный подводящий канал поступления мантийного вещества.

Учитывая, что наибольшими глубинами магмообразования характеризуются кимберлиты, распространенные в восточной части мегаблока, а в верхней мантии установлены пологие зоны сейсмической неоднородности восточного падения, предполагается, что расплавленный мантийный материал продвигался с юго-востока на северо-запад до ГШЗ с больших глубин к меньшим, находя выходы в виде даек вдоль разломов преимущественно северо-западного простирания.

Полученные результаты, на наш взгляд, могут быть полезными при исследовании металлогенических закономерностей Ингульского мегаблока.

Приносим искреннюю благодарность Светлане Вениаминовне за ценные замечания к работе.

Список литературы

Атлас "Глибинна будова літосфери та екологія України". Київ: Географіка, 2002.

Гейко В. С., Цветкова Т. А., Шумлянская Л. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Региональная 3D Р-скоростная модель мантии Сарматии (юго-за-

пад Восточно-Европейской платформы). *Геофиз. журн.* 2005. Т. 27. № 6. С. 3—11.

Гейко В. С., Шумлянская Л. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н., Цветкова Т. А. Трехмерная модель верхней мантии Украины по временам при-

- хода *P*-волн. *Геофиз. журн.* 2006. Т. 28. № 1. С. 3—16.
- Аркуш М-36-XXXII (Новоукраїнка). Київ, 2001. 120 с.
- Геолого-геофизическая модель Голованевской шовной зоны Украинского щита.* Ред. А. В. Андиферов. Донецк: Вебер, 2008. 305 с.
- Кривгiк С.Г.* Платформний магматизм Українського щита. *Геохімія і рудоутворення.* 2009. № 27. С. 29—34.
- Геолого-прогнознi роботи на алмази масштабу 1 : 200000 у північно-східній частині Кіровоградського блоку УЩ.* Звіт Геологічної експедиції № 37. КП "Кіровгеологія", 2006. 252 с.
- Крюченко В.А.* Глубинное строение земной коры центральной части Украинского щита по геофизическим данным и закономерности размещения уранового оруденения: *Дис. ... г-ра геол.-мин. наук.* Киев, 1987. 404 с.
- Гинтов О.Б.* Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005. 572 с.
- Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., Легостаева О.В.* Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Ингульского мегаблока Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2007. Т. 29. № 2. С. 17—41.
- Гинтов О.Б.* Схема периодизации этапов разломообразования в земной коре Украинского щита — новые данные и следствия. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 1. С. 3—18.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы: геотраверсы IV, VI, VIII.* Ред. В. Б. Соллоуб. Киев: Наук. думка, 1988. 172 с.
- Гинтов О.Б., Пашкевич И.К.* Тектонофизический анализ и геодинамическая интерпретация трехмерной геофизической модели Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 2. С. 3—27.
- Митрохин О.В., Вишневська Е.А.* Мінералогічно-петрографічні особливості долеритів Розанівського дайкового поля (південна частина Інгульського мегаблоку Українського щита). *Вісн. Київ. ун-ту. Геологія.* 2014. Вип. 1(64). С. 18—21.
- Глуховский М.З., Моралев В.М.* Рои мафических даек архея как индикаторы особенностей плюм-тектонического режима ранней земли (на примере Сибирской платформы). *Геотектоника.* 2003. № 2. С. 39—57.
- Митрохин А.В., Шумлянский Л.В., Вишневская Е.А.* Петрография, геохимия и формационная принадлежность долеритов Бобринецкого дайкового пояса (Ингульский мегаблок Украинского щита). *Мінерал. журн.* 2015. Т. 37. № 1. С. 56—68.
- Грачев А.Ф.* Мантийные плюмы и проблемы геодинамики. *Физика Земли.* 2000. № 4. С. 3—37.
- Михайлова Н.П., Кравченко С.Н., Глевасская А.М.* Палеомагнетизм анортозитов. Киев: Наук. думка, 1994. 212 с.
- Гречишников Н.П., Коржнева Е.П., Крамар О.А., Щербак Д.Н.* О возрасте дайковых пород Субботско-Мошоринской зоны разломов. *Геол. журн.* 1980. № 5. С. 139—143.
- Нечасва Т.С., Шумків Л.М., Горкавко В.М.* Карта аномального магнітного поля України м-бу 1 : 1000000. Київ, 2002. 1 л.
- Ильченко Т.В.* Строение земной коры и верхов мантии Кировоградского блока Украинского щита по данным ГСЗ (профили Бабанка—Пятихатки и Черкассы—Новый Буг). *Геофиз. журн.* 2003. Т. 36. № 6. С. 30—42.
- Николаев И.Ю., Бурахович Т.К., Шеремет Е.М.* Объемная геоэлектрическая модель Кировоградского рудного района центральной части Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 4. С. 127—140.
- Ильченко Т.В., Пашкевич И.К., Каратаєв Г.І.* Взаємозв'язок складу і потужності земної кори Українського щита. *Доп. АН УРСР. Сер. Б. Геологія, хімія та біол. науки.* 1988. № 4. С. 13—16.
- Никольский А.П.* Слюдяные пикриты центральной части Украинского щита. *Докл. АН СССР.* 1974. Т. 215. № 6. С. 1451—1453.
- Кировоградский рудный район.* Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождения рудных полезных ископаемых. Отв. ред. В.И. Старостенко, О.Б. Гинтов. Киев: Прастьи луды, 2013. 500 с.
- Пашкевич И.К., Бакаржиева М.И.* 3D магнитная модель Корсунь-Новомиргородского плутона и Новоукраинского массива и ее геологическая интерпретация. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 4. С. 115—126.
- Клочков В.М., Білинська Я.П., Шевченко О.М.* Державна геологічна карта України м-бу 1 : 200000. *Перспективи коренной алмазоносности Укра-*

- ины. Ред. В. С. Металиди. Киев; Львов: Центр Европы, 2006. 200 с.
- Солмогуб В. Б. Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986. 184 с.
- Старостенко В. И., Гинтов О. Б., Пашкевич И. К., Бурахович Т. К., Кулик С. Н., Куприенко П. Я., Кутас Р. И., Макаренко И. Б., Орлюк М. И., Цветкова Т. А. Металлогения Украинского щита: закономерности размещения рудных полезных ископаемых, связь с глубинным строением и динамикой литосферы. *Геофиз. журн.* 2007. Т. 29. № 6. С. 3—31.
- Старостенко В. И., Куприенко П. Я., Макаренко И. В., Савченко А. С. Легостаева О. В. Плотностная неоднородность земной коры Ингульского мегаблока Украинского щита по данным трехмерного гравитационного моделирования. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 3. С. 3—21.
- Усенко О. В. Формирование расплавов: геодинамический процесс и физико-химические взаимодействия. Киев: Наук. думка, 2014. 237 с.
- Цымбал С. Н., Богданова С. В., Цымбал Ю. С. Геохимические особенности верхней мантии под Украинским щитом. *Материалы международного совещания "Щелочной магматизм Земли и его рудоносность"*, Донецк, 10—16 сентября 2007 г. Киев, 2007. С. 251—256.
- Цымбал С. Н., Кривдик С. Г., Кириянов Н. Н., Мазур О. Ф. Вещественный состав кимберлитов Кировоградского геоблока (Украинский щит). *Минерал. журн.* 1999. Т. 21. № 2/3. С. 22—38.
- Чекунов А. В. Эволюция тектоносферы Юго-Восточной Европы. В кн.: *Тектоносфера Украины*. Киев: Наук. думка, 1989. С. 4—17.
- Шестопалова Е. Б., Степанюк Л. М., Довбуш Т. И., Ковтун А. В. О возрасте белых анортозитов Новомиргородского массива Корсунь-Новомиргородского плутона (Украинский щит). *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 2. С. 150—160.
- Шумлянський Л. В., Мазур М. Д. Вік та речовинний склад йотунітів Білокоровицького дайкового поясу. *Геолог України*. 2010. № 1-2. С. 70—78.
- Щербаков И. Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗУКЦ, 2005. 366 с.
- Юткина Е. В., Кононова В. А., Цымбал С. Н., Левский Л. К., Кириянов Н. Н. Изотопно-геохимическая специализация мантийного источника кимберлитов кировоградского комплекса (Украинский щит). *Доклады РАН*. 2005. Т. 402. № 1. С. 87—91.
- Bogdanova S. V., Gintov O. B., Kurlovich D., Lubnina N. V., Nilsson M., Orlyuk M. I., Pashkevich I. K., Shumlyansky L. V., Starostenko V. I., 2013. Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotations during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna). *Lithos* 174, 196—216. doi:10.1016/S0024-4937(12)00439-2.
- Ernst R., 2014. Large igneous Provinces. Cambridge: Cambridge University Press, 653 p.
- Ernst R. E., Buchan K. L., 2001a. Large mafic magmatic events through time and links to mantle plume heads. In: *Mantle Plumes: Their Identification through Time*. Geol. Soc. America, Spec. Paper 352, 483—575.
- Ernst R. E., Buchan K. L. (Eds), 2001b. Mantle Plumes: Their Identification through Time. Geol. Soc. America, Spec. Paper 352, 593 p.
- Ernst R. E., Grosfils E. B., Mege D., 2001. Giant Dyke Swarms: Earth, Venus and Mars. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 29, 489—534.
- Ernst R., Srivastava R., Bleeker W., Hamilton M., 2010. Precambrian large igneous provinces (LIPs) and their dyke swarms: New insights from high-precision geochronology integrated with paleomagnetism and geochemistry. *Precambrian Res.* 183(3), vii—xi. doi:10.1016/j.precamres.2010.09.001.
- Jourdan F., Feraud G., Bertrand H., Watkeys M., Kampunzu A., Le Gall B., 2006. Basement control on dyke distribution in Large Igneous Provinces: Case study of the Karoo triple junction. *Earth Planet. Sci. Lett.* 241, 307—322.
- Pisarevsky S. A., De Waele B., Jones S., Söderlund U., Ernst R. E., 2014. Paleomagnetism and U-Pb age of the 2.4 Ga Erayinia mafic dykes in the southwestern Yilgarn, Western Australia: paleogeographic and geodynamic implications. *Precambrian Res.* 259, 222—231. doi:10.1016/j.precamres.2014.05.023.
- Shumlyansky L., Mitrokhin O., Billström K., Ernst R., Vishnevskaya E., Tsybmal S., Cuney M., Socsoo A., 2015. The ca. 1.8 Ga mantle plume related magnetism of the central part of the Ukrainian Shield. *GFF*, 138(1), 86—101. doi: 10.1080/11035897.2015.1067253.

Mafic dykes of Ingul megablock (Ukrainian Shield): relationship of surface and deep structures of the lithosphere, fault tectonics and geodynamics

© I. K. Pashkevich, M. I. Bakarzhieva, 2016

Morphology, structure position, formation and dyke saturation of the swarms were ascertained. New dyke swarms of "second range" were established. Intersection areas of the dyke swarms "traces" were defined. They are considered as the magmatic focuses at the different lithosphere depths, which are connected with cells of the repeatedly activated plume. Analysis of the Earth crust deep structure and peculiarities of mantle heterogeneities in the proposed magmatic focuses of dykes permitted us to conclude, that they are associated with pulsing mantle plume. Under its influence melted mantle material moved forward from greater depths in the east to smaller one in the west. It found the escape as dykes in the north-western faults but Golovanevsk suture zone limited further extension of material.

Key words: dykes, swarms of dykes, magmatic foci, mantle plume, lithosphere.

References

- Atlas "Deep structure of the lithosphere and ecology of Ukraine"*, 2002. Kyiv: Geografika (in Ukrainian).
- Geyko V.S., Tsvetkova T.A., Shumlyanskaya L.A., Bugaenko I.V., Zaets L.N., 2005. 3D regional *P*-velocity model of the Sarmatia mantle (south-west of the East European Platform). *Geofizicheskiy zhurnal* 27(6), 3—11 (in Russian).
- Geyko V.S., Shumlyanskaya L.A., Bugaenko I.V., Zaets L.N., Tsvetkova T.A., 2006. Three-dimensional model of the upper mantle of Ukraine on the arrival time of the *P*-waves. *Geofizicheskiy zhurnal* 28(1), 3—16 (in Russian).
- Geological and geophysical model Golovanevsk suture zones of the Ukrainian Shield, 2008. Ed. A.V. Antsiferov. Donetsk: Veber, 305 p. (in Russian).
- Geological forecast for diamonds, scale of 1 : 200000 in the north-eastern part of the Kirovograd block of Ukrainian Shield, 2006. Report of Geological expedition number 37 KP "Kirovgeologiya". 252 p. (in Ukrainian).
- Gintov O.B., 2005. Field tectonics and its application in the study of crustal deformation in Ukraine. Kiev: Feniks, 572 p. (in Russian).
- Gintov O.B., 2014. Scheme phases of periodization faulting in the crust of the Ukrainian Shield — new data and consequences. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(1), 3—18 (in Russian).
- Gintov O.B., Pashkevich I.K., 2010. Tectonophysical analysis and geodynamic interpretation of three-dimensional geophysical model of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy zhurnal* 32(2), 3—27 (in Russian).
- Glukhovskiy M.Z., Moralev V.M., 2003. Swarms of Archean mafic dykes as indicators of plume-tectonic features of early Earth regime (by example of the Siberian Platform). *Geotektonika* (2), 39—57 (in Russian).
- Grachev A.F., 2000. Mantle plumes and problems of geodynamics. *Fizika Zemli* (4), 3—37 (in Russian).
- Grechishnikov N.P., Korzhneva E.P., Kramar O.A., Scherbak N.P., 1980. On age of dykes of the Subotsy-Moshoryno fault zone. *Geologicheskii zhurnal* (5), 139—143 (in Russian).
- Il'chenko T.V., 2003. The structure of the crust and upper mantle of the Kirovograd block of the Ukrainian Shield on DSS data (profiles Babanka—Pyatikhatki and Cherkasy—Novyy Bug). *Geofizicheskiy zhurnal* 36(6), 30—42 (in Russian).
- Il'chenko T.V., Pashkevych I.K., Karatayev G.I., 1988. The relationship of composition and thickness of the Ukrainian Shield crust. *Dopovidi AN URSR. Ser. B. Geologiya, himiya ta biol. nauky* (4), 13—16 (in Ukrainian).
- The Kirovograd ore region. Deep structure. Tectonophysical analysis. Ore deposits, 2013. Eds V.I. Starostenko, O.B. Gintov. Kiev: Prastiye ludi, 500 p. (in Russian).
- Klochkov V.M., Bilyns'ka Ya.P., Shevchenko O.M.,

2001. State geological map of Ukraine. 1 : 200000. Sheet M-37-XXXII (Novoukrayinka). Kiev, 120 p. (in Ukrainian).
- Kryvdik S. G., 2009. Platform magmatism of the Ukrainian Shield. *Geohimiya i rudoutvorenniya* (27), 29—34 (in Ukrainian).
- Kryuchenko V. A., 1987. Deep crustal structure of the central part of the Ukrainian Shield according to geophysical data and regularities of distribution of uranium mineralization: *Dr. geol.-min. sci. dis.* Kiev, 404 p. (in Russian).
- Kuprienko P. Ya., Makarenko I. B., Starostenko V. I., Legostaeva O. V., 2007. Three-dimensional density model of the crust and upper mantle of the Ingul megablock of Ukrainian Shield. *Geofizicheskij zhurnal* 29(2), 17—41 (in Russian).
- The lithosphere of Central and Eastern Europe: geotraverses IV, VI, VIII, 1988. Ed. V. B. Sollogub. Kiev: Naukova Dumka, 172 p. (in Russian).
- Mitrokhin O. V., Vyshnevs'ka E. A., 2014. Mineralogical and petrographic features of dolerite dykes of Rozanivsk field (southern part of the Ingul megablock of Ukrainian Shield). *Visnyk Kyryivs'kogo universytetu. Geologiya* (is. 1), 18—21 (in Ukrainian).
- Mitrokhin A. V., Shumlyanskiy L. V., Vishnevskaya E. A., 2015. Petrography, geochemistry and formati-onal affiliation of Bobrinetsk dolerite dike belt (Ingul megablock of Ukrainian Shield). *Mineralogicheskij zhurnal* 37(1), 56—68 (in Russian).
- Mikhaylova N. P., Kravchenko S. N., Glevasskaya A. M., 1994. Paleomagnetism of anorthosites. Kiev: Naukova Dumka, 212 p. (in Russian).
- Nechayeva T. S., Shymkiv L. M., Gorkavko V. M., 2002. Anomaly magnetic field map of Ukraine, scale of 1 : 1000000. Kyiv, 1 s. (in Ukrainian).
- Nikolaev I. Yu., Burakhovich T. K., Sheremet E. M., 2013. Volume geoelectric model of the Kirovograd ore district of the central part of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskij zhurnal* 35(4), 127—140 (in Russian).
- Nikolskiy A. P., 1974. Micaceous picrites of the central part of the Ukrainian Shield. *Doklady AN SSSR* 215(6), 1451—1453 (in Russian).
- Pashkevich I. K., Bakarzhieva M. I., 2013. 3D magnetic model of Korsun-Novomirgorod pluton and Novoukrayinka massif and its geological interpretation. *Geofizicheskij zhurnal* 35(4), 115—126 (in Russian).
- Perspectives bearing root diamond of Ukraine, 2006. Ed. V. S. Metalidi. Kiev; L'vov: Tsentr Evropy, 200 p. (in Russian).
- Sollogub V. B., 1986. The lithosphere of Ukraine. Kiev: Naukova Dumka, 184 p. (in Russian).
- Starostenko V. I., Gintov O. B., Pashkevich I. K., Burakhovich T. K., Kulik S. N., Kuprienko P. Ya., Kutas R. I., Makarenko I. B., Orlyuk M. I., Tsvetkova T. A., 2007. Metallogeny of the Ukrainian Shield: patterns of distribution of ore deposits with links to the deep structure and lithosphere dynamics. *Geofizicheskij zhurnal* 29(6), 3—31 (in Russian).
- Starostenko V. I., Kuprienko P. Ya., Makarenko I. V., Savchenko A. S., Legostaeva O. V., 2015. Density inhomogeneity in the Earth's crust of the Ingul megablock of the Ukrainian Shield according to the three-dimensional gravity modeling. *Geofizicheskij zhurnal* 37(3), 3—21 (in Russian).
- Usenko O. V., 2014. Forming of melts: geodynamic process and chemical interactions. Kiev: Naukova dumka, 172 p. (in Russian).
- Tsybmal S. N., Bogdanova S. V., Tsybmal Yu. S., 2007. Geochemical features of the upper mantle under Ukrainian Shield. *Proceedings of International meeting "Alkaline magmatism of the Earth and its ore-bearing, Donetsk, 10—16 September 2007.* Kiev, 251—256 (in Russian).
- Tsybmal S. N., Krivdik S. G., Kir'yanov N. N., Makivchuk O. F., 1999. Material composition of kimberlites of the Kirovograd geoblock (Ukrainian Shield). *Mineralogicheskij zhurnal* 21(2/3), 22—38 (in Russian).
- Chekunov A. V., 1989. Tectonosphere evolution of the South-Eastern Europe. In: *Tectonosphere of Ukraine.* Kiev: Naukova Dumka, 4—17 (in Russian).
- Shestopalova E. B., Stepanyuk L. M., Dovbush T. I., Kovtun A. V., 2014. About the age of Novomirgorod white anorthosite massif of the Korsun-Novomirgorod pluton (Ukrainian Shield). *Geofizicheskij zhurnal* 36(2), 150—160 (in Russian).
- Shumlyanskiy L. V., Mazur M. D., 2010. Age and material composition of the jotunites of the Bilokorovychi dyke swarm. *Geolog Ukrayiny* (1-2), 70—78 (in Ukrainian).
- Shcherbakov I. B., 2005. Petrology of the Ukrainian Shield. L'vov: Zapadno-Ukrainskiy Konsalting Tsentr, 366 p. (in Russian).
- Yutkina E. V., Kononova V. A., Tsybmal S. N., Levskiy L. K., Kiryanov N. N., 2005. Isotopegeochemical specialisation of the mantle source of kimberlites of the Kirovograd complex (Ukrainian Shield). *Doklady AN* 402(1), 87—91 (in Russian).
- Bogdanova S. V., Gintov O. B., Kurlovich D., Lubnina N. V., Nilsson M., Orlyuk M. I., Pashkevich I. K.,

- Shumlyanskyy L. V., Starostenko V. I.*, 2013. Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotations during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna). *Lithos* 174, 196—216. doi:10.1016/S0024-4937(12)00439-2.
- Ernst R.*, 2014. Large igneous Provinces. Cambridge: Cambridge University Press, 653 p.
- Ernst R. E., Buchan K. L.*, 2001 a. Large mafic magmatic events through time and links to mantle plume heads. In: *Mantle Plumes: Their Identification through Time*. Geol. Soc. America, Spec. Paper 352, 483—575.
- Ernst R. E., Buchan K. L.* (Eds), 2001 b. Mantle Plumes: Their Identification through Time. Geol. Soc. America, Spec. Paper 352, 593 p.
- Ernst R. E., Grosfils E. B., Mege D.*, 2001. Giant Dyke Swarms: Earth, Venus and Mars. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 29, 489—534.
- Ernst R., Srivastava R., Bleeker W., Hamilton M.*, 2010. Precambrian large igneous provinces (LIPs) and their dyke swarms: New insights from high-precision geochronology integrated with paleomagnetism and geochemistry. *Precambrian Res.* 183(3), vii—xi. doi:10.1016/j.precamres.2010.09.001.
- Jourdan F., Feraud G., Bertrand H., Watkeys M., Kampunzu A., Le Gall B.*, 2006. Basement control on dyke distribution in Large Igneous Provinces: Case study of the Karoo triple junction. *Earth Planet. Sci. Lett.* 241, 307—322.
- Pisarevsky S. A., De Waele B., Jones S., Söderlund U., Ernst R. E.*, 2014. Paleomagnetism and U-Pb age of the 2.4 Ga Erayinia mafic dykes in the southwestern Yilgarn, Western Australia: paleogeographic and geodynamic implications: *Precambrian Res.* 259, 222—231. doi:10.1016/j.precamres.2014.05.023.
- Shumlyanskyy L., Mitrokhin O., Billström K., Ernst R., Vishnevskaya E., Tsymbal S., Cuney M., Socsoo A.*, 2015. The ca. 1.8 Ga mantle plume related magnetism of the central part of the Ukrainian Shield. *GFF*, 138(1), 86—101. doi: 10.1080/11035897.2015.1067253.

Магнитные измерения в стратосфере и их роль в изучении магнитного поля Земли

© Ю.П. Цветков¹, С.В. Филиппов¹, В.В. Иванов², О.М. Брехов³, 2016

¹Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн РАН
Москва, Россия

²Азово-Черноморский инженерный институт Донского государственного аграрного
университета, Зерноград, Россия

³Московский авиационный институт (национальный исследовательский университет),
Москва, Россия

Поступила 5 сентября 2016 г.

Представлено членом редколлегии М.И. Орлюком

Перераховано неповний список завдань стратосферних магнітних зйомок, при вирішенні яких використання градієнтних вимірювань геомагнітного поля на борту стратосферного аеростата збільшує вірогідність досліджень природи поля. Наведено приклад використання таких вимірювань, виконаних в 2013 р. під час польоту аеростата над територією Центральної Росії, для ідентифікації літосферного магнітного поля Землі. Показано перевагу даного інструменту досліджень порівняно з наземними і супутниковими зйомками при вирішенні деяких завдань. Зроблено висновок про необхідність використання геомагнітних даних градієнтних зйомок на аеростатних висотах (20—40 км) для вдосконалення моделей аномального магнітного поля в навколоземному просторі і для вивчення глибинної будови, магнітних властивостей і параметрів земної кори.

Ключові слова: градієнтні геомагнітні зйомки, стратосферні аеростати, аномальне магнітне поле Землі, моделі геомагнітного поля, земна кора, глибинна будова Землі.

Введение. В проблеме изучения строения литосферы Земли ключевое значение имеет аномальное геомагнитное поле (ГМП). Это поле представлено в околоземном пространстве глобальными аналитическими моделями и графическими (цифровыми) наземными картами. Например, [Карта ..., 1974] построена по данным аэромагнитных съемок, которые в основном были выполнены в середине 1970-х годов и продолжались до середины 1980-х годов прошлого века. В настоящее время это единственный источник об аномальном ГМП территории бывшего СССР. Теория подтверждает возможность высокоточного пересчета магнитного поля, заданного на поверхности Земли вверх от нее [Идельсон, 1936; Цирульский, Майер, 1986]. Если на плоскости $z = 0$ задана функция $U(x, y, 0)$, то можно с помощью интеграла Пуассона получить значения $U(x, y, h)$ для $h > 0$. Интеграл Пуассона применим не только к потенциалу, но и к его составляющей Z и некоторыми погрешностями к скаляру T . После появления высотных измерений ГМП неоднократные попытки пересчета поля вверх по наземным данным (как по компоненте Z , так и

по скаляру) и сравнение их с измеренными данными показали значительные расхождения между экспериментальными и расчетными значениями [Петромагнитная ..., 1994]. Этот факт объясняется тем, "что погрешность выделения аномалий определяется прежде всего представительностью исходных данных, в меньшей степени влияет погрешность принятой методики пересчета" [Симоненко, 1976]. Задача точного выделения аномального (литосферного) поля из измеряемого поля на поверхности Земли до сих пор не решена, и по этой причине адекватно проводить пересчет аномального ГМП поля вверх по наземным данным невозможно. Следовательно, аномальное ГМП на подспутниковых (аэростатных) высотах можно адекватно получить только прямыми измерениями. В подтверждение изложенного обратимся к статье [Hildenbrand et al., 1996], в которой показано, что спектр аномального ГМП, полученный по данным аэромагнитных и спутниковых магнитных съемок, имеет разрыв в диапазоне 150—600 км. Авторы настоящей статьи утверждают, что, несмотря на высокоточные измерения ГМП, из данных низковисотных аэромагнитных съемок не

возможно выделить сигналы, гармоника которых соответствуют этому разрыву.

В статье [Цветков и др., 2011] показано, что для детального изучения поля глубинных источников принципиально необходимы магнитные съемки на высотах 20—40 км, численно сопоставимых с вертикальной мощностью земной коры. Аномальное ГМП на этих высотах формируется с естественным осреднением локальных аномалий. Магнитные поля от поверхностных и глубинных источников имеют величины одного и того же порядка, так как удаленность точки измерения от земной поверхности и от подошвы земной коры отличается всего лишь в два раза. Стратосферные высоты 20—40 км освоены аэростатами. Выше веролопаузы (~ 18 км) существуют регулярные зональные воздушные течения, вместе с которыми аэростат способен совершать кругосветные полеты вдоль географических параллелей. Магнитные измерения вдоль протяженных трасс полетов аэростатов необходимы для изучения характеристик магнитных аномалий и их источников. Применяемые для этого методы часто основаны на результатах анализа профильных данных [Alldredge et al., 1963; Tanaka et al., 1999]. Аэростатные магнитные профили, используемые ниже, получены нами на высоте около 30 км. Как показано в статье [Цветков и др., 2015], аэростатный профиль охватывает магнитные аномалии, находящиеся в 100-километровой полосе.

В середине 1980-х годов в СССР был создан аэростатный магнитный градиентометр [Цветков, Белкин, 1995; Николаев и др., 2008], имеющий вертикально ориентированную измерительную базу длиной 6 км, вдоль которой равномерно распределены три протонных магнитометра. Методическая погрешность магнитных измерений на борту аэростата в полете составляет около 1,5 нТл и рассмотрена в статьях [Цветков и др., 2007, 2015]. Точность аэростатных магнитных измерений подтверждена данными от трех разнесенных независимых бортовых магнитометров, различающихся только на величину прогнозируемого вертикального градиента ГМП. Таким образом, магнитные данные, полученные на аэростате, могут служить эталонными (с точностью 1,5 нТл) для анализа погрешностей различных геомагнитных съемок и магнитных карт, что является одной из задач стратосферных геомагнитных съемок.

Данные градиентных измерений позволяют оценить насыщенность аэростатных магнитных измерений полями глубинных источ-

ников в значимых величинах. В статье [Цветков и др., 2015] доказано, что при длине измерительной базы градиентометра, равной 6 км, вертикальные градиенты аномального ГМП надежно измеряются от источников, расположенных вблизи нижней границы земной коры. Следовательно, данные магнитометров, буксируемых на высоте 30—40 км, содержат в значимых величинах все магнитные поля источников земной коры, превышающие шумы измерений. Это еще одна из задач стратосферных геомагнитных съемок.

Градиентные магнитные измерения в стратосфере позволяют анализировать точность глобальных аналитических моделей главного ГМП, как это было предложено в работе [Цветков и др., 2011]. В работе [Зверева, 2007] было выполнено моделирование глобальной аналитической модели главного ГМП с использованием среднесуточных гармонических моделей. Сравнение полученной модели с моделью IGRF показало их расхождение до 12 нТл. Таким образом, вопрос контроля точности глобальных моделей также может быть включен в список задач стратосферных геомагнитных съемок. Нами предложен метод контроля погрешностей таких моделей, основанный на том, что дифференциалы нормального магнитного поля Земли, получаемые по аналитическим моделям для точек, разнесенных на расстояние 6 км, не содержат заметной систематической погрешности этих моделей, как и моделей вековой вариации магнитного поля Земли. Это следует из того, что для источников, расположенных на глубине свыше 3000 км, на таком относительно малом расстоянии между датчиками градиентометра (6 км) эти погрешности практически идентичны и исключаются при вычислении дифференциалов. Данные вертикальных магнитных градиентов не содержат и значимых градиентов полей внешних источников, вертикальный градиент исходного поля состоит из суммы градиентов нормального и аномального магнитного поля Земли. В местах, где нет значимых магнитных аномалий [Цветков и др., 2015], проверяется уровень главного ГМП, полученный по аналитической модели с измеренными значениями.

Экспериментальные данные. В работе использовались данные, полученные во время полета стратосферного аэростата с градиентометром на борту, который состоялся 22 марта 2013 г. Старт аэростата был произведен со стартовой площадки, расположенной в г. Вольске Саратовской области. Дина полета составила около 950 км, полет завершился вблизи границы Рос-

сии с Республикой Казахстан. Основная часть полета проходила на высоте около 30 км. Продолжительность горизонтального полета аэростата составила около 6 ч (4—10 ч UT, 8—14 ч LT). Средняя скорость дрейфа составляла около 150 км/ч. Траектория полета аэростата пересекла район простираения спутниковой Камско-Эмбенской магнитной аномалии (КЭМА) [Орлюк, 2000] ориентировочно по географической параллели 52° с. ш. (рис. 1).

Ниже анализируются три профиля аномального ГМП, полученные по одному и тому же маршруту, но на разных высотах (рис. 2). Наземный магнитный профиль ($H = 0$ км) построен по данным карты [Карта ..., 1974], аэростатный профиль — по аэростатным экспериментальным данным ($H = 30$ км), спутниковый магнитный профиль — по модели MF-7 (<http://geomag.org/models/index/html>). Магнитная аномалия на высоте 400 км (спутниковая КЭМА) была выделена по магнитным данным спутника Магсат [Coles et al., 1982] и подтверждена магнитными измерениями на последующих спутниках. Следовательно, можно утверждать, что данная аномалия реально существует и на ее параметры можно полагаться в наших исследованиях. В приведенных магнитных профилях за время $t \pm 2$ сут (где t — время старта аэростата) по данным магнитометрической станции (аналога бортового магнитометра), установленной на стартовой площадке в г. Вольске, а также магнитных обсерваторий "Москва" и "Аркти" введены поправки за магнитную вариацию внешнего поля. Изменчивость Sq-вариации за время полета имела монотонный характер и составила -26 нТл в ее экстремуме (относительно ночного уровня, оцененного за 4 суток вариационных наблюдений). Так как за время полета аэростата отсутствовали значимые магнитные возмущения, поправка была введена только за суточный ход геомагнитного поля. Полученный во временной шкале массив магнитных данных был представлен в форме пространственных координат. Связующим звеном для этой операции послужила одновременность магнитных и навигационных измерений. Данные интерполированы с шагом $0,1^\circ$ вдоль трассы полета аэростата. Наземный магнитный профиль снят с карты [Карта ..., 1974] с осреднением данных в круге диаметром 10 км. Это сделано с целью нивелирования возможных координатных погрешностей географической сетки карты.

Фурье- и вейвлет-анализы наземного и аэростатного магнитных профилей. На каком-либо высотном уровне аномальное ГМП яв-

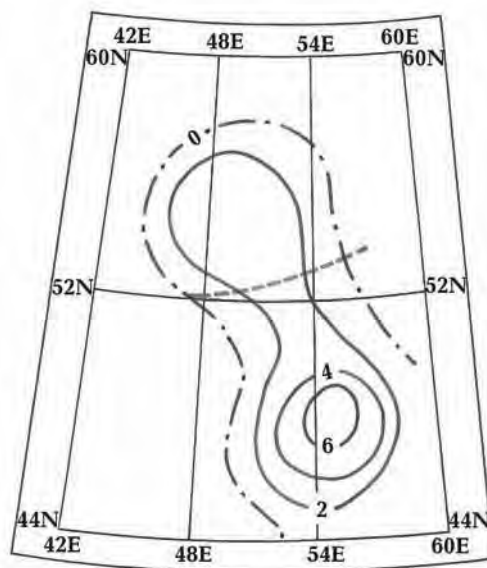


Рис. 1. Траектория полета стратосферного аэростата (штриховая линия) относительно простираения КЭМА на высоте спутника.

ляется суперпозицией полей его источников, поэтому осреднение наземных данных действует на поле подобно пересчету на высоту. Учитывая это свойство поля, сравнивались результаты осреднения наземных данных с аэростатными и спутниковыми данными (см. рис. 2). Выявлено, что при осреднении данных взаимная компенсация положительных и отрицательных аномалий наземного профиля проявляется для этого района значительно сильнее, чем для аэростатного магнитного профиля, и осреднение дан-

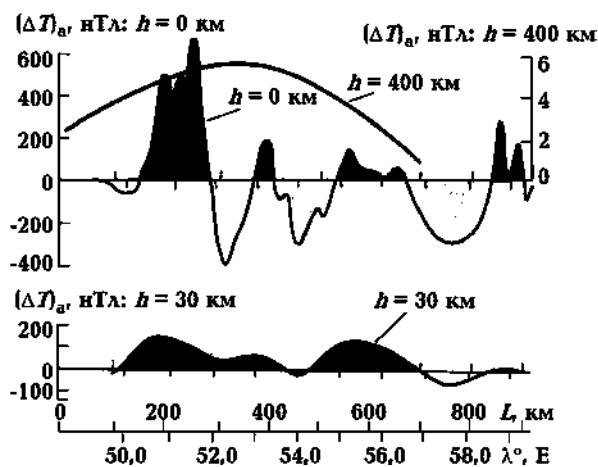


Рис. 2. Разновысотные магнитные профили, полученные в районе простираения КЭМА.

ных наземного профиля практически их обнуляет. В сравнении с аэростатными данными можно предположить, что карты аномального ГМП построены с ошибочным разделением на положительные и отрицательные аномалии и напрашивается вывод о несоответствии уровня примененного главного ГМП действительному. Это было подтверждено экспериментальными данными, полученными в 2007, 2008 и 2013 гг. для этого же региона.

Однако представленные магнитные профили наземного и аэростатного ГМП в той или иной мере содержат ошибки главного ГМП. Следовательно, полученные результаты, основанные на осреднении профилей, необходимо подтвердить другими методами, в том числе независимыми. Для этого рассмотрим количественные характеристики спектров магнитных аномалий наземного и аэростатного профилей.

Траектория полета аэростата после набора высоты близка к прямой линии и для дальнейшего анализа данные удобно представить как функцию положения аэростата вдоль этой линии, отсчитанного от начальной точки траектории. К таким данным можно применять все стандартные методы анализа двумерных данных, в том числе пространственный фурье-анализ данных наземного и аэростатного профилей аномального ГМП.

Результаты шести полетов аэростатов в районе простираения КЭМА показали, что наземные и аэростатные крупные региональные магнитные аномалии этого района различаются по величине в 3—4 раза. Поэтому для сравнения амплитуд гармоник того и другого спектров первичные данные наземного профиля были уменьшены в три раза.

Спектр аномального ГМП наземного профиля имеет более сложную структуру, чем спектр аэростатного (рис. 3). Учитывая то, что длина профиля незначительно превышает периоды выделяемых гармоник длинноволновой части спектров ($L = 300 \div 550$ км), данный метод спектрального анализа магнитных профилей не позволяет достоверно подтвердить наличие таких гармоник в исследуемых данных.

Попробуем исследовать упомянутые данные, используя математический аппарат вейвлет-анализа [Астафьева, 1996; Moreau et al., 1999; Иванов и др., 2001]. Метод должен выявить неоднородности ГМП аэростатного профиля, что позволит сопоставить местоположения на аэростатном профиле протяженных неоднородностей ГМП с местоположением экстремума интенсивности спутниковой КЭМА по сечению

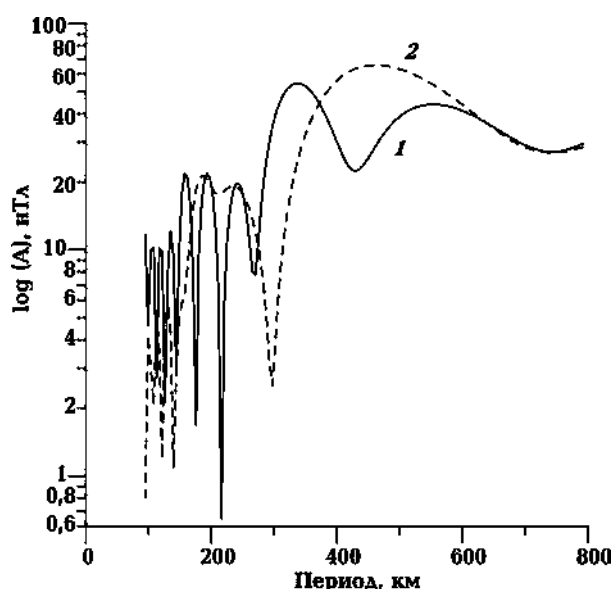


Рис. 3. Пространственный фурье-спектр вариации аномального магнитного поля Земли вдоль трассы полета аэростата по наземным (1) и аэростатным (2) данным (шаг выборки 9 км).

ее трассой полета аэростата. Вейвлет-преобразование обладает определенными преимуществами, в первую очередь связанными с возможностями локального анализа местоположений неоднородностей ГМП.

Аналитическое непрерывное вейвлет-преобразование процесса $f(t)$ строится путем масштабных преобразований и сдвигов анализирующего вейвлета $\psi(t)$ и определяется выражением

$$W(a, b) = a^{-\nu} \int_{-\infty}^{\infty} \psi^* \left(\frac{t-b}{a} \right) f(t) dt, \quad (1)$$

где a — параметр, характеризующий временной или пространственный масштаб, b — параметр сдвига, ν — нормировочный коэффициент, звездочка — символ комплексного сопряжения.

Именно свойства анализирующих вейвлетов и определяют возможности вейвлет-преобразования.

Результат применения вейвлет-преобразования к одномерному ряду — двумерный массив коэффициентов $W(a, b)$. Распределение этих коэффициентов в пространстве (a, b) дает представление о вкладе составляющих разного масштаба. Часто матрицу $W(a, b)$ называют спектром коэффициентов вейвлет-преобразо-

вания или картинами вейвлет-коэффициентов.

При расчетах был использован МНАТ-вейвлет:

$$\psi(t) = (1 - t^2) e^{-\frac{t^2}{2}}. \quad (2)$$

МНАТ-вейвлет (Mexican hat — мексиканская шляпа) — реальный вейвлет, имеющий узкий энергетический спектр и два равных нулю момента, хорошо подходит для выделения индивидуальных особенностей неоднородностей, присутствующих в исследуемых данных.

Картинки вейвлет-коэффициентов, полученные для аномального магнитного поля по аэростатным и наземным измерениям, представлены на рис. 4, а, б.

На картинах коэффициентов $W(a, b)$ по горизонтальной оси отложен диапазон сканирования данных по параметру сдвига b , по вертикальной — масштабный коэффициент a . Поскольку в исходных данных интервал дискретизации выражен в градусах широты и долготы, которые можно выразить в километрах, то здесь масштабный коэффициент a пропорционален масштабам неоднородностей аномального магнитного поля, выраженным в километрах. Параметр сдвига b здесь соответствует долготе выделяемых неоднородностей.

Полярность, долготная локализация и масштабы неоднородностей, наблюдаемых в аномальном магнитном поле профилей, выявленных с помощью вейвлет-анализа, представлены в таблице.

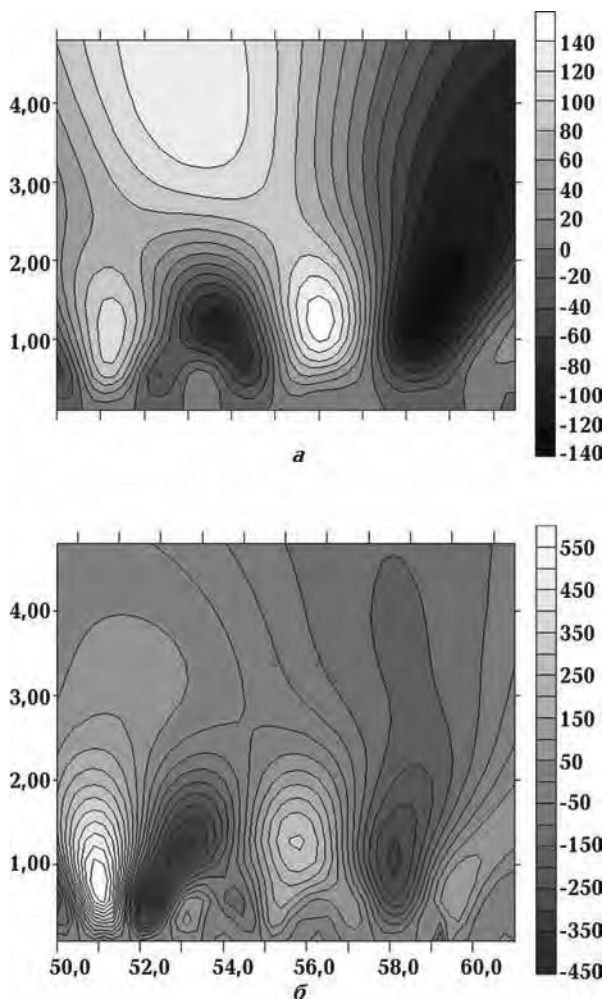


Рис. 4. Картины $W(a, b)$ вейвлет-коэффициентов аэростатного (а) и наземного (б) профилей.

Параметры неоднородностей аномального магнитного поля вдоль профиля (по результатам вейвлет-анализа)

Аэростатная съемка				Наземная съемка			
Номер пункта	Полярность	Долгота, град	Протяженность, км	Номер пункта	Полярность	Долгота, град	Протяженность, км
1	+	51,1	120	1	+	50,9	70
2	-	52,2	50	2	-	52,0	60
3	-	52,7	550—600	3	-	52,5	100
4	-	53,6	130	4	-	52,9	130
5	+	55,9	140	5	+	52,9	30
6	-	58,6	170	6	-	54,0	65
				7	+	55,7	130
				8	-	57,9	110

Примечание: "+" — положительная полярность, "-" — отрицательная.

На картине вейвлет-коэффициентов аэростатного профиля наблюдаются неоднородности положительной и отрицательной полярности с протяженностью по долготе от 50 до 170 км, а также более крупная неоднородность положительной полярности с протяженностью порядка 400—500 км, с максимумом на долготе 52—54°. Эта неоднородность аэростатного вейвлета четко совпадает с местоположением максимальной интенсивности спутниковой КЭМА на этой же долготе (см. рис. 2, 4, а), т. е. независимым методом подтверждается реальное существование крупных региональных составляющих в аэростатных магнитных данных.

На картине вейвлет-коэффициентов наземного профиля отсутствуют неоднородности протяженностью свыше 130 км. Следовательно, наземная карта не содержит значимых реально существующих крупных региональных магнитных аномалий. В этом состоят основные дефекты наземных карт аномального ГМП. Локализация неоднородностей, наблюдаемых на картине вейвлет-коэффициентов, полученной для наземного профиля, хорошо совпадает с системой неоднородностей по аэростатным данным. Согласованность по долготным протяженностям удовлетворительная. Различия связаны с особенностями характера изменений аномалий с высотой. Выявленные фурье-анализом наземного профиля аномального ГМП незначительные по величине гармоники с периодами выше 130 км в вейвлет-картине явно не просматриваются, по-видимому, из-за их малости.

Таким образом, опираясь на результаты вейвлет-анализа, можно утверждать, что наземный профиль не содержит достоверно выделяемых

крупных неоднородностей, которые наблюдаются в спутниковом и аэростатном профилях. Вероятно, при конструировании наземной карты аномального ГМП часть аномального поля, связанная с глубинными источниками, потеряна. В подтверждение такой потери приводим основанную на пересчетах вверх наземных данных цитату из монографии [Петромагнитная ..., 1994]: "... глубинные источники вносят существенный вклад в аномалии Магсат, но не объясняют полностью их интенсивность. Это влечет за собой допущение о неучтенных более глубинных источниках". Видимо, такая потеря полей от глубинных источников не позволяет получить удовлетворительные результаты пересчета полей, представленных наземными картами, вверх от поверхности Земли и проектировать уточненную аналитическую модель магнитных аномалий для околоземного пространства.

Заключение.

Результат этой и предыдущих работ позволяет сделать следующие выводы.

1. Использование только наземных и спутниковых магнитных съемок не дает возможности для создания полной картины аномального ГМП.
2. Для совершенствования моделей аномального магнитного поля в околоземном пространстве и для изучения глубинного строения, магнитных свойств и параметров земной коры, помимо наземных и спутниковых данных, должны использоваться данные геомагнитных градиентных съемок на аэростатных высотах (20—40 км).

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ № 14-05-00204.

Список литературы

- Астафьева Н. М. Вейвлет-анализ: основы теории и примеры применения. *Успехи физ. наук.* 1996. Т. 166. № 11. С. 1145—1170.
- Зверева Т. И. Методы и результаты моделирования геомагнитного поля по данным мировой сети обсерваторий и спутниковых измерений: *Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук.* Троицк, 2007. 26 с.
- Иванов В. В., Ротанова Н. М., Ковалевская Е. В., Цветков Ю. П. Использование результатов вейвлет-анализа для оценки глубин магнитных источников. *Геомагнетизм и аэронавигация.* 2001. Т. 42. № 4. С. 569—576.
- Игельсон Н. И. Теория потенциала с приложениями к теории фигуры Земли и геофизике. Ленинград: Объединенное научно-техническое издательство, 1936. 424 с.
- Карта аномального магнитного поля территории СССР. 1 : 2500000. Ред. З. А. Макарова. Москва: Главное управление геодезии и картографии, 1974. 16 л.
- Николаев Н. С., Крапивный А. В., Баранов Я. В., Брехов О. М., Цветков Ю. П., Пчелкин А. В. Высокоточный аэростатный градиентометр со спутниковыми каналами связи. *Датчики и системы.* 2008. № 1. С. 16—20.

- Орлюк М. И. Пространственные и пространственно-временные магнитные модели разноранговых структур литосферы континентального типа. *Геофиз. журн.* 2000. Т. 22. № 6. С. 148—165.
- Петромагнитная модель литосферы. Ред. Д. М. Печерский. Киев: Наук. думка, 1994. 175 с.
- Симоненко Т. Н. Условия классификации региональных магнитных аномалий. В кн.: *Магнитные аномалии земных глубин*. Киев: Наук. думка, 1976. С. 5—17.
- Цветков Ю. П., Белкин В. А. Магнитные измерения в слое стратосферы. *Докл. АН.* 1995. Т. 345. № 3. С. 397—400.
- Цветков Ю. П., Брехов О. М., Бонгарь Т. Н., Цветкова Н. М. Особенности геомагнитного поля, выявленные по градиентным магнитным измерениям на стратосферных высотах. *Геомагнетизм и аэронавигация*. 2015. Т. 55. № 1. С. 130—138.
- Цветков Ю. П., Брехов О. М., Филиппов С. В., Бонгарь Т. Н., Иванов А. А., Крапивный А. В., Николаев Н. С. Экспериментальные оценки погрешности измерений вертикальных геомагнитных градиентов в стратосфере. *Геомагнетизм и аэронавигация*. 2007. Т. 47. № 4. С. 543—547.
- Цветков Ю. П., Кузнецов В. Д., Головкин В. П., Брехов О. М., Пелле В. А., Крапивный А. В., Николаев Н. С. Выделение аномального магнитного поля Земли из аэростатных магнитных съемок на высотах 20—40 км. *Докл. АН.* 2011. Т. 436. № 2. С. 262—266.
- Цирульский А. В., Майер В. И. Об интерпретации повысотных аэромагнитных наблюдений. *Изв. АН СССР, Физика Земли*. 1986. № 5. С. 76—82.
- Aldredge L. R., Voorhis G., Davis T. M., 1963. A magnetic profile around the world. *J. Geophys. Res.* 68, 3679—3692.
- Coles R. L., Haines G. V., Jansen van Beek G., 1982. Magnetic anomaly map from 40 °N to 83 °N derive from MAGSAT satellite data (paper 21.0156). *Geophys. Res. Lett.* 9(4), 281—284.
- Hildenbrand T. G., Blakely R. J., Hinze W. J., 1996. Aeromagnetic survey over U.S. to advance geomagnetic research. *EOS Trans. AGU* 77(28), 265—268.
- Moreau F., Gibert D., Holschneider M., Saracco G., 1999. Identification of sources of potential fields with the continuous wavelet transform: Basic theory. *J. Geophys. Res.* 104(B3), 5003—5013.
- Tanaka A., Okubo Y., Matsubayashi O., 1999. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics* 306, 461—470.

Magnetic measurements in stratosphere and their role in the studies of magnetic field of the Earth

© Yu. P. Tsvetkov, S. V. Filippov, V. V. Ivanov, O. M. Brekhov, 2016

Listed non-exhaustive list of tasks stratospheric magnetic surveys, at which decision the use of gradient measurements of the geomagnetic field on board a stratospheric balloon increases the accuracy of the research field of nature. An example use of such measurements, made in 2013 during the flight of the balloon over the territory of Central Russia, to identify the lithospheric magnetic field of the Earth is demonstrated. The advantage of this research tool in comparison with terrestrial and satellite surveys for the some tasks is shown. To improve the models of the anomalous magnetic field in near-earth space and the researches of the deep structure, magnetic properties and parameters the earth's crust it is necessary to use the data of the geomagnetic gradient surveys at the balloon altitudes (20—40 km).

Key words: gradient geomagnetic survey, stratospheric balloons, the anomalous magnetic field of the Earth, the model of the geomagnetic field, the Earth's crust, the deep structure of the Earth.

References

- Astafyeva N. M., 1996. Wavelet analysis: basic theory and some applications. *Uspekhi fizicheskikh nauk* 166(11), 1145—1170 (in Russian).
- Zvereva T. I., 2007. Methods and results of the geomagnetic field simulation according to the global network of observatories and satellite measu-

- rements: *Abstract Dis. Cand. Sci.* Troitsk, 26 p. (in Russian).
- Ivanov V. V., Rotanova N. M., Kovalevskaya E. V., Tsvetkov Yu. P., 2001. Use of the results of wavelet analysis to assess the depth of magnetic sources. *Geomagnetizm i aeronomiya* 42(4), 569—576 (in Russian).
- Idelson N. I., 1936. Potential theory with applications to the theory of the figure of the Earth and geophysics. Leningrad: Joint Scientific and Technical Publishers, 424 p. (in Russian).
- Map of the anomalous magnetic field in the USSR, 1974. 1 : 2 500 000. Ed. Z. A. Makarova. Moscow: Main Department of Geodesy and Cartography, 16 p. (in Russian).
- Nikolaev N. S., Krapivnyy A. V., Baranov Ya. V., Brekhov O. M., Tsvetkov Yu. P., Pchelkin A. V., 2008. High precision aerostatic gradiometer with satellite connection. *Datchiki i sistemy* (1), 16—20 (in Russian).
- Orlyuk M. I., 2000. Spatial and spatio-temporal models of magnetic structures varying in ranks continental lithosphere. *Geofizicheskiy zhurnal* 22(60), 148—165 (in Russian).
- Petromagnetic model of the lithosphere, 1994. Ed. D. M. Pecherskiy. Kiev: Naukova Dumka, 175 p. (in Russian).
- Simonenko T. N., 1976. Classification terms of regional magnetic anomalies. In: *Magnetic anomalies depths of the Earth*. Kiev: Naukova Dumka, 5—17 (in Russian).
- Tsvetkov Yu. P., Belkin V. A., 1995. Magnetic measurements in the stratosphere. *Doklady AN* 345(3), 397—400 (in Russian).
- Tsvetkov Yu. P., Brekhov O. M., Bondar T. N., Tsvetkova N. M., 2015. Features of the geomagnetic field identified by a gradient magnetic measurements at stratospheric altitudes. *Geomagnetizm i aeronomiya* 55(1), 130—138 (in Russian).
- Tsvetkov Yu. P., Brekhov O. M., Filippov S. V., Bondar T. N., Ivanov A. A., Krapivnyy A. V., Nikolaev N. S., 2007. Experimental evaluation of the measurement error of the geomagnetic vertical gradients in the stratosphere. *Geomagnetizm i aeronomiya* 47(4), 543—547 (in Russian).
- Tsvetkov Yu. P., Kuznetsov V. D., Golovkov V. P., Brekhov O. M., Pelle V. A., Krapivnyy A. V., Nikolaev N. S., 2011. Extraction of the anomaly magnetic field of the earth from stratospheric balloon magnetic surveys at altitudes of 20—40 km. *Doklady AN* 436(2), 262—266 (in Russian).
- Tsirulskiy A. V., Meyer V. I., 1986. On the interpretation of aeromagnetic observations povysotnyh. *Fizika Zemli* (5), 76—82 (in Russian).
- Allredge L. R., Voorhis G., Davis T. M., 1963. A magnetic profile around the world. *Geophys. Res.* 68, 3679—3692.
- Coles R. L., Haines G. V., Jansen van Beek G., 1982. Magnetic anomaly map from 40 °N to 83 °N derive from MAGSAT satellite data (paper 21.0156). *Geophys. Res. Lett.* 9(4), 281—284.
- Hildenbrand T. G., Blakely R. J., Hinze W. J., 1996. Aeromagnetic survey over U.S. to advance geomagnetic research. *EOS Trans. AGU* 77(28), 265—268.
- Moreau F., Gibert D., Holschneider M., Saracco G., 1999. Identification of sources of potential fields with the continuous wavelet transform: Basic theory. *J. Geophys. Res.* 104(B3), 5003—5013.
- Tanaka A., Okubo Y., Matsubayashi O., 1999. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics* 306, 461—470.

Геотермические условия и мезо-кайнозойская эволюция Карпато-Паннонского региона

© Р. И. Кутас, 2016

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 14 июля 2016 г.

Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым

Наведено нові двовимірні (2D) числові геотермічні моделі літосфери і результати їх геодинамічного аналізу разом з моделями структури земної кори вздовж трьох профілів глибинного сейсмічного зондування, які перетинають Західні і Східні Карпати від Паннонського басейну до палеозойської Західноєвропейської і докембрійської Східноєвропейської платформ. Побудова та інтерпретація геотермічних 2D моделей ґрунтується на числовому розв'язку стаціонарного і нестаціонарного рівнянь теплопровідності. Одержані геофізичні і геотермічні моделі вказують на значні варіації товщини літосфери, розшарованості земної кори, розподілу температур і сейсмічних швидкостей. З урахуванням структури земної кори та розподілу теплових потоків на всіх досліджених трансектах можна виділити три сектори з різним віком земної кори: неоальпійським, мезозойсько-пізньопалеозойським, ранньопалеозойсько-пізньопротерозойським. Межі секторів не збігаються з межами тектонічних зон у верхній корі. Густина теплового потоку в Паннонському басейні і Закарпатському прогині (зона неоальпійської тектонічної активності) сягає 80—130 мВт/м², у Внутрішніх Карпатах, внутрішніх зонах Зовнішніх Карпат, у межах Західноєвропейської платформи (зона мезозойської і пізньопалеозойської тектонічної активності) зменшується до 60—70 і до 35—60 мВт/м² на більшій частині Зовнішніх Карпат, у Передкарпатському прогині, Транс'європейській сутурній зоні, крайовій частині Східноєвропейської платформи (зона ранньопалеозойської та пізньопротерозойської активності). Зменшення теплового потоку супроводжується стовщуванням літосфери і земної кори. Товщина геотермічної літосфери збільшується від 65—80 км під Паннонським басейном до 120—150 км під масивами Внутрішніх Карпат і палеозойською платформою та до 180—200 км під Східноєвропейською платформою. Відповідно глибина залягання поділу Мохо змінюється від 22—30 до 30—40 і до 40—50 км. Високий тепловий потік у Паннонському басейні має мантіяну природу. Він пов'язаний з міоценовим розтяганням і стоншуванням літосфери, утворенням розломних і рифтових систем, підняттям астеносфери, спричиненими субдукцією океанічної літосфери в пізній крейді—палеогені. Сучасна структура Карпато-Паннонського регіону утворилась у результаті неогенової континентальної колізії між Євразійською плитою і мікроплитами Алькапа і Тися-Дакія. Колізійний процес поширювався в режимі стискання, що супроводжувалось насупом верхньої кори мікроплити Алькапа на Пенінську тектонічну одиницю або окраїну палеозойської і докембрійської платформ і піднасувом Паннонської нижньої кори і верхньої частини мантії під Європейську плиту.

Ключевые слова: Карпати, земна кора, астеносфера, тепловий потік, геотермічна модель.

Введение. Карпаты принадлежат к Альпийскому активному поясу Европы и образуют его северную ветвь, ограниченную с севера, востока и юга жесткими платформенными блоками Западно-Европейской, Восточно-Европейской и Мизийской платформ. Современный тектонический и геоморфологический облик Карпатского региона сформировался в неогене, но

в строении его земной коры принимают участие тектонические элементы разного возраста и происхождения, свидетельствующие о длительной и многофазной истории развития, начиная с позднего протерозоя. Как показывает анализ геотермических данных, в развитии геодинамических процессов в литосфере определяющая роль принадлежит тепловой энергии,

которая является их движущей силой. Тесная связь между тепловым режимом и геодинамической активностью подтверждается наличием в земной коре продуктов разновозрастного магматизма и высокотемпературного метаморфизма, а также зависимостью между плотностью теплового потока и возрастом земной коры (или временем ее тектономагматической активизации) [Поляк, Смирнов, 1966; Кутас, 1978, 1986; Geothermal ..., 1992 и др.].

Суть этой зависимости состоит в том, что накопление тепловой энергии и повышение температуры в недрах Земли приводит к нарушению устойчивого состояния, дифференциации и подъему нагретого и частично расплавленного мантийного вещества, активизации тектонических и магматических процессов. Эта схема поддержки теплового баланса недр Земли путем активизации массообмена может иметь много форм реализации. В зависимости от энергетического потенциала, глубинности, параметров среды и других факторов она может проявляться в виде разномасштабных (глобальных, крупно- или мелкоячеистых) конвективных потоков, плюмов, диапиров и т. п. Соответственно изменяется и характер проявления этих движений в структуре литосферы. Современная структура континентальной литосферы — это результат наложения разных по природе и времени действия деструктивных и конструктивных процессов, происходивших как непосредственно в пределах данного региона, так и за его пределами. Их влияние отразилось в тектонических условиях, строении литосферы, составе магматических пород, геологических формациях, тепловой истории и, естественно, современном тепловом состоянии земной коры.

В данной статье анализируется тепловое состояние литосферы Карпатского региона с учетом особенностей его современного строения и истории развития. Цель исследований — осветить основные закономерности в распределении геотермических параметров, выяснить, в какой мере эти закономерности согласуются с современными концепциями развития и тектонического районирования региона, определить роль тепловых процессов в формировании литосферы и земной коры, а также оценить влияние строения последних на современное распределение тепловых потоков. Такому анализу способствовало наличие большого объема новой геолого-геофизической информации, полученной по результатам глубинных сейсмических исследований, математического моделирования, комплексной интерпретации гео-

логических и геофизических данных [Royden, Csontos, 1988; Sándulescu, 1988; Csontos et al., 1992, 1995; Konečný et al., 2002; Guterch et al., 2003; Bielik et al., 2004; Golonka, 2004; Grad et al., 2006; Janik et al., 2011 и др.].

Краткая геолого-геофизическая характеристика региона. Карпатская ветвь Средиземноморского горно-складчатого пояса образует выпуклую к востоку дугу, которая протягивается вдоль края Евразийской плиты от Альп до Динарид (рис. 1). По простиранию в ее пределах выделяют западный, восточный и южный сектора, которые отличаются по своему строению, истории развития, структурно-фациальным особенностям магматических и осадочных комплексов [Глушко, 1968; Тектоническая ..., 1986; Крупский, 2001; Хаин, 2001; Карпатська ..., 2004; Тектонічна ..., 2007; Гнилко, 2011 и др.]. Но во всех секторах сохраняется подобная поперечная зональность, которая выражается в существовании трех главных тектонических элементов — Складчатых Карпат, передового Предкарпатского прогиба, системы внутренних прогибов и впадин.

В Складчатых Карпатах выделяют две мегазоны: Внутреннюю и Внешнюю (Флишевую). Внутренние Карпаты представлены рядом разобщенных кристаллических массивов (Центральных, Западных и Восточных Карпат, Мармарош, Апусени и др.), сложенных доальпийскими (докембрийскими и палеозойскими) метаморфическими и магматическими образованиями, несогласно перекрытыми отложениями мезозоя и кайнозоя. Они имеют покровно-складчатое строение, которое сформировалось в допоздне меловое время. По современным представлениям Внутренние Карпаты лежат на двух независимо развивавшихся до неогена микроплитах — Алькапа (Альпы — Карпаты — Паннония) и Тиссия-Дакия [Хаин, 1984; Sándulescu, 1988; Csontos et al., 1992; Konečný et al., 2002; Golonka, 2004 и др.].

Флишевые Карпаты сложены меловыми, палеогеновыми и нижнемиоценовыми флишеидными комплексами. Они имеют покровно-складчатое строение. Здесь выделяют несколько структурно-фациальных зон и подзон. В разных странах Карпатского региона названия зон и принципы районирования различаются. Тектонические зоны представляют собой тектонические покровы со складчато-чешуйчатой внутренней структурой, надвинутые в сторону платформы и образующие на краю Евразийской плиты аккреционную призму. Образование призмы началось в олигоцене и закончилось в сармате. Мощность

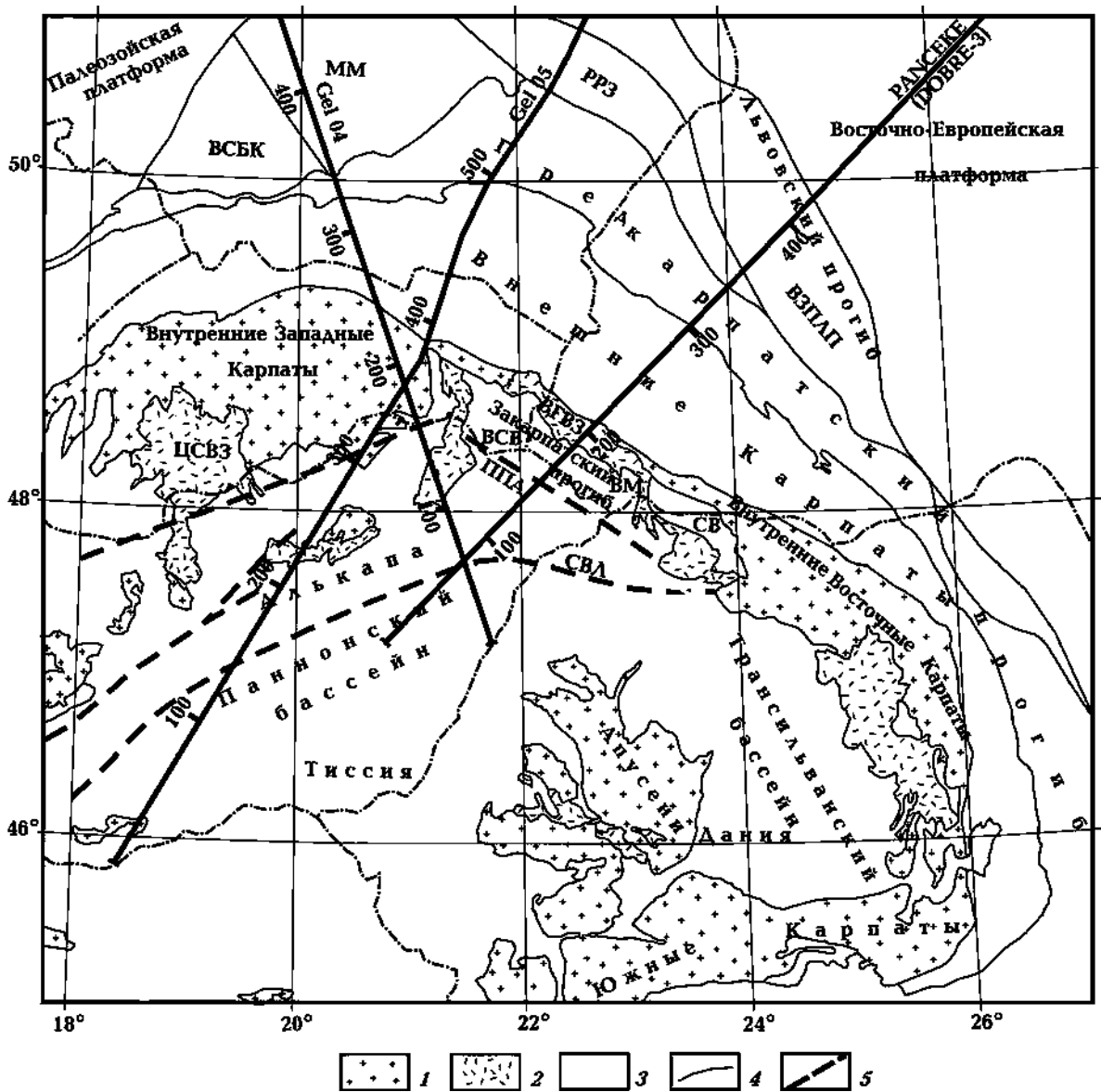


Рис. 1. Схема тектонического районирования Карпато-Паннонского региона и положение сейсмических профилей (Cel 04, Cel 05, PANCAKE), вдоль которых построены геотермические модели литосферы: 1 — кристаллические массивы Внутренних Карпат; 2 — площади неогенового вулканизма; 3 — площади распространения кайнозойских отложений; 4 — границы тектонических зон; 5 — глубинные разломы. Сокращенные обозначения тектонических элементов: ММ — Малопольский массив; ВСБК — Бруно-Силезская единица; РРЗ — Рава-Русская зона; ВЗПЛАП — Внутренняя зона Львовского палеозойского прогиба; ЦСВЗ — Центрально-Словацкая вулканическая зона; ВСВ — Восточно-Словацкая впадина; ВГВЗ — Выгорлат-Гутинская вулканическая зона; ВМ — Мукачевская впадина; СВ — Солотвинская впадина; СВЛ — Средневенгерская тектоническая линия; ППА — Припаннонский разлом.

аллохтонных флишевых образований достигает 8—10 км, а общая мощность осадочного слоя по сейсмическим данным — 18—26 км [Janik et al., 2011; Заяц, 2013; Starostenko et al., 2013]. Внешние (Флишевые) и Внутренние Карпаты разделяет зона Пенинских клишпов. Центральное место во Внутрикarpатской области зани-

мает Паннонский бассейн. По современным представлениям он сформировался в неогене как задуговый бассейн на погруженном основании Внутренних Карпат в результате поднятия мантийного диапира и растяжения континентальной литосферы [Royden, 1988; Horváth, 1993; Kováč et al., 1995; Csontos, 1995; Bielik et al.,

2004 и др.]. Бассейн заполнен неоген-четвертичными осадками, мощность которых иногда достигает 6—7 км. Его образование сопровождалось раздробленностью и утонением земной коры и магматической деятельностью.

Между Паннонским бассейном и Восточными Внешними Карпатами располагается Закарпатский прогиб. По простиранию с северо-запада на юго-восток в его пределах выделяют три впадины — Восточно-Словацкую, Мукачевскую и Солотвинскую. Прогиб заложился как преддуговой бассейн в конце олигоцена на гетерогенном основании, представленном палеозойскими, мезозойскими и палеогеновыми образованиями. Его формирование в неогене сопровождалось магматической активностью и накоплением молассовых отложений, мощность которых изменяется от 1000 до 3500 м [Kováč et al., 1995; Карпатська ..., 2004 и др.].

С внешней стороны всю Карпатскую дугу обрамляет Предкарпатский прогиб, заполненный молассовыми отложениями неогена, мощность которых ступенчато увеличивается от 500 м на границе с докембрийской и палеозойской платформами до 5 км на внутренней границе. Прогиб сформировался на разновозрастных структурах (от позднего протерозоя до эоцена) доальпийской Европы. С учетом различий в возрасте, строении и истории развития донеогенового фундамента и особенностей формирования кайнозойской осадочной толщи в прогибе выделяют ряд зон и разных структурных единиц, в первую очередь — Внешнюю (Вильче-Волицкую) и Внутреннюю (Самборскую и Бориславско-Покутскую) зоны. Внешняя зона сформировалась в бадении и раннем сармате на платформенной (протерозойско-палеозойской) основе, внутренняя — в раннем миоцене на меловой—палеогеновой основе. Юго-западная часть прогиба перекрыта надвигом Складчатых Карпат.

В строении Карпат участвуют доальпийские и альпийские комплексы. Доальпийский фундамент представлен позднепротерозойским, палеозойским и мезозойским комплексами. Докембрийские породы установлены в фундаменте Предкарпатского и Закарпатского прогибов, в ядрах кристаллических массивов Внутренних Карпат. Образования палеозоя выделены в Предкарпатском и Закарпатском прогибах, в Складчатых Карпатах [Глушко, 1968; Карпатська ..., 2004 и др.]. Значительная часть территории Карпат и юго-западный край Евразийской тектонической плиты в палеозое были ареной активных тектонических процессов, сопровождавшихся складчатостью, орогенезом и магмати-

ческой деятельностью. Со середины триаса начался новый (Альпийский) этап тектонической истории Карпатского региона, определивший его современную тектоническую ситуацию.

Характеристика теплового поля. Анализ геотермических условий выполнен по результатам измерений температур и тепловых потоков в глубоких скважинах, опубликованных в многочисленных работах [Bodri, Bodri, 1985; Geothermal ..., 1992; Majcin, 1993; Horváth, 1993; Demetrescu, Andreescu, 1994; Cermak, Bodri, 1998; Lenkey et al., 2002; Majorovich et al., 2003; Global ..., 2011; Majcin et al., 2014, 2016 и др.], а также собственные измерения автора в Украинском секторе Карпатского региона [Кутас, Гордиенко, 1971; Кутас и др., 1975; Кутас, 1978; Кутас, Бевзюк, 1979 и др.]. Следует отметить, что имеющаяся геотермическая информация существенно неоднородна. Она получена в разных геологических, геоморфологических, гидрогеологических условиях, в скважинах разной глубины. Для уменьшения влияния условий измерения и поверхностных факторов максимально использованы результаты измерений в глубоких скважинах. В результаты измерений внесены поправки, учитывающие влияние рельефа, надвигов и изменения палеоклимата [Кутас, 1965].

Тепловое поле Карпатского региона отличается значительной неоднородностью. В его пределах температуры на глубине 1000 м изменяются от 25 до 50 °С, на глубинах 2000 и 3000 м — соответственно от 40 до 115 и от 70 до 160 °С. Плотность теплового потока изменяется от 30 до 130 мВт/м² (рис. 2). Региональные закономерности теплового поля в общих чертах согласуются с тектоническим районированием региона, но некоторые особенности строения и развития земной коры и ее отдельных тектонических элементов усложняют эти закономерности, создавая сеть зональных и локальных аномалий. Усложнение теплового поля на фоне увеличения теплового потока происходит постепенно от древней платформы к внутрикарпатской области.

Прилегающие к Карпатам краевые зоны разновозрастных платформ (Западно-Европейской, Восточно-Европейской, Мизийской) характеризуются относительно низкими тепловыми потоками (38—50 мВт/м²), на фоне которых выделяются отдельные аномалии повышенных (до 60—70 мВт/м²) значений. Низкими тепловыми потоками выделяются архейские и протерозойские блоки Восточно-Европейского кратона, а также прилегающие к кратону структуры, сформировавшиеся или активизированные в неопротерозое и раннем палеозое (балканиды и

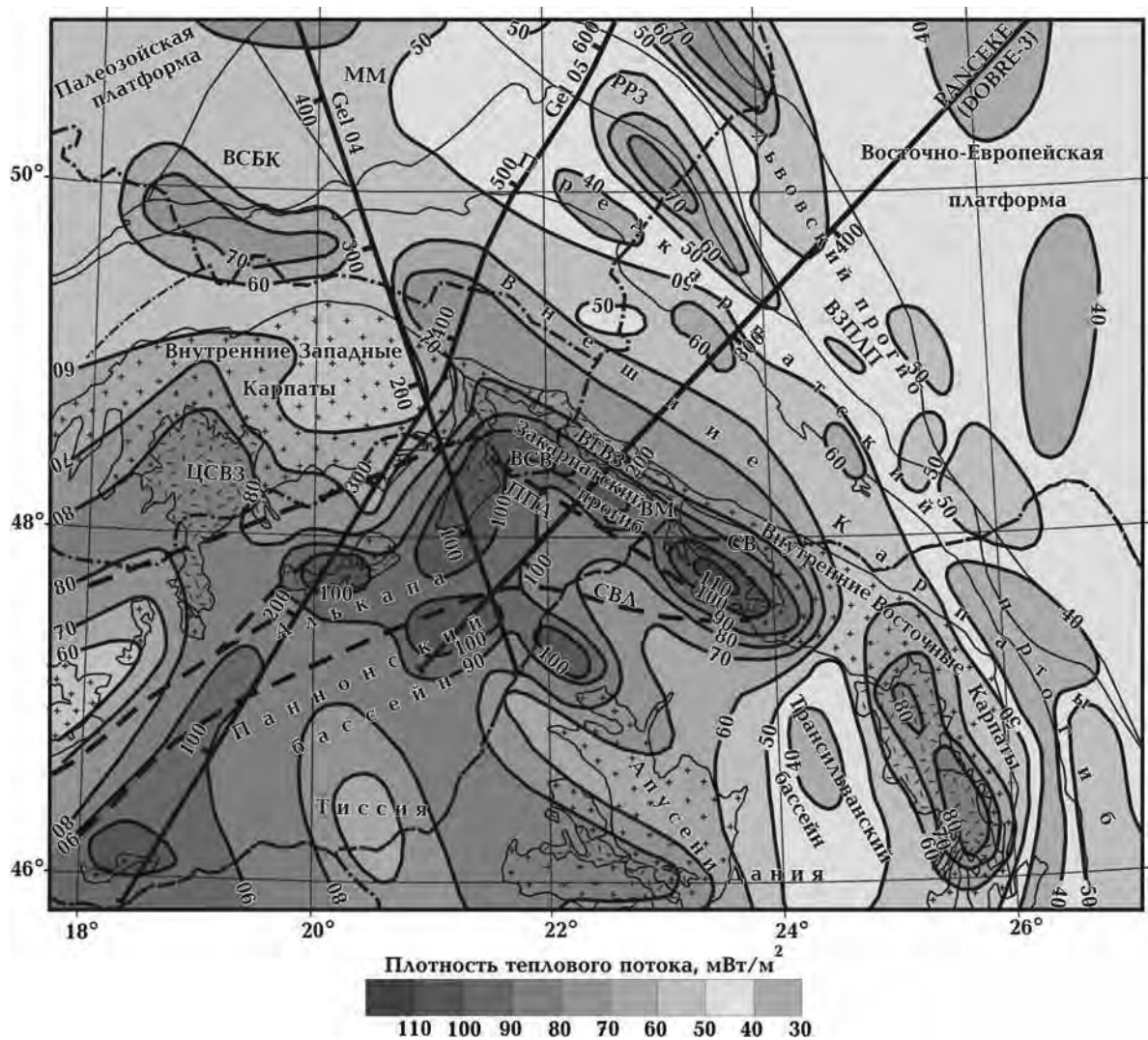


Рис. 2. Схема распределения теплового потока (с элементами тектоники) Карпато-Паннонского региона. Условные обозначения см. на рис. 1.

каледониды), повышенными значениями — тектонические элементы, активно развивавшиеся в позднем палеозое и мезозое. В краевой части Западно-Европейской платформы низкие тепловые потоки (40—55 мВт/м²) характерны для Малопольского и Лежайского массивов, повышенные (50—70 мВт/м²) — для Верхнесилезского бассейна, зон варисцийского тектогенеза. В краевой части Восточно-Европейской платформы на фоне низких тепловых потоков повышенными значениями (50—70 мВт/м²) выделяется внутренняя (Росточская) зона Львовского палеозойского прогиба. Несколько разномасштабных аномалий повышенных тепловых потоков (до 50—55 мВт/м²) выделяется на юго-западной окраине платформы.

В Предкарпатском прогибе преобладают низкие тепловые потоки (35—50 мВт/м²), повышенные значения образуют отдельные аномалии. В западной части прогиба аномалия повышенных значений (55—65 мВт/м²) выделяется в Моравской депрессии. Перед фронтом Восточных Карпат повышенными тепловыми потоками (55—70 мВт/м²) характеризуется северо-западная часть Внешней (Бильче-Волицкой) зоны. В южной части прогиба повышение тепловых потоков происходит вдоль северо-западного борта Фокшанского прогиба. Пониженными потоками характеризуются впадины Крукеничская, Богородчанская, Косовская, Фокшанская. Тепловые потоки уменьшаются при погружении фундамента в юго-западном направ-

лении. Минимальные значения (35—42 мВт/м²) характерны для Самборской зоны. Во внутренней Бориславско-Покутской зоне, перекрытой надвигом Складчатых Карпат, они увеличиваются до 40—55 мВт/м², а на отдельных структурах и нефтяных месторождениях — до 60—65 мВт/м².

Складчатые Карпаты в геотермическом отношении изучены очень слабо. Геотермические исследования здесь проведены в одиночных скважинах, расположенных очень неравномерно. Этот материал позволяет сделать лишь общий обзор теплового поля и наметить некоторые закономерности, в первую очередь отметить в Западных и Восточных Карпатах постепенное увеличение тепловых потоков в направлении Паннонского бассейна и его существенное различие во Внешних (Флишевых) и Внутренних Карпатах.

Во Внешних Карпатах тепловые потоки изменяются от 46 до 70 мВт/м². Повышенными тепловыми потоками характеризуется юго-западная часть Внешних Карпат, прилегающая к Закарпатскому прогибу. Современное деление Внешних Карпат на зоны не находит четкого отражения в тепловом поле. В Скибовой и Кросненской зонах Восточных Карпат сохраняются примерно такие же геотермические условия, как и в Бориславско-Покутской зоне Предкарпатского прогиба. Тепловые потоки составляют 50—65 мВт/м². К юго-западу от зоны Кросно (южнее Ужоцкого разлома) тепловые потоки увеличиваются до 65—75 мВт/м². Повышение тепловых потоков происходит только перед Закарпатским прогибом. В аналогичных зонах Западных Карпат тепловые потоки изменяются от 45—55 мВт/м² в восточной части и до 60—65 мВт/м² в западной. Здесь переход от Внешних Карпат к массивам Внутренних Карпат практически не отражается изменением плотности теплового потока. Южная часть Внешних Карпат и Южные Карпаты также характеризуются относительно низкими (50—60 мВт/м²) тепловыми потоками, которые увеличиваются до 80 мВт/м² в направлении вулканического хребта Калиман—Харгита.

Во Внутренних Карпатах увеличивается дифференциация теплового поля. Кристаллические массивы, неогеновые осадочные бассейны, зоны неовулканизма существенно отличаются по морфологии поля и уровню тепловых потоков. Кристаллические массивы Центральных, Западных и Южных Карпат, горы Апусени характеризуются относительно низкими тепловыми потоками (55—65 мВт/м²), а многочис-

ленные впадины и грабенообразные прогибы Паннонского бассейна — повышенными и высокими (70—130 мВт/м²). Аномалия высоких значений, превышающих 100 мВт/м², простирается вдоль Центрально-Венгерской тектонической зоны. С северо-востока ее ограничивает аномалия высоких тепловых потоков Закарпатского и Мурешского прогибов, которые протягиваются с северо-запада на юго-восток параллельно дуге Восточных Карпат. В юго-западной части Паннонского бассейна высокими потоками выделяются рифтовые зоны Савы и Дравы. Высокими тепловыми потоками и значительной дифференциацией поля отличаются также зоны проявления миоцен-плиоценового вулканизма. На фоне преобладающей высокой геотермической активности Внутривосточной области низкими тепловыми потоками (40—55 мВт/м²) выделяется Трансильванская впадина.

Интерпретация аномалий теплового поля и геотермические модели литосферы. Приведенный обзор данных о распределении тепловых потоков свидетельствуют о значительной неоднородности теплового поля в Карпатском регионе. В региональном плане здесь можно выделить три области с разным уровнем теплового потока: низким (35—55 мВт/м²), охватывающим край Восточно-Европейской и частично палеозойской Западно-Европейской платформ, Предкарпатский прогиб и Внешние зоны Флишевых Карпат, повышенным (50—70 мВт/м²), преобладающим во внутренних зонах Складчатых Карпат, и высоким (70—130 мВт/м²), характерным для наложенных на Внутренние Карпаты впадин Паннонского бассейна и Закарпатского прогиба. Выделенные разные уровни теплового потока согласуются в общих чертах с тектоническим районированием, что свидетельствует о связи тепловой эволюции литосферы с геодинамическими процессами, контролирующими ее развитие и строение.

Региональная закономерность осложняется многочисленными зональными и локальными аномалиями, имеющими, очевидно, разную природу. Тепловой режим литосферы зависит от большого количества факторов, влияющих на распределение источников тепла, условия теплопереноса внутри литосферы и теплообмена на ее нижней и верхней границах. К ним относятся неоднородности строения и состава литосферы, тектоническая и магматическая активность, осадконакопление и эрозия, вертикальные и горизонтальные перемещения блоков и пластин литосферы, динамика флюидов,

рельеф земной поверхности, палеоклиматические изменения и др. Роль этих факторов в процессе эволюции литосферы существенно изменяется. Как показывает анализ геотермических данных, наиболее существенные нарушения энергетического баланса создает тектономагматическая активность, которая сопровождается значительными перемещениями глубинного вещества. Физическая сущность этих тепломассопотоков может изменяться (конвекция, плюмы, диапиры, флюидные потоки и т. п.) и соответственно должно изменяться их воздействие на тепловое состояние и структуру литосферы. В первую очередь динамика теплового баланса влияет на толщину литосферы, нижняя граница которой совпадает с изотермой, определяющей начало частичного плавления.

В частности, в конструктивных (дивергентных) зонах образование океанической литосферы происходит за счет поднятия к поверхности земной коры и постепенного кондуктивного охлаждения океанической астеносферы [Le Pishon et al., 1973; Sclater et al., 1980; Turcot, Shubert, 1982]. Стабилизация теплового режима образующейся литосферы продолжается 80—100 млн лет. Равновесному тепловому режиму соответствуют толщина литосферы 75—100 км и плотность теплового потока 45—55 мВт/м².

В деструктивных (конвергентных) зонах под действием тепломассопотоков происходит частичное разрушение континентальной литосферы и поднятие астеносферы до глубин 40—50 км. В этом случае восстановление теплового режима и равновесной для континентов толщины литосферы (200—250 км) происходит в течение 300—400 млн лет. Но и в первом, и втором случаях тепловое поле приобретает нестационарный характер, а толщина литосферы и плотность теплового потока зависят от возраста плиты (времени, прошедшего с начала остывания литосферы) [Sclater et al., 1980; Кутас, 1986].

Измеренный в приповерхностном слое литосферы тепловой поток содержит стационарную составляющую, сформированную потоком тепла неактивизированной мантии, радиогенными источниками земной коры, условиями теплопередачи, и нестационарную, отражающую многофазность развития и изменения условий теплопередачи внутри литосферы и теплообмена на ее границах. Оценка роли различных факторов может быть выполнена только путем моделирования с учетом как современной структуры литосферы, так и особенностей ее эволюции. В жесткой литосфере с преобладающей ролью кондуктивного теплопереноса распре-

деление температур и тепловых потоков должно удовлетворять теории теплопроводности и может быть восстановлено на основе решения стационарного или нестационарного уравнения теплопроводности при известных параметрах среды и условиях на границах [Кутас, 1978; Кутас и др., 1989, 2003; Majcin, 1993, 2000]. Модели структуры геологической среды и ее параметров составляются на основании геолого-геофизической информации [Кутас и др., 1989, 2003]. Чем больше этой информации, тем выше достоверность созданной модели. Наиболее полная информация существует вдоль профилей глубинного сейсмического зондирования, в районах детальных комплексных геолого-геофизических исследований и глубокого бурения. Учитывая многофазность развития и сложность строения геологической среды, создание геотермических моделей следует рассматривать как процесс последовательного уточнения и усложнения как структуры среды и ее параметров, так и схемы ее эволюции. Применение такой методики позволяет максимально приблизить модель к экспериментальным геолого-геофизическим и геотермическим данным. Используемая в этой работе методика построения геотермических моделей изложена в ряде опубликованных работ [Кутас, 1978; Кутас и др., 1989, 2003]. Здесь отметим лишь некоторые основополагающие элементы.

Процесс моделирования включает: 1) оценку влияния на тепловой поток поверхностных факторов; 2) построение модели структуры литосферы; 3) создание модели распределения радиогенных источников тепла и теплофизических параметров; 4) решение прямой стационарной задачи теплопереноса и определение радиогенной и мантийной составляющих теплового потока; 5) определение фонового уровня мантийного теплового потока и выделение нестационарной составляющей; 6) оценку параметров источника нестационарной аномалии и его влияние на распределение температур; 7) расчет поверхностного теплового потока и суммарных температур в литосфере, выделение характерных изотерм, в частности Кюри, солидуса и ликвидуса, фазовых переходов.

Модель структуры литосферы создается на основе обобщения геолого-геофизических формаций. Среда аппроксимируется слоистой блоковой моделью, позволяющей представить ее латеральную неоднородность набором блоков, а изменение параметров с глубиной в пределах блоков — набором слоев. Параметры среды определяются на основе обобщений экспе-

риментальных данных и корреляционных зависимостей. В частности, для определения тепловыделения в кристаллических породах земной коры использованы эмпирические корреляционные зависимости между радиогенной теплогенерацией и скоростями распространения продольных сейсмических волн (V_p) [Rybach, Buntebarth, 1982; Кутас и др., 1989; Cermak et al., 1990; Rybach, 1996]. Интерпретация нестационарных аномалий основывается на предположении, что они связаны с подъемом глубинного вещества (астеносферы) при температуре, близкой к солидусным значениям. Положение поверхности астеносферы и ее температура определяются в процессе решения задачи методом подбора и сравнения рассчитанных температур и тепловых потоков с измеренными в скважинах.

Интерпретация теплового поля и расчет температур в Карпатском регионе выполнены на основе численного решения стационарного и нестационарного уравнения теплопроводности вдоль трех профилей, пересекающих Западные и Восточные Карпаты. Они образуют веерообразную систему, в центре которой находится Паннонский бассейн, характеризующийся максимальной магматической, тектонической и геотермической активностью.

На всех транскарпатских сечениях сохраняется одинаковая региональная тектоническая зональность (платформа, передовой прогиб, ороген, внутренний бассейн), однако эти крупные элементы в разных секторах Карпатской дуги имеют свои эволюционные, структурные, литолого-фациальные особенности. Современный облик Карпат и их геологическая структура сформировались на альпийском этапе под влиянием надрегиональных геодинамических процессов, сопровождавшихся значительными перемещениями литосферных плит, микроплит, террейнов, отдельных блоков и пластин, влиявших на структуру и тепловой режим литосферы. Но степень этого влияния существенно зависела от предыстории региона, региональных и локальных неоднородностей, сформировавшихся на предыдущих этапах эволюции литосферы.

Геотермическая модель Западных Карпат построена на основании сейсмического профиля Cel 04 (рис. 3) [Šroda et al., 2006]. Модель построена для части профиля, пересекающего с северо-запада на юго-восток южный край Западно-Европейской платформы (Малопольский массив), Предкарпатский прогиб, Внешние и Внутренние Складчатые Карпаты, раз-

деляющую их зону Пенинских клишпов, Паннонский бассейн. Малопольский массив (интервал 320—450 км) относится к структурам раннепалеозойского возраста (каледонского тектогенеза). Толщина земной коры составляет в его пределах 30—32 км и увеличивается в южном и северном направлениях до 35—40 км. Верхняя часть разреза состоит из двух слоев осадков мощностью 1—2 км ($V_p = 3,0 \div 3,5$ км/с) и 3—6 км ($V_p = 4,0 \div 5,2$ км/с). Кристаллическая кора состоит из трех слоев. Толщина верхнего слоя ($V_p = 5,8 \div 5,9$ км/с) постепенно увеличивается в юго-восточном направлении от 8 до 12 км, а среднего слоя ($V_p = 6,0 \div 6,3$ км/с) уменьшается от 20 до 10 км. Утонение среднего слоя компенсируется изменением мощности нижнего ($V_p = 6,7 \div 6,9$ км/с) от 6 до 12 км. Поверхность Мохо под Малопольским массивом образует поднятие, которое отражается в структуре нижней коры. В подкоровом слое верхней мантии $V_p = 8,0 \div 8,1$ км/с. Следует отметить существенное различие в распределении сейсмических скоростей в слоях кристаллической земной коры. В верхнем слое по распределению изолиний скорости выделяется антиклинальное поднятие, хотя нижняя граница этого слоя образует прогиб. В среднем слое сохраняется почти горизонтальное положение изолиний скорости, которое в нижней части нарушается выступом нижнего слоя. Изолинии скоростей в нижнем слое практически параллельны его верхней границе, которая формирует на этом участке поднятие. Такая сложная скоростная структура земной коры может свидетельствовать о многофазной активизации этого района и тектонической природе внутренних границ.

Плотность теплового потока на этом участке профиля изменяется от 46 до 60 мВт/м². Минимальные значения (45—50 мВт/м²) соответствуют Малопольскому массиву. К югу и северу тепловой поток увеличивается до 55—60 мВт/м². Средняя генерация радиогенного тепла в осадочном слое составляет 1,2 мкВт/м³, в верхнем слое кристаллической коры, сложенном преимущественно метаморфизованными породами, она практически сохраняет такое же значение (1,1—1,3 мкВт/м³), а в среднем слое уменьшается с глубиной от 1,2 до 0,4 мкВт/м³. В нижнем слое коры она принята равной 0,2 мкВт/м³, в верхней мантии — 0,02 мкВт/м³. Радиогенный тепловой поток земной коры составляет 22—26 мВт/м², мантийный — 27—30 мВт/м². Изотерма 100 °С соответствует глубинам 6—7 км. На глубинах 10, 20 и 30 км температуры достигают соответственно 170—190, 320—340 и 450—

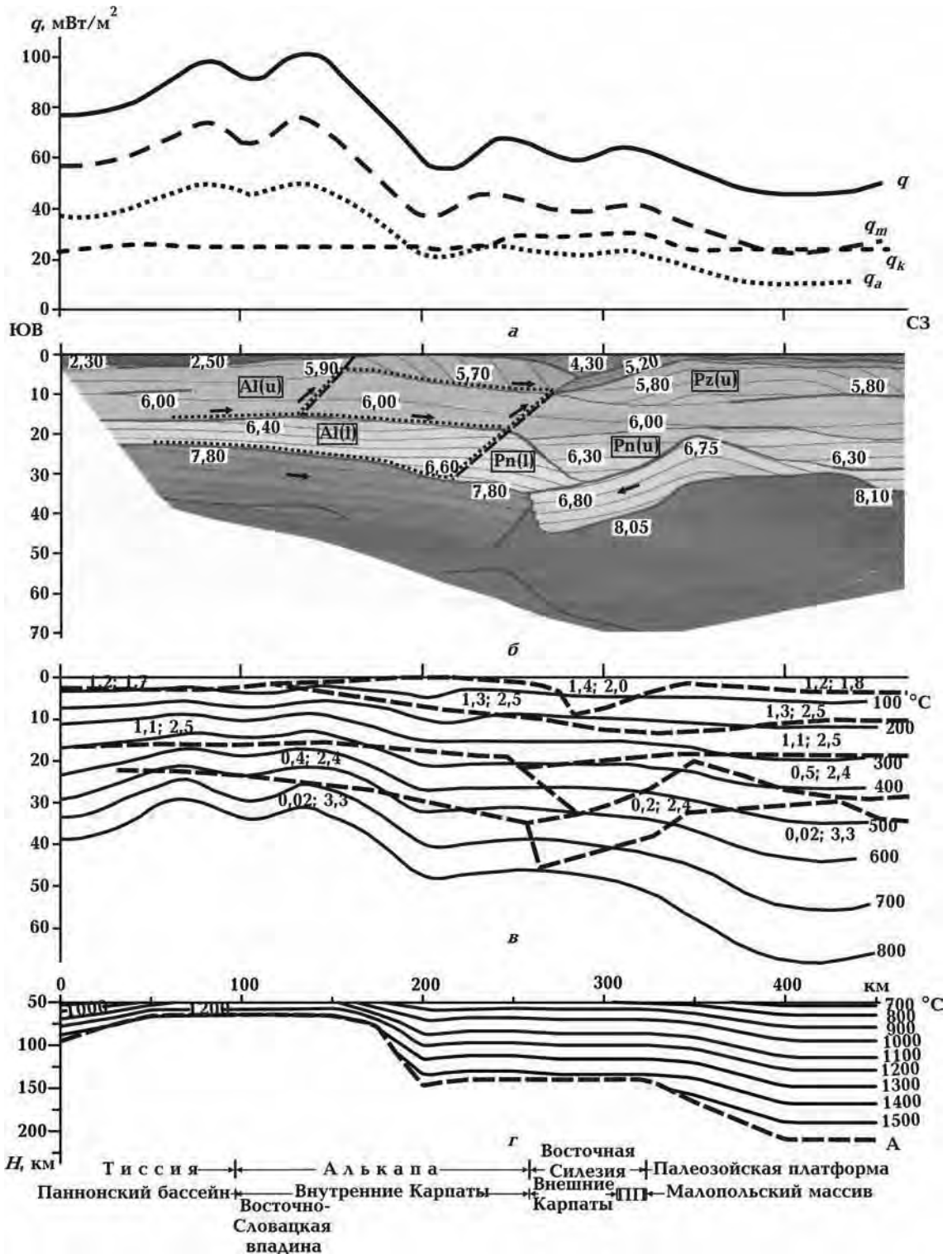


Рис. 3. Геотермическая модель литосферы Западных Карпат вдоль профиля Cel 04 (расположение профиля см. на рис. 1): а — распределение теплового потока (q — средние значения по результатам измерений в скважинах; q_k и q_m — соответственно коровая и мантийная составляющие; q_a — аномальные значения относительно среднего значения на Восточно-Европейской платформе); б — геолого-сейсмический разрез, сейсмические данные по [Sroda et al., 2006] (пунктирные толстые линии — границы слоев, тонкие линии — изолинии скоростей, точками выделены внутрикоровые поверхности срыва и взаимных субгоризонтальных перемещений, пунктирные линии — разломные зоны; обозначения в квадратах — геологическая интерпретация по [Janik et al., 2011]: Al (u) и Al (l) — верхняя и нижняя кора микроплиты Алькапа, Pn (u) и Pn (l) — верхняя и нижняя кора Пеннинского блока, Pz (u) — верхняя кора палеозойской платформы); в — геотермическая модель земной коры (толстыми линиями выделены блоки с разной радиогенной теплогенерацией ($\text{мкВт}/\text{м}^3$, цифры слева) и теплопроводностью горных пород ($\text{Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$, цифры справа), изолинии — температуры, $^{\circ}\text{C}$); г — распределение температур в литосфере глубже 50 км. А — поверхность астеносферы. ПП — Предкарпатский прогиб.

480 °С, на поверхности Мохо — 480—530 °С. Изотермы постепенно погружаются в северном направлении. Толщина литосферы изменяется от 150 до 180 км.

При переходе к Предкарпатскому прогибу и Внешним Карпатам, надвинутым на край Западно-Европейской платформы, представленной Верхнесилезской тектонической единицей, структура земной коры изменяется (интервал 270—320 км). Ее толщина увеличивается до 38—45 км. В ее верхней части выделяется глубокий асимметричный прогиб, заполненный осадками. Мощность осадочной толщи увеличивается в юго-восточном направлении, достигая в наиболее погруженной части 10 км. Ее верхнюю часть ($V_p = 4,0 \div 4,3$ км/с) образует надвиг Складчатых Карпат (аккреционная призма), представленный флишевыми отложениями нижнего мела — миоцена. Их мощность достигает 6—7 км. Надвиг подстилается наклонным слоем ($V_p = 5,2$ км/с), сложенным, очевидно, осадками мезозоя и палеозоя. Кристаллическая кора сохраняет характерное для платформы трехслойное строение, однако структура и параметры слоев изменяются. Мощность верхнего слоя под прогибом уменьшается. Его верхняя низкоскоростная часть полностью разрушается. Мощности среднего и нижнего слоев увеличиваются. Они погружаются в юго-восточном направлении до границы с Внутренними Карпатами. Здесь средний слой ($V_p = 6,26 \div 6,30$ км/с) по тектоническому контакту граничит со средним и нижним слоями ($V_p = 6,0$ и $V_p = 6,40 \div 6,60$ км/с) Внутренних Карпат, а нижний — ($V_p = 6,70 \div 6,80$ км/с) погружается в верхнюю мантию на 8—10 км, образуя своеобразный коровый корень, ограниченный с юга подъемом поверхности верхней мантии с 45 до 33—35 км. В верхней мантии происходит понижение скорости (V_p) от 8,05 до 7,80 км/с.

Плотность теплового потока на этом участке профиля повышается до 58—66 мВт/м². Повышение теплового потока не связано с формированием Карпат или передового прогиба. Такой же уровень сохраняется и за их пределами в Верхнесилезском бассейне. Это означает, что повышение теплового потока обусловлено активизацией Силезской области еще до формирования Карпатского орогена. Уровень теплового потока на этом участке профиля соответствует палеозойскому (вариссийскому) времени тектонической активизации земной коры. За счет радиогенных источников тепла в земной коре генерируется 25—30 мВт/м² теплового потока, а из мантии поступает 30—40 мВт/м².

Температуры на глубинах 10, 20 и 30 км составляют соответственно 190—210, 390—420 и 580—620 °С, на разделе Мохо — 650—680 °С. Поверхность астеносферы поднимается до 140—150 км.

В пределах массивов Внутренних Карпат мощность земной коры составляет 25—35 км (интервал 100—270 км). Земная кора имеет трехслойное строение. В северной части под мало мощным слоем осадков ($V_p = 2,20 \div 2,50$ км/с) залегает слой метаморфизованных и магматических пород ($V_p = 5,70 \div 5,90$ км/с), мощность которого уменьшается в южном направлении. Кристаллическая кора состоит из двух слоев: $V_p = 6,0$ км/с и $V_p = 6,40 \div 6,60$ км/с. Как и на предыдущем участке, распределение изолиний скорости не согласуется с границами слоев. Изолинии скорости в верхнем слое наклонены в сторону Внешних Карпат и "срезаются" его нижней границей. В верхнем и нижнем слоях кристаллической коры изолинии скоростей горизонтальны, но вертикальные градиенты скорости в них различаются. Граница между ними как бы "срезает" верхнюю часть нижнего слоя при горизонтальном перемещении по этой границе. В основании нижнего слоя горизонтальные изолинии скоростей с северо-востока ограничены наклонной поверхностью Мохо. Такая картина могла возникнуть в результате подплавления этого слоя и субгоризонтального оттока расплава в северном направлении под Внешние Карпаты вплоть до границы с нижним слоем платформы, на которой отмечается резкое уменьшение скорости от 7,8 до 6,8 км/с.

Плотность теплового потока во Внутренних Карпатах составляет 60—70 мВт/м², а в Восточно-Словацкой впадине увеличивается до 100—112 мВт/м². Существенные различия в структуре земной коры между Внешними и Внутренними Карпатами практически не проявляются в тепловом потоке на этом профиле. Дольские массивы характеризуются относительно низкими тепловыми потоками. Вклад земной коры составляет 20—23 мВт/м², а верхней мантии увеличивается до 35—45 мВт/м². Температуры на глубинах 10, 20 и 30 км достигают соответственно 200—240, 400—450, 580—650 °С, а в Восточно-Словацкой впадине увеличиваются до 300—330, 540—600, 750—810 °С. На разделе Мохо температуры изменяются от 600 до 700 °С. Поверхность астеносферы поднимается в направлении Паннонского бассейна от 140—150 до 60—70 км.

В Паннонском бассейне мощность земной коры уменьшается до 23—25 км. Кора состоит

из осадочного слоя (5—8 км), представленного в нижней части метаморфизованными образованиями палеозоя и мезозоя ($V_p = 5,70 \div 5,90$ км/с), а в верхней — молассовыми отложениями неогена ($V_p = 2,3 \div 2,5$ км/с), и двух относительно низкоскоростных слоев кристаллической коры. Мощность верхнего ($V_p = 6,0 \div 6,10$ км/с) составляет 15—18 км, а нижнего ($V_p = 6,40 \div 6,50$ км/с) не превышает 10 км. В подкоровом слое верхней мантии $V_p = 7,8$ км/с. Изолинии скоростей в нижнем слое коры располагаются почти горизонтально, а в подкоровом слое параллельны разделу Мохо. Формирование структуры земной коры на этом участке, очевидно, связано с подплавлением и растяжением ее нижней части.

Плотность теплового потока в пределах Паннонского бассейна изменяется от 70 до 105 мВт/м². Вклад радиогенного тепла земной коры в общую величину теплового потока составляет 19—20 мВт/м², а мантии увеличивается до 50—65 мВт/м². Высокие мантийные тепловые потоки соответствуют высоким температурам в верхней мантии, которые могут быть обеспечены только за счет притока глубинного вещества. Интерпретация аномалии теплового потока, выполненная на основе теории теплопроводности, позволяет объяснить высокие тепловые потоки в Паннонском бассейне поднятием глубинных масс при солидусных температурах (~ 1200 °C) на уровень 35—45 км 25—30 млн лет назад (олигоцен — ранний миоцен) [Кутас и др., 1989; Кутас, 1993]. На отдельных участках очаги плавления формировались в земной коре на глубинах 12—20 км. С охлаждением магматических объектов в земной коре и верхней мантии и гидротермальной разгрузкой может быть связано дополнительное повышение теплового потока на 10—25 мВт/м².

Как уже отмечалось, структура земной коры вдоль Карпатской дуги изменяется. Уже в восточной части Западных Карпат (в зоне поворота Карпатской дуги) отмечаются существенные различия как в структуре и литологостратиграфической характеристике кайнозойского этажа, так и в строении, условиях образования и развития подстилающих более древних горизонтов земной коры. Изменяется и характер теплового поля. Эту часть Карпат пересекает несколько сейсмических профилей [Guterch et al., 2003; Grad et al., 2006; Šroda et al., 2006; Janik et al., 2011 и др.]. Геотермическая модель земной коры построена на отрезке профиля Cel 05 (0—800 км), который подобно предыдущему (Cel 04) пересекает все главные тектонические зоны Карпат (от Паннонского бассейна на западе до Вос-

точно-Европейского кратона на востоке) (рис. 4) [Grad et al., 2006].

В Паннонском бассейне профиль Cel 05 (0—250 км) пересекает его центральную часть и Срединно-Венгерскую тектоническую зону. Мощность, структура и скоростная характеристика земной коры здесь практически не отличаются от описанных выше. Тепловые потоки составляют 85—105 мВт/м², вклад коры и мантии — соответственно 18—22 и 50—65 мВт/м². Изменения в структуре земной коры и тепловом поле отмечаются в зоне перехода к массиву Внутренних Карпат (в районе гор Букк) (интервал 220—27 км). Здесь в верхней части разреза выделяется линзообразное высокоскоростное тело ($V_p = 6,4$ км/с), над которым тепловой поток повышается на 20—25 мВт/м². Эта скоростная неоднородность характерна только для верхнего слоя и существенно не нарушает структуру нижних слоев. Относительно ее природы можно высказать разные предположения: реликт древней океанической коры, остатки террейна континентальной литосферы, продукт мезозойской или кайнозойской магматической активности. С учетом проявления в этом районе мезозойского вулканизма и повышения теплового потока последнему предположению, по-видимому, следует отдать предпочтение.

К северу от упомянутого высокоскоростного тела под Внутренними Карпатами (300—390 км) существенно увеличивается мощность (до 10—12 км) нижней части осадочного слоя ($V_p = 5,85 \div 5,90$ км/с), представленного, вероятно, метаосадками палеозоя и мезозоя. На северо-востоке его ограничивает тектоническая зона Пеннинского клиппового пояса, которая на разрезе земной коры проявляется в виде погружающегося в юго-западном направлении слоя пониженных скоростей до границы верхнего слоя кристаллической коры (до глубины 10 км). Эта тектоническая зона может быть протрассирована и в верхнем слое кристаллической коры (до 20 км) по изменению скоростной картины (изменению субгоризонтального положения изолиний скорости на субвертикальное) (330—370 км).

На участке профиля, пересекающего Внутренние Карпаты, сохраняется двуслойное строение кристаллической земной коры, мощность которой увеличивается до 30 км. Верхний слой кристаллической коры характеризуется значительной неоднородностью и по своей структуре существенно отличаются от нижнего слоя, который утонен до 7—8 км и постепенно погружается под Внешние Карпаты практически без изменения своей мощности. При этом

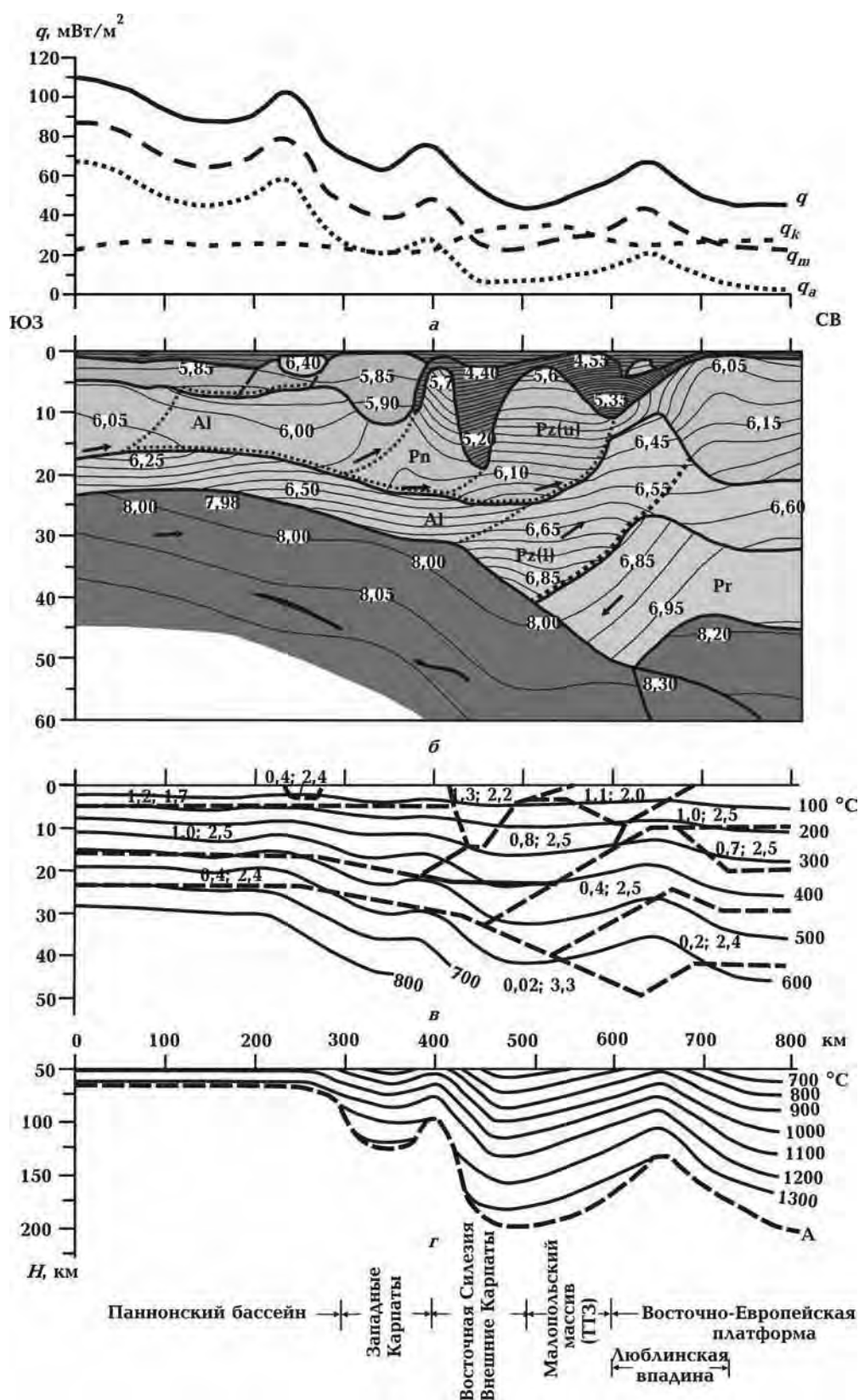


Рис. 4. Геотермическая модель литосферы через восточную часть Западных Карпат вдоль сейсмического профиля Cel 05. Сейсмические данные по [Grad et al., 2006]. Условные обозначения см. на рис. 3. Авторская тектоническая интерпретация блоков земной коры: Al — микроплита Алькапа, Pn — фрагмент коры Пенинской тектонической единицы, Pz (u) и Pz (l) — верхняя и нижняя палеозойская кора, Pr — кора Восточно-Европейской платформы.

изолинии скорости сохраняют субгоризонтальное распределение и как бы "срезаются" погружающимися под Внешние Карпаты его верхней и нижней границами. В итоге можно сделать достаточно обоснованный вывод, что нижний слой не погружался наклонно под Внешние Карпаты, а его верхняя часть была деформирована в результате тектонического срыва и надвигания в северо-восточном направлении. Наклон под Внешние Карпаты современного раздела Мохо образовался за счет подплавления нижней коры и ее разрушения движущимся потоком подкорového вещества.

Тепловые потоки в пределах массивов Центральных Западных Карпат составляют 60—65 мВт/м² и увеличиваются на границе с Паннонским бассейном до 70—75 мВт/м². Сложная структура земной коры этого региона почти не отражается на распределении тепловых потоков. Как показывает моделирование теплового поля, неоднородности земной коры, образовавшиеся на кайнозойском этапе ее развития, создают локальные возмущения, не превышающие 5—7 мВт/м². Радиогенный тепловой поток земной коры составляет 19—24 мВт/м², мантийный изменяется от 42 до 50 мВт/м² (см. рис. 4). Температура на разделе Мохо достигает 590—680 °С. Изотерма 1300 °С под Паннонским бассейном находится на глубинах 65—75 км и погружается до 110—130 км под массивом Западных Внутренних Карпат.

Значительной неоднородностью отличается земная кора Внешних Карпат и Предкарпатского прогиба (интервал 390—510 км). Ее верхнюю часть образует слой со скоростями менее 5,5 км/с, мощность которого на некоторых участках достигает 20 км. Он представлен разновозрастными осадками — платформенными мезозоя—палеозоя, раннемеловыми—раннемиоценовыми флишеидными Карпатских покровов, неогеновыми молассами Предкарпатского прогиба. Непосредственно у Пенинского клиппового пояса (390—420 км) под слоем низкоскоростных осадков (на глубинах менее 5 км) по сейсмическим данным выделяется ограниченный блок в виде выступа фундамента. Сейсмические скорости в нем равномерно повышаются с глубиной от 5,7 до 6,0 км/с. Однако ближайшая к профилю скважина (Смильно-1) глубиной свыше 5000 м [Grad et al., 2006] не вышла из флишевых олигоцен-эоценовых отложений. Авторы упомянутой работы с учетом экспериментальных данных о диапазоне изменения скоростей флишевых отложений (от 4,1 до 6,0 км/с) и другой геофизической информации предполагают,

что верхняя часть разреза с $V_p > 5,7$ км/с до глубины 8—10 км сложена флишеидными образованиями Магурского покрова. Кристаллическая кора имеет двуслойное строение ($V_p = 6,0 \div 6,2$ и $6,5 \div 6,8$ км/с). Поведение границ этих слоев дисгармонирует с распределением в них изолиний скорости. Мощность коры составляет 32—34 км, а скорость в подкорovém слое верхней мантии — 8,0 км/с.

Тепловой поток на этом участке увеличивается до 70 мВт/м². Детальная характеристика теплового поля в этом регионе дана в работе [Majcin et al., 2014]. Распределение температур и тепловых потоков зависит от многих региональных и локальных факторов — структуры земной коры и осадочного слоя, наличия разломов и локальных магматических тел, гидрогеологических и поверхностных условий и др. Их анализ и результаты математического моделирования позволяют связать аномальные тепловые потоки с системой разломов вдоль края Евразийской плиты и проявлениями вулканической и гидротермальной активности [Majcin et al., 2014].

В интервале 420—500 км профиль пересекает прогиб Внешних Карпат, мощность осадков в котором достигает 18—20 км. Верхняя часть разреза (7—10 км) представлена флишеидными образованиями (нижний мел — ранний миоцен) алохтона. Ниже, очевидно, залегают автохтонные отложения миоцена, мезозоя и палеозоя. Скв. Кузмина-1, пробуренная в пределах Сколевского покрова, вскрыла отложения неогена на глубинах свыше 6800 м и рифейский фундамент на глубинах свыше 7380 м [Karnkowski, 1992; Крупский, 2001]. Кристаллическая кора сохраняет двуслойное строение ($V_p = 5,9 \div 6,2$ и $6,5 \div 6,8$ км/с). Мощность верхнего слоя под прогибом сильно сокращена (до 7—10 км). На структуре нижнего слоя образование прогиба не отразилось. Изолинии скоростей внутри кристаллических слоев горизонтальны и не согласуются с их границами. Поверхность Мохо погружается до глубины 35 км. Скорость пород верхней мантии составляет 8,0 км/с.

Плотность теплового потока уменьшается от 60 в западной части до 45—48 мВт/м² в Предкарпатском прогибе. Соответственно коровая и мантийная составляющие изменяются от 26 до 20 и от 35 до 23 мВт/м². Температура уменьшается на глубине 10 км от 260 до 205 °С, на глубине 20 км от 460 до 350 °С и на глубине 30 км от 600 до 475 °С. На разделе Мохо температура составляет 600—585 °С. Поверхность астеносферы погружается на глубины 150—180 км.

Сложной и до конца не раскрытой структурой земной коры отличается отрезок профиля между Складчатыми Карпатами и Восточно-Европейским кратоном (интервал 500—650 км). Авторы работы [Grad et al., 2006] отождествляет эту область с Трансъевропейской сутурной зоной (TESZ), состоящей из нескольких тектонических блоков разного возраста и происхождения, надвинутых на погруженный край Восточно-Европейской платформы. Непосредственно к Предкарпатскому прогибу прилегает Малопольский массив, сложенный складчатыми раннепалеозойскими метаосадками (каледонская фаза складчатости), перекрытыми относительно маломощным слоем палеозойских, мезозойских ($V_p = 4,5 \div 5,5$ км/с) и кайнозойских ($V_p = 4,0 \div 4,5$ км/с) осадков. В основании Люблинского трога лежит линзообразное высокоскоростное тело. Ему в кристаллической коре соответствуют поднятия среднего и нижнего слоев земной коры с амплитудой до 10 км. Кристаллическая кора приобретает трехслойное строение и ее структура осложняется. Мощность верхнего слоя ($V_p = 6,0 \div 6,5$ км/с) изменяется от 4,0—5,0 км до 20 км. С учетом изменения мощности и скоростной характеристики на этом участке профиля в его пределах можно выделить три блока (Малопольский массив, Люблинский трог и склон Восточно-Европейского кратона), имеющих, очевидно, разное происхождение и подвергавшихся неоднократным тектоническим воздействиям. Мощность среднего слоя ($V_p = 6,45 \div 6,6$ км/с) остается на этом участке профиля практически постоянной. Он поднимается под Люблинской впадиной, погружается под Малопольский массив и продолжается под Складчатыми Карпатами как нижний слой. Изолинии скорости на всем протяжении сохраняют субгоризонтальное положение. Нижний слой ($V_p = 6,7 \div 7,5$ км/с) также поднимается под Люблинской впадиной и далее погружается под Малопольский массив и "срезается" разделом Мохо. Распределение скоростей в этом слое так же, как и в двух верхних, не согласуется с его границами. Мощность земной коры изменяется от 50—52 км под Лысогорской единицей и Люблинской впадиной до 42—45 км под Восточно-Европейским кратоном, а скорость мантийных пород — соответственно от 8,0 до 8,3 км/с. Этот участок профиля характеризуется низкими тепловыми потоками (42—55 мВт/м²). Примерно половина этого потока (20—24 мВт/м²) генерируется в земной коре. Такой уровень тепловых потоков характерен для тектонических единиц протерозойского и раннепалеозойского возраста.

Повышение потоков до 60—70 мВт/м² отмечается в Люблинской впадине. По уровню тепловых потоков образование этой структуры следует связывать с позднемезозойскими геодинамическими процессами, что и подтверждают геологические данные [Глушко, 1994; Карпатська ..., 2004]. Она, очевидно, формировалась как краевой рифт на Евразийской плите в триасе—юре. На этапе альпийского орогенеза и активных коллизионных процессов в Карпатах она, как и другие участки на краю Евразийской плиты, была активизирована с образованием зон локального растяжения, системы разломов сбросового типа (часто по плоскостям более древних взбросов и надвигов) и, возможно, декомпрессионных очагов плавления в нижней коре.

Геотермическая модель литосферы Восточных Карпат построена вдоль международного профиля PANCAKE (PANnonian—Carpathian—Cratonic Europe) (рис. 5), который начинается в центральной части Паннонского бассейна в Венгрии, проходит через Украинский сектор Восточных Карпат и выходит на юго-западный склон Восточно-Европейской платформы [Starostenko et al., 2013]. Он пересекает в пределах Паннонского бассейна микроплиты Тиссия и Алькапа, которые разделяет Средневенгерская тектоническая зона, Закарпатский неогеновый прогиб, Пенинскую клипшовую зону, Восточные (Флишевые) Карпаты, Предкарпатский прогиб, склон Восточно-Европейской платформы, представленный Львовским палеозойским прогибом и Вольно-Подольской моноклиной [Тектоническая ..., 1986; Карпатська ..., 2004; Тектонічна ..., 2007]. Детальная характеристика теплового поля и геотермической модели земной коры вдоль этого профиля дана в работах [Кутас, 2013, 2014]. Здесь будет обращено внимание лишь на некоторые особенности геотермического режима, которые в той или иной форме находят отражение в строении и эволюции литосферы.

Структура земной коры вдоль этого сечения несколько отличается от предыдущих. В частности, между Паннонским бассейном и Пенинской зоной клипшов появляется Закарпатский прогиб, но отсутствуют кристаллические массивы, характерные для Западных Внутренних Карпат. Несколько изменяется и структура Флишевых Карпат в связи с расширением внешних покровов и сужением внутренних. С внешней стороны Карпатской дуги отсутствуют явно выраженные фрагменты палеозойской платформы, которые севернее прослеживаются в

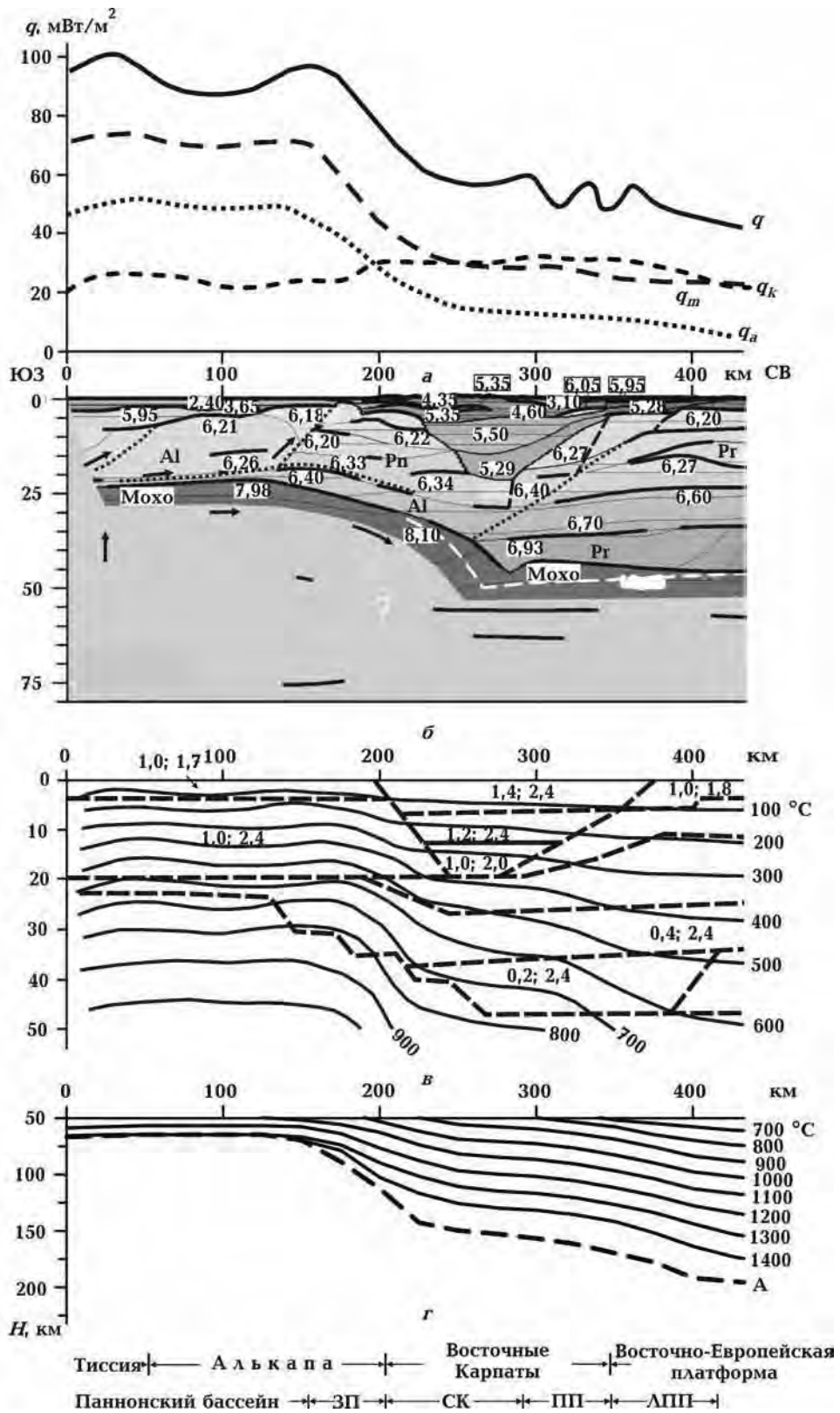


Рис. 5. Геотермическая модель литосферы через Восточные Карпаты вдоль профиля PANCAKE (DOBRE-3). Сейсмические данные по [Starostenko et al., 2013]. Условные обозначения см. на рис 3 и рис. 4.

виде Рава-Русской зоны. Предкарпатский прогиб, значительная часть которого перекрыта надвигом Внешних Складчатых Карпат, граничит с Львовским палеозойским прогибом, наложенным на край Восточно-Европейской платформы. Предполагается, что в виде узкой полосы палеозойская платформа совместно с TESZ протягивается под надвигом вдоль всех Восточных Карпат [Глушко, 1968; Карпатська ..., 2004; Заяц, 2013 и др.].

Вдоль профиля можно выделить три сектора с разным строением и мощностью земной коры и уровнем тепловых потоков. Юго-западный сектор профиля (интервал 0—200 км) представлен Паннонским бассейном и Закарпатским прогибом. Как и на предыдущих профилях, кристаллическая земная кора в Паннонском бассейне низкоскоростная ($V_p = 6,0 \div 6,4$ км/с). Она имеет двуслойное строение. Ее мощность составляет 22—25 км. В Закарпатском прогибе мощность коры увеличивается в северо-восточном направлении до 30 км. В этом же направлении происходит увеличение скорости пород в подкоровом слое от 7,9 до 8,0 км/с. Земная кора Закарпатского прогиба также низкоскоростная, однако по своей структуре и распределению скоростей она заметно отличается от коры Паннонского бассейна. Анализ структуры земной коры, ее скоростных и геотермических параметров Паннонского бассейна и Закарпатского прогиба позволяет сделать предположение, что их развитие в доолигоценое время происходило в разных тектонических условиях.

Паннонский бассейн и Закарпатский прогиб характеризуются высоким тепловым потоком, который достигает 85—110 мВт/м². Максимальные значения соответствуют Средневенгерской тектонической зоне и Береговскому холмогорью. Повышение теплового потока связано с притоком глубинного тепла [Кутас и др., 1989; Кутас, 1993; Majcin, 1993]. Мантийная составляющая теплового потока достигает 70—80 мВт/м², вклад вулканических и гидротермальных процессов — 10—30 мВт/м². Радиогенный тепловой поток земной коры равен 19—24 мВт/м². В восточной части Закарпатского прогиба и в Пенинском клипповом поясе потоки уменьшаются до 65—70 мВт/м². Мощность современной литосферы изменяется от 60 км в центральной части Паннонского бассейна до 120 км на его периферии и на границе с Восточными Карпатами. В интервале от 205 до 350 км профиль пересекает Внешние Складчатые Кар-

паты, под которыми в земной коре сформировался глубокий прогиб. Мощность осадочной толщи в прогибе достигает 10—22 км. Она состоит из трех слоев. Их мощность увеличивается в юго-западном направлении. Верхний ($V_p = 3,0 \div 4,6$ км/с), очевидно, соответствует надвигу Флишевых Карпат. Его мощность составляет 7—10 км. Средний ($V_p = 5,5$ км/с, $h = 6—8$ км), возможно, представлен образованиями автотона, а нижний ($V_p = 5,29$ км/с) — платформенными мезо-палеозойскими осадками. Примерно такие же скорости характерны для платформенных образований, лежащих в основании Предкарпатского прогиба.

Под Внешними Карпатами существенно изменяется структура кристаллической земной коры. Двуслойная кора в Паннонском бассейне и под юго-западной частью Внешних Карпат трансформируется в трехслойную (типичную для докембрийской платформы) под их северо-восточной частью и Предкарпатским прогибом. Нижний ($V_p = 6,8 \div 7,4$ км/с) и средний ($V_p = 6,4 \div 6,7$ км/с) слои практически без нарушения с небольшим погружением и уменьшением мощности продолжают от Восточно-Европейской платформы до середины наиболее погруженной части Внешних Карпат, где они "упираются" в поднимающийся раздел Мохо, а верхний слой, погружаясь под Карпаты, постепенно разрушается. Мощность коры увеличивается до 40—44 км, а скорость подкоровых мантийных пород — до 8,2 км/с. Тепловые потоки в западной части этого отрезка профиля (между Закарпатским и Ужоцким разломами) постепенно уменьшаются от 70 до 55—60 мВт/м². В восточной части они составляют 50—60 мВт/м² и в Предкарпатском прогибе — 40—55 мВт/м². Радиогенный поток земной коры составляет 22—35 мВт/м², мантийный — 20—25 мВт/м². Увеличение радиогенного теплового потока происходит за счет увеличения мощности флишевых отложений, обладающих повышенной радиоактивностью. Увеличение мантийного потока под юго-западной частью Внешних Карпат (Дуклянская, Поркулетская, Магурская зоны) обусловлено поднятием в конце олигоцена—миоцена астеносферы под Паннонским бассейном и Закарпатским прогибом с возможным оттоком расплава под Карпатский ороген. Относительно низкий уровень тепловых потоков в северо-восточной части Внешних Карпат свидетельствует о наличии под ними и Предкарпатским прогибом докембрийского или раннепалеозойского основания [Кутас, 2014].

Особенности геодинамической и тепловой эволюции литосферы. Совместный анализ геотермических условий и структуры земной коры позволяет выделить некоторые особенности геодинамического и теплового развития региона и оценить их соответствие современным геотектоническим концепциям и тектонического районирования.

Анализ распределения тепловых потоков и результатов моделирования теплового поля вдоль профилей сейсмического зондирования, пересекающих разные сектора Карпатской дуги, свидетельствует о довольно существенной геотермической неоднородности, отражающей осо-

бенности строения и многофазного геодинамического развития литосферы. Максимальной геотермической активностью (высокими тепловыми потоками) характеризуется Паннонский бассейн, образовавшийся в неогене во Внутрикарпатской области. Его оконтуривают изолинии теплового потока 70—80 мВт/м² (рис. 2, 6). Внутри этого контура плотность теплового потока изменяется от 70 до 120—130 мВт/м². Аномально высокими значениями выделяются зоны проявления наиболее интенсивных тектонических процессов (разломов, грабенообразных прогибов и др.) и неоген-четвертичного вулканизма. Область аномально высокой геотер-

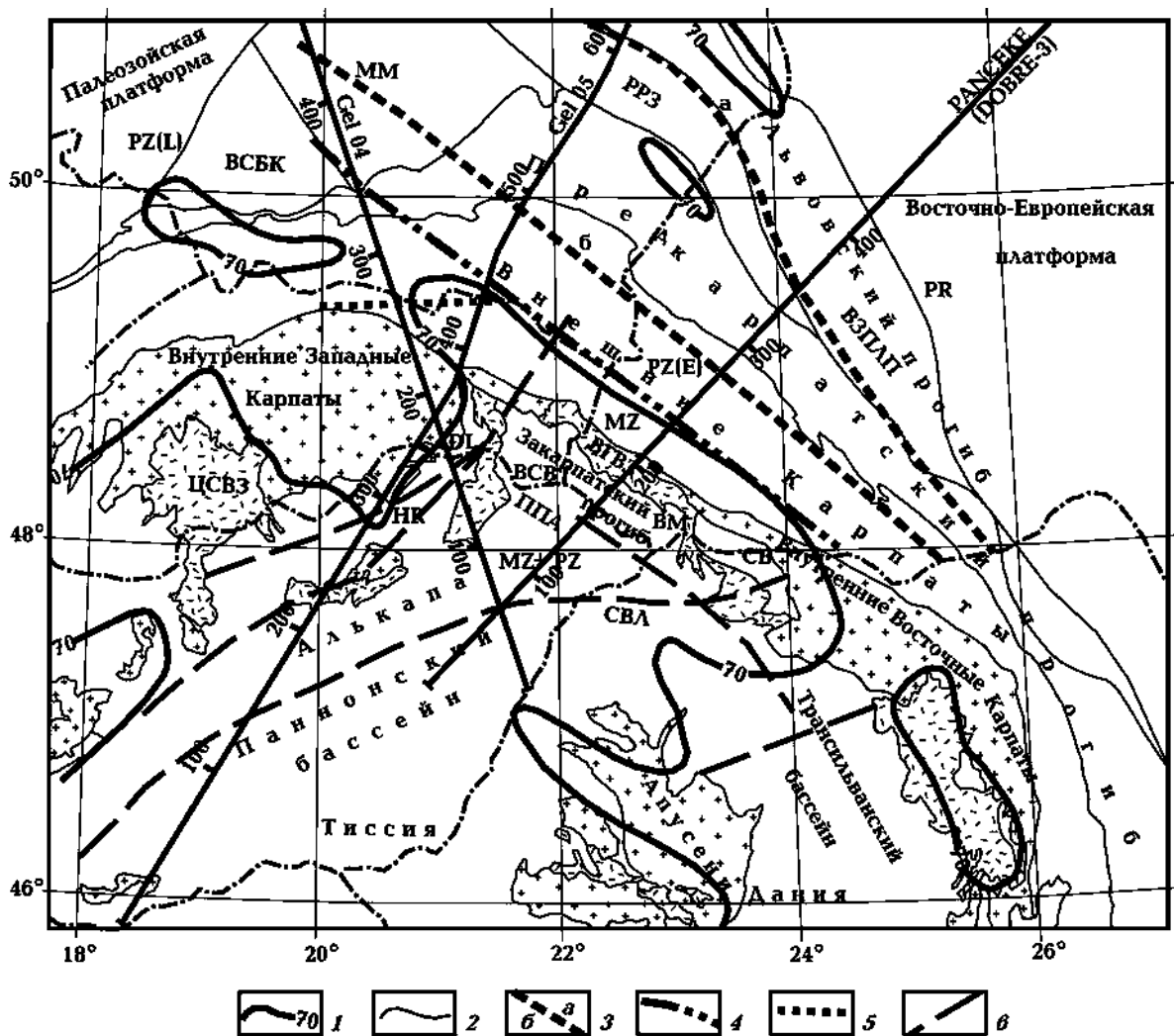


Рис. 6. Контурные геотермической аномалии и положение разновозрастных блоков земной коры в Карпато-Паннонском регионе: 1 — изолинии теплового потока, мВт/м²; 2 — границы тектонических зон; 3 — граница ВЕП по поверхности фундамента (а) и подошве коры (б); 4 — границы зоны с раннепалеозойским фундаментом; 5 — границы варисцийской платформы; 6 — некоторые глубинные разломы (HR, DL — соответственно Хурбаново и Дарно тектонические линии; PR, PZ (E), PZ (L), MZ — протерозойские, раннепалеозойские, позднепалеозойские и мезозойские блоки соответственно).

мической активности на северо-западе от Центрального массива Западных Карпат отделяет протяженная тектоническая линия (сдвиговая зона), представленная в пределах Внутренних Карпат системой нарушений (Раба—Хурбаново—Дарно). Она разделяет южную и северную части микроплиты Алькапа, а также ограничивает продолжение в северо-западном направлении Закарпатского прогиба. Во Флишевых Карпатах она разделяет Западные и Восточные Карпаты, а в Предкарпатском прогибе является северо-западной границей Внутренней (Бориславско-Покутской) зоны. По мнению некоторых исследователей, эта тектоническая зона прослеживается и за пределами Карпат на Восточно-Европейской платформе [Глушко, 1968, 1994; Чекунов, 1970]. С юго-востока область высоких тепловых потоков ограничивают горы Апусени и Трансильванская впадина. Эта граница имеет сложную конфигурацию и также представлена системой тектонических нарушений.

Геотермическая активизация охватила не всю Внутрикрупатскую область. Она не ограничена отдельными тектоническими блоками, микроплитами или сутурными зонами. В геотермическую активизацию были втянуты частично Внешние Карпаты, южная часть микроплиты Алькапа, северо-западная часть микроплиты Тиссия и разделяющая их на современном этапе Средневенгерская тектоническая зона. Геотермическая аномалия наложилась на структуры разного типа и возраста. Поэтому можно предполагать, что образование этих тектонических элементов и геотермической аномалии происходило с участием разных геодинамических процессов и со смещением во времени. В формировании тектонического облика литосферы участвовали главным образом крупномасштабные горизонтальные движения плит, микроплит, пластин, блоков и других фрагментов, начиная с позднего мезозоя и до настоящего времени, а геотермических аномалий — вертикальные перемещения вещества в конце олигоцена—миоцене. Максимально геотермическая активность проявилась в относительно ограниченных контактных и окраинных зонах плит и микроплит, что может свидетельствовать о влиянии их взаимодействия на образование субвертикальных потоков вещества и тепла.

Как уже отмечалось, высокие тепловые потоки невозможно объяснить изменением теплофизических параметров или распределением радиогенных источников тепла. Избыточное тепло поступает из мантии. Его традиционно связывают с поднятием астеносферы, темпера-

тура которой предполагается равной солидным значениям. Если эта температура известна (обычно принимается равной 1200—1300 °С), то положение этих изотерм может быть определено с учетом данных о строении литосферы и плотности теплового потока на поверхности из решения нестационарного уравнения теплопроводности [Кутас, 1978; Кутас и др., 1989, 2003, Majcin, 1993]. Как следует из результатов моделирования, на основе решения нестационарного уравнения теплопроводности современное среднее значение плотности теплового потока (90—95 мВт/м²) в Паннонском бассейне согласуется с положением изотерм 1200—1300 °С на глубинах 75—60 км. Температуры 1100—1200 °С на минимальных глубинах (40—35 км) находились 25—16 млн лет назад [Кутас, 1993]. Однако следует учитывать, что при оценке положения и параметров астеносферы как слоя частичного плавления появляется некоторая неоднозначность. Она связана, в первую очередь, с определением температуры плавления, которая зависит от состава пород, содержания воды, напряженного состояния, давления, наличия тектонических нарушений и пр. Степень влияния этих факторов изменяется по глубине и во времени в процессе эволюции литосферы. Существуют достаточно весомые аргументы считать, что состав мантийных пород и содержание в них флюидов в разных регионах существенно различаются. Многократно активизированная верхняя мантия древних платформ, вероятно, обеднена флюидами и легкоплавкими элементами, а температура ее плавления выше, чем мантии активных областей, особенно в субдукционных и коллизионных зонах, в которых происходит затягивание в верхнюю мантию пород земной коры, включая и осадки. Разница в температурах плавления сухих и влажных пород может достигать 200—500 °С и более [Добрецов, 1980]. Температура плавления водонасыщенных основных пород снижается до 950—1100 °С, а кислых — до 650—700 °С. Поэтому в зонах притока флюидов фронт плавления при тех же геотермических условиях поднимается выше, а плавление начинается при пониженных температурах.

Неопределенность с оценкой температуры и положения магматических очагов может быть уменьшена при совместном анализе геотермических данных и эволюции вулканизма. Естественно предположить, что наиболее активному проявлению магматической активности соответствует максимальное повышение температуры, а ее затухание или окончание — нача-

лу остывания. Неоген-четвертичный вулканизм в Карпатско-Паннонском регионе соответствовал коллизионному и постколлизионному этапам его развития [Ляшкевич и др., 1995; Récskaу et al., 1995, 2006; Ляшкевич, Яцожинский, 2005; Seghedi et al., 2005; Lexa et al., 2010 и др.]. Он начался в раннем миоцене и продолжался до плейстоцена (от 21 до 0,6 млн лет), постепенно мигрируя во времени с запада и северо-запада на восток и юго-восток (от внутренней области бассейна к периферии). При этом изменялся состав продуктов вулканизма, формы и интенсивность его проявления, что свидетельствует не только о неоднородности земной коры и верхней мантии, но и об изменении термобарических, геодинамических и флюидных условий. Начальная стадия (временной интервал 20—11 млн лет) характеризуется проявлениями взрывного ареального вулканизма с накоплением эффузивно-пирокластической толщи (туфы, игнимбриты), представленной кислыми и среднекислыми известково-щелочными образованиями (риолитами, дацитами, андезитами). Они связаны с плавлением корового вещества под влиянием мантийных потоков тепла и флюидов на значительной площади. Риолито-дацитовый вулканизм сменил андезитовый (19—7 млн лет). Наиболее интенсивно он проявился в контактных, разломных и краевых зонах. С ним связано формирование вдоль внутренней стороны Карпатской дуги вулканической гряды Выгорлат—Гута—Калиман—Харгита. Среди продуктов вулканизма преобладают андезиты, андезито-базальты и их туфы. Формирование гряды началось на северо-западе в конце миоцена (16 млн лет назад) и закончилось в плиоцене (6 млн лет тому). Очаги магмы находились на глубинах 40—50 км. Финальная стадия магматической активности (11—0,6 млн лет) проявилась локально. Она представлена щелочными и субщелочными базальтами и ультраосновными разностями, связанными с очагами плавления в верхней мантии [Seghedi et al., 2004]. Эволюция неальпийского магматизма в Паннонском бассейне удовлетворительно согласуется с результатами интерпретации геотермических данных. Максимальная геотермическая и магматическая активность соответствует временному интервалу от 20 до 10 млн лет. Постепенное изменение состава продуктов неоген-четвертичного магматизма от кислых и среднекислых до основных и ультраосновных свидетельствует о направленном погружении очагов плавления с земной коры в верхнюю мантию (от 20—30 до 50—80 км). На основе анализа

продуктов магматизма степень плавления в очагах оценивается от 6 до 0,6 % [Seghedi et al., 2004].

Модель с поднятием астеносферного диapiro в неоген-четвертичное время вполне приемлема для объяснения теплового режима литосферы Паннонского бассейна и Закарпатского прогиба. Она согласуется с образованием магматических очагов в подкоровом слое верхней мантии, подплавлением нижнего слоя земной коры и плавлением метаморфизованных осадков среднего слоя земной коры на глубинах 15—20 км (рис. 7). Однако для образования и подъема астеносферного диapiro необходим дополнительный приток тепла из недр, способный обеспечить увеличение объема расплава в астеносфере до 10—30 % [Добрецов, 1980; Рингвуд, 1981], подплавление литосферы и более эффективный механизм теплопереноса в литосфере в виде сквозьлитосферных тепломассопотоков, диapiroв, плюмов, конвективных потоков и пр. Температура плавления пород зависит от их состава и термобарических условий. Для реализации процесса плавления и увеличения объема расплава необходимы приток дополнительной энергии или при тех же геотермических условиях снижение начальной температуры плавления.

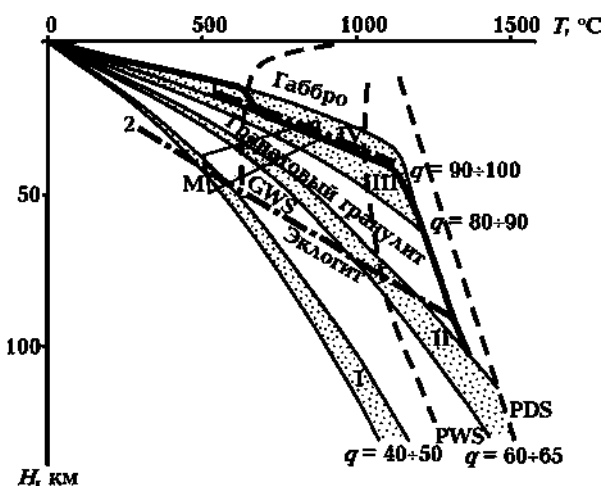


Рис. 7. Плотность теплового потока и распределение температур в литосфере разного времени консолидации: I — докембрийская ($q = 40 \div 50$ мВт/м²), II — палеозойская ($q = 60 \div 70$ мВт/м²), III—IV — альпийская ($q = 70 \div 110$ мВт/м²). Утолщенная кривая соответствует распределению температур в Паннонском бассейне на стадии максимального разогрева (конец олигоцена — конец миоцена, 25—10 млн лет назад); GWS — кривая плавления водосодержащих кислых пород; PWS — кривая плавления водосодержащих пород основного состава; PDS — кривая плавления сухих пород основного состава.

Температура плавления пород снижается при падении давления или увеличении в составе пород легкоплавких элементов и флюидов (воды, углекислоты и др.). Декомпрессия литосферы возникает в результате образования в ней глубинных разломов, проницаемых и нарушенных зон, очагов сжатия и растяжения. При изменении напряженного состояния разрушается в первую очередь самая холодная, хрупкая и неоднородная верхняя часть литосферы. При этом создаются благоприятные условия для образования очагов плавления на относительно небольших глубинах и формирования полиастеносферной структуры верхней мантии.

Обогащение верхней мантии легкоплавкими элементами и флюидами реализуется за счет глубинных флюидных потоков или погружения в литосферу земной коры совместно с насыщенными водой осадками в зонах субдукции и коллизии. Субдукционный процесс приводит не только к обогащению литосферной мантии легкоплавкими элементами и флюидами, но и к дополнительному выделению тепловой энергии за счет трения на поверхности погружающегося слэба, нарушению устойчивости системы литосфера—астеносфера, усилению теплообменных процессов.

Естественно, все упомянутые процессы могли иметь место в геологической истории Карпато-Паннонского региона и оказать влияние на современное строение литосферы и ее тепловой режим. В альпийской геологической истории Карпат можно выделить два этапа [Глушко, 1968; Ляшкевич и др., 1995; Карпатська ..., 2004; Гнилко, 2011]. На первом этапе (средний триас — ранняя юра) преобладал геодинамический режим растяжения, сопровождавшийся рифтогенезом, раскрытием океанических бассейнов, ультраосновным и основным магматизмом, выносом глубинного вещества и тепловой энергии. На втором этапе, начиная с поздней юры, преобладал длительный режим сжатия, сопровождавшийся закрытием океанических бассейнов, субдукцией, разрушением и погружением краевых зон континентов, образованием в надсубдукционной области островной дуги, многочисленных микроплит и террейнов, раскрытием преддуговых и задуговых бассейнов, краевых и надсубдукционных рифтов, активизацией магматизма, представленного преимущественно известково-щелочными сериями. На этом этапе сформировались покровно-складчатые структуры Внутренних Карпат, а на склоне Евразийской плиты на разрушенных и погруженных окраинах континента образо-

вались глубоководные бассейны (Пенинский, Магурский, Примармарошский(?) и др.), в которых накапливались флишевые отложения.

С учетом строения и теплового режима современных островных дуг и задуговых бассейнов можно предположить, что сформировавшаяся на этом этапе литосфера и ее тепловой режим отличались большим разнообразием, но преобладали повышенные тепловые потоки ($60—80 \text{ мВт/м}^2$), мощность литосферы изменялась от 50 до 100 км, а мощность континентальной земной коры составляла 25—40 км. О повышенной геотермической активности мезозойских структур в Карпатском регионе свидетельствуют проявления мезозойского магматизма и высокая степень метаморфизма осадочных пород, а также современные повышенные значения тепловых потоков. По результатам моделирования тепловой эволюции литосферы разновозрастных структур температура в средней части земной коры континентальных микроплит на глубинах 20—25 км на начало кайнозоя составляла $500—600 \text{ }^\circ\text{C}$, в основании коры и в подкоровом слое верхней мантии — $700—800 \text{ }^\circ\text{C}$, а на глубинах 60—70 км — $1000—1100 \text{ }^\circ\text{C}$ (см. рис. 7). Поверхность астеносферы находилась на глубинах 70—100 км.

Кульминация геодинамической, вулканической и геотермической активности, которая привела к формированию современного геоморфологического и тектонического облика Карпато-Паннонского региона, соответствует неогену. Анализ этого этапа геологической истории Карпат посвящены многочисленные публикации [Sándulescu, 1988; Csontos et al., 1992; Horváth, 1993; Ляшкевич и др., 1995, 1995; Konečný et al., 2002; Карпатська ..., 2004; Гнилко, 2011 и др.], однако единая общепризнанная концепция пока отсутствует. Очевидно, наиболее обоснованной является концепция, базирующаяся на анализе взаимодействия плит и микроплит.

Предполагается, что на коллизионном и постколлизионном этапах развития Карпато-Паннонского региона определяющую роль в эволюционном процессе играла субдукция (А-субдукция) основания флишевых бассейнов под Внутрикarpатскую область (микроплиты Алькапа в северной части и Тиссия-Дакия в южной) с одновременным вытеснением флишевых образований на Евразийскую плиту. Зона субдукции постепенно смещалась к востоку и юго-востоку. В палеогене закрылся Пенинский бассейн, в нижнем миоцене — Магурский, в среднем — Кросненский. Закрытие бассейнов сопровождалось значительными горизонтальными

ми перемещениями блоков земной коры в восточном направлении вдоль сдвиговых разломов. Развитие субдукции компенсировалось в каждом бассейне поднятием астеносферы и растяжением литосферы.

Геотермические условия Карпато-Паннонского региона в общих чертах согласуются с такой схемой эволюции, но в строении литосферы и в распределении геотермических параметров существуют некоторые особенности, которые не находят отражения в этой схеме и, очевидно, свидетельствуют о более сложных геодинамических процессах. В частности, субдукционный процесс должен сопровождаться понижением теплового потока в зоне погружения плиты. Однако во всей области развития предполагаемой неогеновой субдукции преобладают повышенные тепловые потоки. Естественно, можно предположить выравнивание теплового режима в постсубдукционное время, но для этого необходимо несколько десятков миллионов лет. В земной коре и подкоровом слое мантии отсутствуют следы неогеновой субдукции (сутурные зоны, остатки погружающихся слэбов и пр.). Следует также обратить внимание на несоответствие фрагментарной структуры внутрикарпатской области, включая и Паннонский бассейн как ее части, ограниченной разломами, постепенному закрытию флишевых бассейнов с образованием вдоль всей Карпатской дуги надвиговой структуры Внешних Карпат и единого Предкарпатского прогиба. Не объясняет ориентированная на юго-запад неогеновая субдукция наличие на всех профилях в подкоровом слое верхней мантии (на глубинах от 35 до 65 км) хорошо выраженных, погружающихся под Внешние Карпаты отражающих границ, которые можно увязать с субдукцией противоположного направления (см. рис. 3—5).

Геотермические условия и структура земной коры однозначно указывают на формирование в литосфере Паннонского бассейна зон растяжения, поднятие мантийного вещества и повышение температуры на рубеже палеогена и неогена. Но состав продуктов магматизма (кислый или средний состав, отсутствие ультраосновных пород) и геотермические условия (температуры порядка 1000—1100 °С в основании коры) не подтверждают поступление глубинного (подастеносферного или нижнемантийного) вещества. Не подтверждают наличие глубинных тепломассопотоков в этом регионе и данные сейсмографических исследований [Гейко и др., 2006]. Активизация теплового режима произошла в результате нарушения теплового и меха-

нического равновесия в системе астеносфера—литосфера. Формирование тепломассопотоков связано с понижением температуры плавления, обусловленным одной или несколькими из упомянутых выше причин, в первую очередь с погружением водонасыщенных низкоплавких пород земной коры и декомпрессией на этапе закрытия океанических бассейнов в конце мела — палеогене. В Паннонском бассейне и Закарпатском прогибе фронт плавления обогащенных флюидами средних и основных пород поднимался до глубин 35—40 км (см. рис. 7). При этом происходило подплавление нижнего слоя земной коры (см. рис. 3, интервал 0—200 км; рис. 4, интервал 0—350 км; рис. 5, интервал 0—150 км) и образование очагов кислой магмы в подкоровом слое и в средней коре на глубинах 15—20 км (см. рис. 7). Подплавление коры привело к сокращению ее мощности до 22—25 км. Ее минимальная толщина соответствует зонам разломов и растяжения, в частности Средневенгерской тектонической зоне, Закарпатскому прогибу.

В неогене весь Карпато-Паннонский регион отличался интенсивной тектонической активностью, существенно повлиявшей на структуру литосферы. Ее анализ также позволяет сделать некоторые выводы о характере геодинамических процессов на этом временном интервале. Рассмотрим некоторые особенности строения земной коры и подкоровой верхней мантии в северной части Паннонского бассейна в пределах микроплиты Алькапа, довольно детально изученной сейсмическими методами [Guterch et al., 2003; Bielik et al., 2004; Grad et al., 2006; Šroda et al., 2006; Janik et al., 2011 и др.]. Как уже отмечалось, земная кора в этом регионе имеет трехслойное строение: слой осадков (верхняя кора) и два слоя кристаллической коры (средняя и нижняя кора). Верхняя кора, представленная толщей неизмененных неогеновых осадков ($V_p = 2,3 \div 2,6$ км/с) и подстилающим их слоем метаморфизованных образований палеозоя—мезозоя ($V_p = 5,7 \div 5,9$ км/с), отличается значительной неоднородностью и раздробленностью. Ее структура изменяется при переходе от Паннонского бассейна к кристаллическому массиву Западных Карпат (профиля Cel 04 и Cel 05, рис. 3 и 4). Их разделяет зона тектонических нарушений. На профиле Cel 04 она выделяется только в слое метаморфизованных осадков по изменению положения изолиний сейсмических скоростей (интервал 140—160 км), а на профиле Cel 05 — по высокоскоростному телу в верхней коре (интервал 230—270 км, $V_p = 6,4$ км/с) и нарушению структуры осадочного слоя. На

ней происходит смена теплового режима земной коры. Ее можно рассматривать как границу "теплового диапира" Паннонского бассейна. От этой зоны слой метаморфизованных осадков постепенно погружается в сторону Пенинского клипсового пояса и его толщина увеличивается. От клипсового пояса его отделяет наклоненный под микроплиту Алькапа разлом. Разлом прослеживается уверенно только в осадочном слое, но на профиле Cel 05 его также можно выделить в верхнем слое кристаллической коры по изменению положения изолиний скоростей. С глубиной он выполаживается и продолжается в виде срыва, разделяющего средний и нижний слои земной коры.

В Закарпатском прогибе на профиле PANCAKE (см. рис. 5) слой метаморфизованных осадков выделяется только в западной части у границы с Паннонским бассейном. В направлении Внешних Карпат его мощность уменьшается, он выклинивается или разрушается. Эта особенность в строении Закарпатского прогиба может свидетельствовать о некоторых отличительных условиях его развития. В средней коре Закарпатский прогиб от Паннонского бассейна отделяет разлом (или система разломов), на котором происходит смена структуры земной коры и ее скоростной характеристики. Этот разлом выходит на земную поверхность в зоне Пенинских клипсов. Его можно рассматривать как зону тектонического контакта или надвига средней и верхней коры микроплиты Алькапа на кристаллическую кору Закарпатского прогиба. На северо-востоке прогиб от Внешних Карпат также отделяет система тектонических нарушений. Таким образом, в Закарпатском прогибе между Паннонским бассейном и Внешними Карпатами в средней коре по сейсмическим данным вырисовывается куполообразное тело, состоящее из фрагментов континентальной коры, очевидно не принадлежавших ни микроплите Алькапа, ни Евразийской плите. С большей вероятностью их следует рассматривать как остатки коры иных тектонических элементов, в частности палеозойской платформы или окраинных бассейнов (Пенинского).

Нижняя кора под Закарпатским прогибом утонена до 6—10 км. Ее структура и скоростные параметры не согласуются с верхним слоем кристаллической коры. Она постепенно погружается под Складчатые Карпаты, но изолинии скорости сохраняют субгоризонтальное положение. Их продолжение на северо-восток ограничивает поверхность раздела Мохо, которая погружается с 25 км под Паннонским бас-

сейном до 42—44 под Складчатыми Карпатами.

Для верхнего слоя земной коры Паннонского бассейна и Закарпатского прогиба характерны многочисленные тектонические нарушения в виде срывов, сдвигов, надвигов. Большинство из них в средней коре выполаживаются или отсекаются границами средней коры. Средняя кора по своей структуре и распределению скоростей существенно отличается от верхней. Этот факт можно рассматривать как достаточно веский аргумент в пользу тектонической природы границы между ними. Возможность существования в земной коре на профиле Cel 05 сколов и горизонтальных перемещений по поверхности срыва на глубинах около 20 км отмечают авторы работы [Grad et al., 2006]. Такое же резкое несоответствие в распределении сейсмических скоростей прослеживается между средней и нижней корой. В нижней коре Паннонского бассейна и Закарпатского прогиба отсутствуют (или не выделяются) разломы. Раздел Мохо образует пологое куполообразное поднятие. Верхняя мантия как бы внедряется в земную кору, подплавляя ее и нарушая горизонтальное распределение скоростей. Создается впечатление, что в условиях сжатия пластическое и частично расплавленное вещество нижней земной коры и верхов мантии выжималось (растекалось) под краевые бассейны и склон платформы (формирующуюся аккреционную призму Внешних Карпат). С ним связано повышение теплового потока и образование очагов магмы на некоторых участках внутреннего склона Внешних Карпат [Majcin et al., 2014].

По сейсмическим и геотермическим данным в земной коре Паннонского бассейна и Закарпатского прогиба можно выделить три яруса, различающихся по своему строению, распределению сейсмических скоростей и условиям геодинамического развития. Современная структура и тектоническое районирование коры, установленные по геологическим данным и результатам бурения, сохраняются только в верхнем слое, представленном осадочными и метаморфизованными породами. В средней коре (верхнем слое кристаллической коры) можно проследить лишь отдельные сутурные и региональные тектонические зоны. В нижней коре проявления структурных особенностей и тектонической активности в верхней и средней коре отсутствуют. Такая структура земной коры Паннонского бассейна и Закарпатского прогиба сформировалась в миоцене—плиоцене в результате внутрикоровых срывов и неравномерных взаимных горизонтальных перемеще-

ний по ним слоев земной коры и подкоровой мантии. Сдвиги и хрупкие деформации максимально проявились в верхней коре, вязкие деформации — в средней коре и пластическое растекание или растяжение — в нижней. Кора формировалась в условиях регионального сжатия, достаточно высоких температур, хорошей реологической расслоенности и неравномерных горизонтальных перемещений в разных секторах и на разных глубинных уровнях. Наиболее интенсивные перемещения предшествовали максимальному повышению температуры (конец олигоцена, начало миоцена), которое частично сnivelировало неоднородности нижней коры и подкорового слоя мантии в разных тектонических зонах и на их границах.

Структура земной коры существенно изменяется в Пенинской клипповой зоне, разделяющей Внутренние и Внешние Карпаты, а также Евразийскую плиту от микроплиты Алькапа. На всех профилях на уровне верхней и средней коры микроплиту Алькапа от Пенинской зоны клиппов отделяет погружающийся под микроплиту разлом, по которому она надвигалась на Внешние Карпаты. Нижняя кора постепенно погружается под Внешние Карпаты. Таким образом, современную границу между Внутренними и Внешними Карпатами следует рассматривать как надвиг верхней и частично средней коры микроплиты Алькапа на окраину Евразийской плиты и подвиг под нее нижней коры и подкорового слоя. В работе [Grad et al., 2006] подобная "крокодиловая" модель строения этой сутурной зоны рассматривается как одна из трех возможных. Сформировалась такая структура в неогене на коллизионном этапе развития региона на границе Пенинской сутуры, которая активно развивалась на окраине Евразийской плиты еще в мезозое. Взаимодействие микроплиты Алькапа с Пенинским клипповым поясом существенно повлияло на строение земной коры, но слабо отразилось на распределении теплового потока. Граница микроплиты Алькапа не совпадает с контуром аномалии высокого теплового потока. Соответствие наблюдается только в зоне Закарпатского прогиба, который формировался как краевой бассейн в донеогеновое время. Эти закономерности свидетельствуют о доминирующем влиянии палеогеновых тангенциальных напряжений на структуру верхней и средней коры и миоценовых вертикальных тепломассопотоков в создании аномалий теплового потока и структуру литосферы в целом.

Во Внешних Карпатах геотермические усло-

вия и структура земной коры изменяются. Мощность земной коры при переходе от Паннонского бассейна к Внешним Карпатам постепенно увеличивается от 22—25 до 30—40 км под палеозойской платформой и до 40—50 км под докембрийской. Ее кристаллическая часть трансформируется с двуслойной в трехслойную. Толщина осадочного слоя увеличивается до 10—22 км. Верхняя часть коры представлена надвигом Карпатского флиша, состоящим из серии самостоятельных тектонических зон — покровов. Эти общие закономерности прослеживаются в пределах всей Карпатской дуги, но в ее отдельных секторах они имеют свои особенности, отражающие специфику их многофазного развития.

В Западных Карпатах (профиль Cel 04, рис. 3) толщина надвинутых флишевых образований в наиболее погруженной части достигает 6,0 км (интервал 270—300 км). Под надвигом выделяется относительно маломощный слой мезо-палеозойских осадков, перекрывающих фундамент Западно-Европейской платформы (Бруно-Силезскую единицу и Малопольский массив). Средняя и нижняя кора представлена, очевидно, слоями средней и нижней коры палеозойской платформы, хотя авторы работы [Janik et al., 2011] допускают здесь остатки Пенинской тектонической единицы и выделяют два ее фрагмента. Нижний слой земной коры соответствует нижнему слою Западно-Европейской платформы, погружающемуся под Внешние Карпаты, а в зоне Пенинских клиппов — под микроплиту Алькапа. Здесь он внедряется в верхнюю мантию и резко обрывается (интервал 260—280 км). Плотность теплового потока изменяется от 50—65 мВт/м² в зоне Бруно-Силезской тектонической единицы до 40 мВт/м² в пределах Малопольского массива. Первые значения характерны для позднепалеозойских структур, вторые — для раннепалеозойских.

В восточной части Западных Карпат (профиль Cel 05, рис. 4) структура земной коры Флишевых Карпат изменяется. Мощность надвинутых флишевых образований увеличивается до 8—9 км, а общая мощность осадочной толщи — до 18—20 (интервал 420—470 км). Мощность осадочного слоя увеличивается за счет отложений мезозоя и палеозоя. Для этого участка профиля характерно существенное различие в строении верхней (до глубин 20—24 км) и нижней коры. Верхняя кора имеет здесь складчато-покровное строение [Guterch et al., 2003; Janik et al., 2011; Гинтов и др., 2014]. В ее пределах выделяют несколько тектонических эле-

ментов, которые формировались в разное время и в разных геодинамических условиях (балканиды, каледониды, варисциды). Неоднородности верхней коры в нижней не проявляются. Разделяет верхнюю и нижнюю кору поверхность срыва (detachment), которая в верхней коре является границей между палеозойской и докембрийской платформами. Она, очевидно, образовалась еще на палеозойском этапе эволюции региона. На уровне средней коры вдоль поверхности срыва со стороны древней платформы выделяется наклонный блок, который по своей скоростной характеристике отличается от соседних блоков палеозойской и докембрийской коры. Он наклонно поднимается от раздела Мохо на глубинах 32—40 км (интервал 430—500 км) под Львовско-Люблинскую депрессию до глубин 10—12 км (интервал 600—660 км). Его можно рассматривать как фрагмент деформированной средней коры древней платформы, приподнятой под Львовско-Люблинской депрессией и затем погруженной под Внешние Карпаты без нарушения субгоризонтального распределения сейсмических скоростей. Но его можно также рассматривать как перемещенный фрагмент нижней коры палеозойской платформы или остаток нижней коры Пенинского бассейна. Не исключается также его магматическое происхождение. Повышение теплового потока над Люблинской депрессией может служить весомым аргументом в пользу такого предположения. Нижний слой коры древней платформы в этой контактной зоне также образует поднятие под Львовско-Люблинской депрессией и затем погружается под палеозойскую платформу до встречи с поверхностью Мохо на глубинах 42—50 км (интервал 500—600 км).

На профиле PANCAKE, пересекающем Восточные Карпаты, в строении земной коры и распределении теплового потока сохраняются в общих чертах те же закономерности, что и на предыдущем сечении. Но мощность надвинутых флишевых образований увеличивается до 8—10 км, а мощность мезо-палеозойской толщи осадков — до 12—15 км. Мощность земной коры составляет 42—48 км. Кристаллическая часть земной коры представлена докембрийскими образованиями Восточно-Европейской платформы, граница которой на уровне поверхности фундамента традиционно проводится по тектонической линии Тейссейра—Торнквиста. Выполненные за последние 10—15 лет геофизические исследования, в первую очередь глубинные сейсмические зондирования по густой сети профилей [Guterch et al., 2003; Grad et al.,

2006; Šroda et al., 2006; Janik et al., 2011; Гинтов и др., 2014 и др.], позволяют рассматривать всю область между Пенинским клипсовым поясом и Восточно-Европейской платформой как погруженный деформированный ее край, перекрытый в разной степени надвигом разновозрастных (от байкальского до альпийского) тектонических элементов. Ширина этой зоны изменяется от 30 до 120 км. Наибольшая ширина отмечается на северном повороте Карпатской дуги, где надвиг представлен всеми структурными этажами, начиная с байкальского. К юго-востоку ширина этой зоны уменьшается и она скрывается под осадками Внешних Карпат и Предкарпатского прогиба. На профиле PANCAKE она выделяется в интервале от 250 до 350 км. В ее пределах верхний слой кристаллической коры постепенно погружается и разрушается, а нижний без существенных нарушений продолжается под Восточные Карпаты до Ужоцкой зоны нарушений, которая выделяется вдоль зоны максимального погружения фундамента под Восточными Карпатами. Здесь он контактирует с фрагментами нижней коры палеозойской платформы, нижней и средней коры Пенинского (Магурского?) бассейна. Палеозойская платформа в виде самостоятельной тектонической единицы по сейсмическим данным не выделяется, но о ее наличии могут свидетельствовать отдельные блоки в структуре коры, выделяемые между осадочной толщей и нарушенной средней и нижней корой докембрийской платформы.

Предполагаемый вариант районирования земной коры под надвигом Складчатых Карпат по результатам анализа сейсмических и геотермических данных представлен на рис. 6. Перед фронтом Восточных Карпат юго-западная граница Восточно-Европейской платформы проведена на уровне поверхности фундамента по тектонической линии Тейссейра—Торнквиста, а на уровне раздела Мохо — по тектонической линии, ограничивающей с юго-запада нижний слой земной коры. Она выделяется под надвигом палеозойских и мезо-кайнозойских флишевых образований и примерно совпадает с Ужоцким глубинным разломом. К юго-западу от нее в средней коре можно выделить еще одну тектоническую линию вдоль Черноголовского глубинного разлома, которая ограничивает с юго-запада зону раннепалеозойского (каледонского и докаледонского) тектогенеза, представленную на северо-западе Малопольской и Лежайской тектоническими единицами. Земная кора к западу от этой зоны, очевидно, формировалась в

позднем палеозое. На этапе альпийского тектогенеза она была значительно деформирована, а на отдельных участках полностью разрушена. На современном этапе с юга ее ограничивает Пенинский клипсовый пояс.

Окраина Восточно-Европейской платформы, начиная с позднего протерозоя, неоднократно активизировались и перестраивались. Очевидно, от нее откалывались, а затем к ней присоединялись отдельные фрагменты. Ее надвиговая структура сформировалась еще в палеозое. На альпийском этапе край Восточно-Европейской платформы с конца триаса до неогена погружался и растягивался. О режиме растяжения свидетельствует образование здесь мезозойских впадин, в частности Львовско-Люблинской депрессии, которая характеризуется поднятием астеносферы и повышением теплового потока, а также серия разломов сбросового типа, ориентированных вдоль края древней платформы.

Выполненный анализ структуры земной коры и результаты моделирования теплового поля свидетельствуют о большой роли в формировании современного тектонического облика Карпато-Паннонского региона субдукционных и коллизионных процессов, а также позволяет выделить главные этапы геодинамического развития литосферы. Закрывание океанических бассейнов и субдукция океанической земной коры и литосферы начались в конце юры и закончились в палеогене. Он сопровождался погружением большого объема легкоплавкого вещества и флюидов, что способствовало образованию очагов плавления при пониженных температурах. Погружение и плавление слэбов привело к накоплению расплава и флюидов, увеличению мощности и поднятию астеносферы, растяжению, утонению и деструкции литосферы, что способствовало дальнейшему снижению температуры плавления. Растяжение литосферы сопровождалось разрушением ее верхней хрупкой части, образованием многочисленных "литосферных окон", раскрытием и закрытием задуговых бассейнов, грабенообразных прогибов, краевых впадин и морей на коре континентального или субконтинентального типа. На коллизионном этапе после закрытия океанических бассейнов в соприкосновение пришли блоки с континентальной корой. На ранней стадии коллизионного процесса, когда в недрах литосферы и астеносферы еще погружались слэбы и всплывали затянутые в зону субдукции фрагменты континентальной коры, продолжалось погружение континентальной ок-

раины при очень ограниченном ее горизонтальном перемещении и образование краевых прогибов. Развитие коллизионного процесса происходило в условиях сжатия и достаточно высоких, но неравномерно распределенных температур. Кора надсубдукционных микроплит и террейнов была более нагретой и более подвижной, чем на тех же глубинах кора континентальной окраины. Но разница в плотностях континентальных блоков была не очень значительной. Поэтому погружение происходило под небольшим углом и сопровождалось надвигом континентальной коры микроплит, под которыми температура верхней мантии была выше и достигала 800—900 °С. При таких температурах оказавшаяся под надвигом континентальная кора совместно с осадками плавилась на глубинах 40—50 км. Площадной игнибритовый вулканизм в Паннонском бассейне, распределение температур и образование очагов кислой магмы в подкоровом слое и средней коре подтверждают реальность существования такой схемы развития геодинамических процессов. Продвижение микроплиты в восточном и юго-восточном направлениях сопровождалось соответствующей миграцией вулканической активности. На более поздней стадии коллизионного процесса активизировались глубинные тепломассопотоки в нарушенных зонах, произошло выравнивание температур на всей площади, подплавление земной коры и ее частичное замещение мантийным веществом. В итоге исчезла плотностная неоднородность как причина погружения блоков континентальной литосферы. Однако, благодаря высоким температурам, хорошей реологической расслоенности литосферы под действием тангенциальных сил сжатия и растекания поднимающегося глубинного нагретого вещества, относительные горизонтальные перемещения продолжались до конца миоцена. В этих условиях отражения, выделяемые по сейсмическим данным в верхней мантии на 15—20 км глубже современного раздела Мохо и интерпретируемые иногда как след мезозойской или кайнозойской субдукции в северо-восточном направлении [Golonka et al., 2003; Janik et al., 2011; Гинтов и др., 2014], следует рассматривать как поверхность астеносферы на этапе ее максимального поднятия в миоцене или как границу между ультраосновными породами верхней мантии и подкоровым слоем частичного плавления. По геофизическим данным предполагается, что возраст этих границ не превышает 10 млн лет [Jolivet et al., 2009; Janik et al., 2011].

Следует также отметить, что по результатам сейсмотомографических исследований в Карпато-Паннонском регионе в верхней мантии в интервале глубин от 60 до 200 км выделяется слой пониженных скоростей, погружающийся от Паннонского бассейна в северном и северо-восточном направлениях. Его поверхность иногда отождествляют с сутурой, а сам слой — с остатками слэба субдуцировавшей под Евразийскую плиту океанической литосферы (Пенинского или Магурского) палеоокеанов [Гинтов и др., 2014]. Однако такая интерпретация не согласуется с геотермическими данными. По результатам интерпретации геотермических данных поверхность этого слоя находится в области температур 1200—1300 °С и, следовательно, должна рассматриваться как кровля астеносферы. В Карпато-Паннонском регионе глубина залегания кровли геотермической астеносферы по результатам моделирования (см. рис. 3—5) изменяется от 60—70 км под Паннонским бассейном до 130—150 под варисцийскими структурами, до 150—180 под каледонскими и до 200—220 км под докембрийскими. Под Львовско-Люблинской депрессией она поднимается до 130—150 км. Примерно на таких же глубинах она выделяется по результатам томографических исследований [Гейко и др., 2006].

Выводы. Карпато-Паннонский регион характеризуется значительной дифференциацией теплового поля, отражающей его многофазное развитие и сочетание тектонических элементов разного возраста и происхождения. Плотность теплового потока изменяется от 35—40 до 100—130 мВт/м². Область низких тепловых потоков (35—55 мВт/м²) охватывает край Восточно-Европейской платформы, часть Западно-Европейской палеозойской платформы, сформировавшейся в раннем палеозое, значительную часть Предкарпатского прогиба и Внешних Карпат. Повышенные тепловые потоки (55—70 мВт/м²) характерны для варисцийских структур палеозойской платформы, Внутренних Карпат и внутренних зон Внешних Карпат. Высокие значения (более 70—80 мВт/м²) ограничены областью неоальпийской тектонической и вулканической активности — Паннонского бассейна и Закарпатского прогиба.

Интенсивность теплового режима определяется особенностями геодинамического развития региона и глубинным строением. Региональные аномалии высокого теплового потока связаны с подъемом астеносферы, растяжением и деструкцией литосферы, инициирован-

ными субдукцией на этапе закрытия океанических бассейнов, зональные и локальные — с особенностями строения и динамики земной коры, распределением радиогенных источников тепла.

Мощность земной коры в регионе изменяется от 22—25 км под Паннонским бассейном до 40—50 под Внешними Карпатами и Предкарпатским прогибом. Соответственно двуслойная структура ее кристаллической части трансформируется в трехслойную.

Земная кора отличается значительной неоднородностью. Под надвигом Флишевых Карпат она представлена блоками докембрийской, палеозойской и мезозойской стабилизаций.

Граница между микроплитой Алькапа и Евразийской плитой проходит по линии надвига на Пенинскую клипповую зону ее верхней коры и подвига под нее нижней.

В основании Внешних Карпат и Предкарпатского прогиба лежит погруженная деформированная окраина Евразийской плиты, представленной в Западных Карпатах палеозойской Западно-Европейской платформой, а в Восточных — докембрийской Восточно-Европейской. Во внутренней области Внешних Карпат под Дуклянским, Магурским и Пенинским покровами в средней коре выделяются деформированные блоки, которые, по-видимому, следует рассматривать как фрагменты коры окраинных осадочных бассейнов, образовавшихся в конце мезозоя — начале кайнозоя.

Совместный анализ сейсмических и геотермических данных позволяет выделить следующие основные этапы эволюции Карпато-Паннонского региона: 1) растяжение континентальной литосферы и образование океанических бассейнов (средний триас — ранняя юра); 2) сжатие и закрытие океанических бассейнов с образованием островодужных, межплитных и краевых бассейнов (поздняя юра — палеоген); 3) под действием тангенциальных напряжений выжимание микроплиты Алькапа и ее движение в северо-восточном направлении в зоне, ограниченной трансформными разломами, ее надвиги на краевые флишевые бассейны и склон Евразийской плиты с их одновременным погружением под небольшим углом; 4) поднятие мантийного диапира, растяжение литосферы под Паннонским бассейном, образование сквозь-литосферных флюидных потоков и многочисленных грабенообразных прогибов; 5) геотермическое погружение всей внутривосточной области.

Список литературы

- Гейко В. С., Шумлянская А. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н., Цветкова Т. А. Трехмерная модель верхней мантии Украины по временам прихода Р-волн. *Геофиз. журн.* 2006. Т. 28. № 1. С. 3—16.
- Гинтов О. Б., Егорова Т. П., Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Муровская А. В. Геодинамические особенности зоны сочленения Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 5. С. 26—63.
- Глушко В. В. Западные и Восточные Карпаты. В кн.: *Литосфера Центральной и Восточной Европы. Молодые платформы*. Ред. А. В. Чекунов. Киев: Наук. думка, 1994. С. 24—94.
- Глушко В. В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. Москва: Недра, 1968. 264 с.
- Гнилко О. М. Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Ч. 1. Основні елементи Карпатської споруди. *Геодинаміка*. 2011. № 1(14). С. 47—56.
- Добрецов Н. А. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
- Заяць Х. Б. Глибинна будова надр Західного регіону України на основі сейсмічних досліджень і напрямки пошукових робіт на нафту і газ. Львів: Центр Європи, 2013. 80 с.
- Карпатська нафтова провінція. Відпов. ред. В. В. Колодій. Львів; Київ: Укр. видавничий центр, 2004. 388 с.
- Крупський Ю. З. Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України. Київ: УкрДГРІ, 2001. 144 с.
- Кутас Р. И. Влияние насувных структур на тепловое поле в районе Карпат. *Докл. АН УССР*. 1965. № 8. С. 1031—1035.
- Кутас Р. И. Геотермична модель земної кори через Східні Карпати вздовж сейсмічного профілю DOBRE-3 (PANCAKE). *Геодинаміка*. 2013. № 2(15). С. 192—194.
- Кутас Р. И. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. Киев: Наук. думка, 1978. 140 с.
- Кутас Р. И. Тепловая модель континентальной литосферы. *Геофиз. журн.* 1986. Т. 8. № 1. С. 19—27.
- Кутас Р. И. Тепловое поле и геотермический режим литосферы. В кн.: *Литосфера Центральной и Восточной Европы. Обобщение результатов исследований*. Киев: Наук. думка, 1993. С. 115—135.
- Кутас Р. И. Тепловой поток и геотермические модели земной коры Украинских Карпат. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 6. С. 3—27.
- Кутас Р. И., Бевзюк М. И. Новые результаты определения тепловых потоков на территории юго-запада СССР. *Геофиз. сб.* 1979. Вып. 87. С. 68—72.
- Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Тепловое поле Украины. Киев: Наук. думка, 1971. 140 с.
- Кутас Р. И., Гордиенко В. В., Бевзюк М. И., Загородняя О. В. Новые определения теплового потока в Карпатском регионе. *Геофиз. сб.* 1975. Вып. 63. С. 68—71.
- Кутас Р. И., Корчагин И. М., Цвященко О. В., Зубаль С. Д. Технологія моделювання теплового поля в складних однорідних та неоднорідних середовищах: програмне забезпечення, методичні принципи, практичні результати. *Геоінформатика*. 2003. № 2. С. 35—45.
- Кутас Р. И., Красовский С. С., Орлюк М. И., Пашкевич И. К. Модель глубинного строения и тектонического развития литосферы Западной Украины. *Геофиз. журн.* 1996. Т. 18. № 6. С. 18—30.
- Кутас Р. И., Цвященко В. А., Корчагин И. Н. Моделирование теплового поля континентальной литосферы. Киев: Наук. думка, 1989. 192 с.
- Ляшкевич З. М., Медведев А. П., Крупский Ю. З., Варичев А. С., Тимошук В. Р., Ступка О. О. Тектоно-магматическая эволюция Карпат. Киев: Наук. думка, 1995. 131 с.
- Ляшкевич З. М., Яцожинский О. М. Альпийский магматизм Украинских Карпат, его эволюция и геодинамика. *Геофиз. журн.* 2005. Т. 27. № 6. С. 1005—1011.
- Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Тепловой поток на континентах. *Докл. АН СССР*. 1966. Т. 168. № 1. С. 170—172.
- Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. Москва: Недра, 1981. 584 с.

- Тектоническая карта Украинских Карпат. 1 : 200 000.* Ред. В.В. Глушко, С.С. Круглов. Киев: Мингео УССР, 1986.
- Тектонічна карта України. 1 : 1 000 000.* Ред. Д.С. Гурський, С.С. Круглов. Київ: УкрДГРІ, 2007.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский средиземноморский пояс. Москва: Недра, 1984. 334 с.
- Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. Москва: Научный мир, 2001. 605 с.
- Чекунов А.В. Паннонско-Волынский поперечный прогиб в Восточных Карпатах. *Геофиз. сб.* 1970. Вып. 37. С. 3—13.
- Bielik M., Šefara J., Kováč M., Bezák V., Plašienka D., 2004. The Western Carpathians — interaction of Hercynian and Alpine processes. *Tectonophysics* 393, 63—86.
- Bodri L., Bodri B., 1985. On the correlation between heat flow and crustal thickness. *Tectonophysics* 120, 69—81.
- Cermak V., Bodri L., 1998. Heat flow map of Europe revised. *Dtsch. Geophys. Ges.* 11, 58—63.
- Cermak V., Bodri L., Rybach L., Buttenbarth G., 1990. Relationship between seismic velocity and heat production: comparison of two sets of data and test of validity. *Earth Planet. Sci. Lett.* 99, 48—57.
- Global heat flow data base of the International heat flow commission of the International Association of Seismology and Physics of the Earth's interior, 2011. University of North Dakota. Electronic document. <http://www.heatflow.und.edu/index2.html>.
- Csontos L., Nagymarosy A., Horváth F., Kováč M., 1992. Tertiary evolution of the intra-Carpathian area: a model. *Tectonophysics* 208, 221—241.
- Csontos L., 1995. Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review. *Acta Vulcanol. Spec. Is.* (7), 1—3.
- Demetrescu C., Andreescu M., 1994. On the thermal regime of some tectonic units in a continental collision environment in Romania. *Tectonophysics* 230, 265—276.
- Geothermal Atlas of Europe, 1992. Eds E. Hurtig (Editor-in-Chief), V. Cermak, R. Haenel, V. Zui. Hermann Haak Verlagsgesellschaft mbH Gotha, Germany. 156 p.
- Golonka J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics* 381, 235—273.
- Golonka J., Ślaczko A., Picha F., 2003. Geodynamic evolution of the orogen: The West Carpathians and Ouachitas case study. *Ann. Soc. Geol. Pol.* 75, 145—167.
- Grad M., Guterch A., Keller G.R., Janik T., Hegedüs E., Vozár J., Oliczka A., Tiira T., Yliniemi J., 2006. Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile Cel 05. *J. Geophys. Res.* 111, B03301. doi: 10.1029/2005JB003647.
- Guterch A.M., Grad G.R., Keller K., Posgay J., Vozár A., Špicak E., Brueckl Z., Hajnal H., Thybo G., Selvi O. and CELEBRATION 2000 Working Group, 2003. Experiment Team. *Stud. Geophys. Geod.* 47, 239—252.
- Horváth F., 1993. Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics* 226, 333—357.
- Janik T., Crad M., Guterch A., Vozár J., Bielik M., Vozarova A., Hegedüs E., Kováč C.A., Kováč I., 2011. Crustal structure of the Western Carpathians and Pannonian Basin: Seismic models from CELEBRATION 2000 data and geological implications. *J. Geodyn.* 52, 97—113.
- Jolivet M., Faccenna C., Piromallo C., 2009. From mantle to crust: stretching the Mediterranean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 285, 198—209.
- Karnkowski P., 1992. Nowe mozliwosci poszukiwan zloz ropy naftowej i gazu ziemnego. *Nafta-Gaz* (5-6), 82—92 (in Polish).
- Konečný V., Kováč M., Lexa J., Šefara J., 2002. Neogene evolution of the Carpatho-Pannonian region: an interplay of subduction and back-arc diapiric uprising in the mantle. *EGS Spec. Publ. Ser.* (1), 165—194.
- Kováč M., Kováč P., Marko F., Karoli S., Janocko J., 1995. The East Slovakian Basin — A complex back-arc basin. *Tectonophysics* 232, 453—466.
- Lenkey L., Dövényi P., Horváth E., Cloetingh S.A., 2002. Geothermics of Pannonian basin and its

- bearing on the neotectonics. *EGU Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.* (3), 29—40.
- Lexa J., Seghedi I., Nemeth K., Szakáč A., Konečný V., Péckay Z., Fulop A., Kováč M.*, 2010. Neogene-Quaternary volcanic forms in the Carpathian-Pannonian Region: a review. *Central Europ. J. Geosci.* (2), 207—270.
- Le Pichon X., Francheteau, Bonnin J.*, 1973. Plate tectonics. Amsterdam, London; New York: Elsevier Sci. Publ. Company, 300 p.
- Majcin D.*, 2000. Modeling of the thermal field of the inhomogeneous lithosphere. *Romanian Geophys.* (7), 348—351.
- Majcin D.*, 1993. Thermal state of the west Carpathian lithosphere. *Stud. Geophys. Geod.* (37), 345—364.
- Majcin D., Bilčík D., Kutas R., Hlavnová P., Bezák V., Kucharic L.*, 2014. Regional and local phenomena influencing the thermal state in the Flysch belt of the NE part of Slovakia. *Contrib. Geophys. Geod.* 44(4), 271—292.
- Majcin D., Kutas R., Bilčík D., Bezák V., Korzhagin I.*, 2016. Thermal conditions for geothermal energy exploitation in the Transcarpathian depression and surrounding units. *Contrib. Geophys. Geod.* 46(1), 33—49.
- Majorowicz J.A., Cermak V., Safond J., Krzywiec P., Wroblewska M., Guterch A., Grad M.*, 2003. Heat flow models across the Trans-European Suture Zone in the area of the Polonaise'97 seismic experiment. *Phys. Chem. Earth* 28, 375—391.
- Péckay Z., Lexa J., Szakáč A., Balogh K., Seghedi I., Konečný V., Kováč M., Márton E., Kaliuiak M., Szeky-Fux V., Poka T., Gyarmati P., Edelstein O., Roşu E., Zec B.*, 1995. Space and time distribution of Neogene-Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian region. *Acta Vulcanol. Spec. Is.* (7), 15—28.
- Péckay Z., Lexa J., Szakáč A., Seghedi I., Bologh K., Konečný V., Zelenka T., Kováč M., Poka T., Fulop A., Márton E., Panaiotu C., Cvetkovic V.*, 2006. Geochronology of Neogene magmatism in the Carpathian arc and intra-Carpathian area. *Geologica Carpathica* 57(6), 511—530.
- Royden L.H.*, 1988. Late Cenozoic tectonics of the Pannonian Basin system. In: *The Pannonian Basin. A study in basin evolution.* AAPG Memoir. 45, 27—48.
- Rybach L., Buntebarth G.*, 1982. Relationship between the petrophysical properties, density, seismic velocity, heat generation and mineralogical constitution. *Earth Planet. Sci. Lett.* 57, 367—376.
- Rybach L.*, 1996. Heat sources, heat transfer, and rock types in the lower continental crust—inference from deep drilling. *Tectonophysics* 257, 1—6.
- Sándulescu M.*, 1988. Cenozoic tectonic history of the Carpathians. In: *The Pannonian Basin. A study in basin evolution.* AAPG Memoir. 45, 17—26.
- Sclerter J.G., Jaupart C., Galson D.*, 1980. The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the Earth. *Rev. Geophys. Space Phys.* 18(1), 269—311.
- Seghedi I., Downes H., Vaselli O., Szakáč A., Balogh K., Péckay Z.*, 2004. Post-collisional Tertiary-Quaternary mafic alkalic magmatism. In the Carpathoan-Pannonian region: A review. *Tectonophysics* 393, 43—62.
- Seghedi I., Downes H., Harangi S., Mason P.R.D., Péckay Z.*, 2005. Geochemical response of magmas to Neogene-Quaternary continental collision in the Carpathian-Pannonian region: A review. *Tectonophysics* 410, 485—499.
- Šroda P., Gzuba W., Grad M., Guterch A., Tokarshi A.K., Janik T., Rauch M., Keller G.R., Hegedüs E., Vázár J. and CELEBRATION 2000 Working Group.*, 2006. Crustal and upper mantle structure of the Western Carpatians from CELEBRATION 2000 profiles Cel 01 and Cel 04: seismic models and geological implications. *Geophys. J. Int.* 167, 737—760.
- Starostenko V.I., Janik T., Kolomiyets K., Czuba W., Šroda P., Grad M., Kováč I., Stephenson R., Lysynchuk D., Thybo H., Artemieva I.M., Omelchenko V., Gintov O., Kutas R., Gryn D., Guterch A., Hegedüs E., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A.*, 2013. Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics* 608, 1049—1072.
- Turcot D., Shubert G.*, 1982. Geodynamic Application of Continuum Physics to Geological Problems. New York. Chichester. Brisbane. Toronto. Singapore: John Wileys & Sons. 730 p.

Geothermal Conditions and Mesozoic-Cainozoic Evolution of the Carpatho-Pannonian Region

© R. I. Kutas, 2016

This paper presents new two-dimensional (2D) numerical geothermal models of the lithosphere and the results of their geodynamic analysis together with the crustal structure models along three deep seismic sounding profiles crossing the Western and Eastern Carpathians from the Pannonian basin to the Paleozoic West European and the Precambrian East European Platforms. The construction and interpretation of the geothermal 2D models are based on the numerical solution of both the steady state and transient heat conduction equations. The obtained geophysical and geothermal models demonstrate the significant variations in the lithosphere thickness, crustal layering, temperatures and seismic velocities distribution. Taking into consideration the crustal structure and heat flow distribution, all cross-sections can be divided into three sectors with different age of the crust: Neoalpine, Mesozoic — Late Paleozoic, Early Paleozoic — Late Proterozoic. The boundaries between sectors mismatch a tectonic zonation of the upper crust. The heat flow density reaches 80—130 mW/m² in the Pannonian basin and Transcarpathian trough (areas of Neoalpine tectonic activity). It decreases to 60—70 mW/m² in the Inner Carpathians, inner part of the Outer Carpathians and on the West European platform (areas of Mesozoic — Late Paleozoic activity), and to 35—60 mW/m² in the most of the Outer Carpathians, in Carpathian foredeep, Trans European suture zone, as well as the East European margin (areas of Early Paleozoic — Late Proterozoic activity). The decrease in heat flow is accompanied with an increase in the lithosphere and crust thickness. The geothermal lithosphere thickness varies from 65—80 km beneath the Pannonian basin to 120—150 km beneath the Inner Carpathians and the Paleozoic platform, and to 180—200 km beneath the East European platform, and the depth of Moho discontinuity changes from 22—30 to 30—40 and 40—50 km accordingly. The high heat flow in the Pannonian basin is of a mantle origin. It is caused by the Miocene extension and lithosphere thinning, formation of fault and rift systems, the asthenospheric upwelling due to the subduction of the oceanic lithosphere in the time interval from late Cretaceous to Paleogene. The current structure of the Carpathian-Pannonian region was formed as a result of Neogene continental collision between the European plate and the Alcapa and Tisza microplates. Being developed in a compressional stress regime, the collision process was accompanied by lateral relative movements of the microplates along the shear zones, the upper Alcapa crust obducting over the Pieniny tectonic unit or the platform margins, and underthrusting of the Pannonian lower crust and the uppermost mantle beneath the lithosphere of the European plate.

Key words: Carpathians, Earth's crust, asthenosphere, heat flow, geothermal model.

References

- Geyko V.S., Shumlyanskaya A.A., Bugaenko I.V., Zaets L.N., Tsvetkova T.A., 2006. Three-dimensional model of the upper mantle of Ukraine by the terms of *P*-wave arrival. *Geofizicheskiy zhurnal* 28(1), 3—16 (in Russian).
- Gintov O.B., Yegorova T.P., Tsvetkova T.A., Bugaenko I.V., Murovskaya A.V., 2014. Geodynamic features of joint zone of the Eurasian plate and the Alpine-Himalayan belt within the limits of Ukraine and adjacent areas. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(5), 26—63 (in Russian).
- Glushko V.V., 1994. Western and Eastern Carpathians. In: *The lithosphere of Central and Eastern Europe. Young platform*. Ed. A.V. Chekunov. Kiev: Naukova Dumka, 24—94 (in Russian).
- Glushko V.V., 1968. Tectonics and petroleum potential of the Carpathians and the adjacent deflections. Moscow: Nedra, 264 p. (in Russian).
- Gnylko O.M., 2011. Tectonic zoning of the Carpathians in terms terrane tectonics. 1. Main units of the Carpathians building. *Geodynamika* (1), 47—56 (in Ukrainian).
- Dobretsov N.L., 1980. Introduction to global petrology. Novosibirsk: Nauka, 200 p. (in Russian).
- Zayats Kh.B., 2013. Deep structure of the Western region of Ukraine on the basis of subsurface seismic surveys and prospecting direction of oil and gas. Lviv: Tsentrv Evropy, 80 p. (in Ukrainian).

- Carpathian oil province. Ed. V.V. Kolodiy. Lviv; Kiev: Ukr. Publ. Center, 2004. 388 p. (in Ukrainian).
- Krupskyy Yu.Z., 2001. Geodynamic conditions of formation and oil and gas potential of the Carpathian and Volyn regions of Ukraine Podolsky. Kiev: UkrGGRI, 144 p. (in Ukrainian).
- Kutas R.I., 1965. Influence of moving structures on the thermal field in the Carpathian region. *Doklady AN USSR* (8), 1031—1035 (in Ukrainian).
- Kutas R.I., 2013. Geothermal model of the Earth's crust across the Eastern Carpathians along the seismic profile DOBRE-3 (PANCAKE). *Geodynamika* (2), 192—194. (in Ukrainian).
- Kutas R.I., 1978. Field of heat flow and thermal model of the Earth's crust. Kiev: Naukova Dumka, 140 c. (in Russian).
- Kutas R.I., 1986. Thermal model of the continental lithosphere. *Geofizicheskiy zhurnal* 8(1), 19—27 (in Russian).
- Kutas R.I., 1993. Geothermal field and thermal regime of the lithosphere. In: *The lithosphere of Central and Eastern Europe. Summary of the studies*. Kiev: Naukova Dumka, 115—135 (in Russian).
- Kutas R.I., 2014. Heat flow and geometric model of the crust of the Ukrainian Carpathians. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(6), 3—27 (in Russian).
- Kutas R.I., Bevzyuk M.I., 1979. New results of the determination of heat flows in the territory of the South-West of the USSR. *Geofizicheskiy sbornik* (is. 87), 68—72 (in Russian).
- Kutas R.I., Gordienko V.V., 1971. Thermal field of Ukraine. Kiev: Naukova Dumka, 140 p. (in Russian).
- Kutas R.I., Gordienko V.V., Bevzyuk M.I., Zavgorodnyaya O.V., 1975. New definitions of the heat flow in the Carpathian region. *Geofizicheskiy sbornik* (is. 63), 68—71 (in Russian).
- Kutas R.I., Korchagin I.M., Tsvyashchenko O.V., Zubal S.D., 2003. Technology of thermal field simulation in complex homogeneous and heterogeneous environments: software, methodological principles, practical results. *Geoinformatyka* (2), 35—45 (in Ukrainian).
- Kutas R.I., Krasovskiy S.S., Orlyuk M.I., Pashkevich I.K., 1996. Model of deep structure and tectonic evolution of the lithosphere Western Ukraine. *Geofizicheskiy zhurnal* 18(6), 18—30 (in Russian).
- Kutas R.I., Tsvyashchenko V.A., Korchagin I.N., 1989. Modeling of the thermal field of the continental lithosphere. Kiev: Naukova Dumka, 192 p. (in Russian).
- Lyashkevich Z.M., Medvedev A.P., Krupskiy Yu.Z., Varichev A.S., Timoshchuk V.R., Stupka O.O., 1995. Tectonic and magmatic evolution of the Carpathian Mountains. Kiev: Naukova Dumka, 131 p.
- Lyashkevich Z.M., Yatsozhinskiy O.M., 2005. Alpine magmatism of Ukrainian Carpathians, its evolution and geodynamics. *Geofizicheskiy zhurnal* 27(6), 1005—1011 (in Russian).
- Polyak B.G., Smirnov Ya.B., 1966. Heat flux on the continents. *Doklady AN SSSR* 168(1), 170—172 (in Russian).
- Ringwood A.E., 1981. Composition and petrology of the mantle. Moscow: Nedra, 584 p. (in Russian).
- Tectonic Map of the Ukrainian Carpathians, 1986. 1 : 200 000. Eds V.V. Glushko, S.S. Kruglov. Kiev: Ministry of Geology of the USSR (in Russian).
- Tectonic map of Ukraine, 2007. 1 : 1 000 000. Eds D.S. Gurskiy, S.S. Kruglov. Kiev: UkrGGRI (in Ukrainian).
- Khain V.E., 1984. Regional Geotectonics. Alpine Mediterranean belt. Moscow: Nedra, 334 p. (in Russian).
- Khain V.E., 2001. Tectonics of continents and oceans. Moscow: Nauchnyy Mir, 605 p. (in Russian).
- Chekunov A.V., 1970. Pannonian-Volyn transverse deflection in the Eastern Carpathians. *Geofizicheskiy sbornik* (is. 37), 3—13 (in Russian).
- Bielik M., Šefara J., Kováč M., Bezák V., Plašienka D., 2004. The Western Carpathians — interaction of Hercynian and Alpine processes. *Tectonophysics* 393, 63—86.
- Bodri L., Bodri B., 1985. On the correlation between heat flow and crustal thickness. *Tectonophysics* 120, 69—81.
- Cermak V., Bodri L., 1998. Heat flow map of Europe revised. *Dtsch. Geophys. Ges.* 11, 58—63.
- Cermak V., Bodri L., Rybach L., Büttenbarth G., 1990. Relationship between seismic velocity and heat production: comparison of two sets of data and test of validity. *Earth Planet. Sci. Lett.* 99, 48—57.
- Global heat flow data base of the International heat flow commission of the International Association of Seismology and Physics of the Earth's interior, 2011. University of North Dakota. Electro-

- nic document. <http://www.heatflow.und.edu/index2.html>.
- Csontos L., Nagymarosy A., Horváth F., Kováč M., 1992. Tertiary evolution of the intra-Carpathian area: a model. *Tectonophysics* 208, 221—241.
- Csontos L., 1995. Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review. *Acta Vulcanol. Spec. Is.* (7), 1—3.
- Demetrescu C., Andreescu M., 1994. On the thermal regime of some tectonic units in a continental collision environment in Romania. *Tectonophysics* 230, 265—276.
- Geothermal Atlas of Europe, 1992. Eds E. Hurtig (Editor-in-Chief), V. Cermak, R. Haenel, V. Zui. Hermann Haak Verlagsgesellschaft mbH Gotha, Germany. 156 p.
- Golonka J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics* 381, 235—273.
- Golonka J., Ślaczko A., Picha F., 2003. Geodynamic evolution of the orogen: The West Carpathians and Ouachitas case study. *Ann. Soc. Geol. Pol.* 75, 145—167.
- Grad M., Guterch A., Keller G.R., Janik T., Hegedüs E., Vozár J., Oliczka A., Tiira T., Yliniemi J., 2006. Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile Cel 05. *J. Geophys. Res.* 111, B03301. doi: 10.1029/2005JB003647.
- Guterch A.M., Grad G.R., Keller K., Posgay J., Vozár A., Špicak E., Brueckl Z., Hajnal H., Thybo G., Selvi O. and CELEBRATION 2000 Working Group, 2003. Experiment Team. *Stud. Geophys. Geod.* 47, 239—252.
- Horváth F., 1993. Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics* 226, 333—357.
- Janik T., Crad M., Guterch A., Vozár J., Bielik M., Vozarova A., Hegedüs E., Kováč C.A., Kováč I., 2011. Crustal structure of the Western Carpathians and Pannonian Basin: Seismic models from CELEBRATION 2000 data and geological implications. *J. Geodyn.* 52, 97—113.
- Jolivet M., Faccenna C., Piromallo C., 2009. From mantle to crust: stretching the Mediterranean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 285, 198—209.
- Karnkowski P., 1992. Nowe możliwości poszukiwania złóż ropy naftowej i gazu ziemnego. *Nafta-Gaz* (5-6), 82—92 (in Polish).
- Konečný V., Kováč M., Lexa J., Šefara J., 2002. Neogene evolution of the Carpatho-Pannonian region: an interplay of subduction and back-arc diapiric uprise in the mantle. *EGS Spec. Publ. Ser.* (1), 165—194.
- Kováč M., Kováč P., Marko F., Karoli S., Janocko J., 1995. The East Slovakian Basin — A complex back-arc basin. *Tectonophysics* 232, 453—466.
- Lenkey L., Dövényi P., Horváth E., Cloetingh S.A., 2002. Geothermics of Pannonian basin and its bearing on the neotectonics. *EGU Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.* (3), 29—40.
- Lexa J., Seghedi I., Nemeth K., Szakáč A., Konečný V., Péckay Z., Fulop A., Kováč M., 2010. Neogene-Quaternary volcanic forms in the Carpathian-Pannonian Region: a review. *Central Europ. J. Geosci.* (2), 207—270.
- Le Pichon X., Francheteau, Bonnin J., 1973. Plate tectonics. Amsterdam, London; New York: Elsevier Sci. Publ. Company, 300 p.
- Majcin D., 2000. Modeling of the thermal field of the inhomogeneous lithosphere. *Romanian Geophys.* (7), 348—351.
- Majcin D., 1993. Thermal state of the west Carpathian lithosphere. *Stud. Geophys. Geod.* (37), 345—364.
- Majcin D., Bilčík D., Kutas R., Hlavnová P., Bezák V., Kucharic L., 2014. Regional and local phenomena influencing the thermal state in the Flysch belt of the NE part of Slovakia. *Contrib. Geophys. Geod.* 44(4), 271—292.
- Majcin D., Kutas R., Bilčík D., Bezák V., Korchagin I., 2016. Thermal conditions for geothermal energy exploitation in the Transcarpathian depression and surrounding units. *Contrib. Geophys. Geod.* 46(1), 33—49.
- Majorowicz J.A., Cermak V., Safond J., Krzywiec P., Wroblewska M., Guterch A., Grad M., 2003. Heat flow models across the Trans-European Suture Zone in the area of the Polonaise'97 seismic experiment. *Phys. Chem. Earth* 28, 375—391.
- Péckay Z., Lexa J., Szakáč A., Balogh K., Seghedi I., Konečný V., Kováč M., Márton E., Kaliuiak M., Szeky-Fux V., Poka T., Gyarmati P., Edelstein O., Roşu E., Zec B., 1995. Space and time distribution of Neogene-Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian region. *Acta Vulcanol. Spec. Is.* (7), 15—28.
- Péckay Z., Lexa J., Szakáč A., Seghedi I., Balogh K., Konečný V., Zelenka T., Kováč M., Poka T., Fu-

- Iop A., Márton E., Panaiotu C., Cvetkovic V., 2006. Geochronology of Neogene magmatism in the Carpathian arc and intra-Carpathian area. *Geologica Carpathica* 57(6), 511—530.
- Royden L.H., 1988. Late Cenozoic tectonics of the Panonian Basin system. In: *The Pannonian Basin. A study in basin evolution*. AAPG Memoir. 45, 27—48.
- Rybach L., Buntebarth G., 1982. Relationship between the petrophysical properties, density, seismic velocity, heat generation and mineralogical constitution. *Earth Planet. Sci. Lett.* 57, 367—376.
- Rybach L., 1996. Heat sources, heat transfer, and rock types in the lower continental crust—inference from deep drilling. *Tectonophysics* 257, 1—6.
- Sándulescu M., 1988. Cenozoic tectonic history of the Carpathians. In: *The Pannonian Basin. A study in basin evolution*. AAPG Memoir. 45, 17—26.
- Sclater J.G., Jaupart C., Galson D., 1980. The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the Earth. *Rev. Geophys. Space Phys.* 18(1), 269—311.
- Seghedi I., Downes H., Vaselli O., Szakács A., Balogh K., Péckay Z., 2004. Post-collisional Tertiary-Quaternary mafic alkalic magmatism. In the Carpathian-Pannonian region: A review. *Tectonophysics* 393, 43—62.
- Seghedi I., Downes H., Harangi S., Mason P.R. D., Péckay Z., 2005. Geochemical response of magmas to Neogene-Quaternary continental collision in the Carpathian-Pannonian region: A review. *Tectonophysics* 410, 485—499.
- Šroda P., Gzuba W., Grad M., Guterch A., Tokarshi A.K., Janik T., Rauch M., Keller G.R., Hegedüs E., Vazár J. and CELEBRATION 2000 Working Group, 2006. Crustal and upper mantle structure of the Western Carpathians from CELEBRATION 2000 profiles Cel 01 and Cel 04: seismic models and geological implications. *Geophys. J. Int.* 167, 737—760.
- Starostenko V.I., Janik T., Kolomyets K., Czuba W., Šroda P., Grad M., Kováč I., Stephenson R., Lysynchuk D., Thybo H., Artemieva I.M., Omelchenko V., Gintov O., Kutas R., Gryn D., Guterch A., Hegedüs E., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A., 2013. Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics* 608, 1049—1072.
- Turcot D., Shubert G., 1982. Geodynamic Application of Continuum Physics to Geological Problems. New York. Chichester. Brisbane. Toronto. Singapore: John Wileys & Sons. 730 p.

Метод минимизации риска для решения обратных задач гравиразведки при слабых предположениях о свойствах геологических помех

© П. И. Балк¹, А. С. Долгаль², 2016

¹ Берлин, Германия

² Горный институт Уральского отделения РАН,
Пермь, Россия

Поступила 12 июля 2016 г.

Представлено членом редколлегии В. И. Старостенко

Уведено поняття прихованої інформації про джерела гравітаційної аномалії як спільного фрагмента істинного і модельного збурювальних об'єктів. За наявності невизначеності, властивої оберненим задачам, межа можливостей алгоритмів побудови найліпших оцінок параметрів моделі джерел полягає в максимізації гарантованого обсягу добуваної достовірної інформації. Обґрунтовано додаток до нелінійних обернених задач гравірозвідки "рудного" типу відомої концепції мінімізації ризику під час розв'язання проблеми вибору в умовах нестачі апріорної інформації. Відповідно до цієї концепції як найліпший з допустимих розв'язків оберненої задачі вибрано той, за якого досягається мінімум математичного очікування похибки результатів інтерпретації. Передбачається нульове медіанне значення перешкод у спостереженому гравітаційному полі, тобто наявність позитивних і негативних перешкод рівноймовірна, але при цьому не виключається, що за абсолютним значенням перешкоди якогось одного знака можуть превалювати. Достатню репрезентативну множину допустимих варіантів інтерпретації, з яких вибрано найліпший, побудовано за допомогою монтажного алгоритму в класі скінченноелементних моделей геологічних тіл. Важливою перевагою методу, що ґрунтується на ідеї мінімізації ризику, є можливість наближеного оцінювання близькості запропонованої математичної моделі джерел аномалії до істинного збурювального об'єкта. Наведено результати обчислювальних експериментів, що підтверджують ефективність таких оцінювань, а також вищу якість розв'язання оберненої задачі за допомогою запропонованого методу порівняно з традиційним підходом.

Ключові слова: гравірозвідка, інтерпретація, обернена задача, джерело поля, перешкода, відхил полів, мінімізація емпіричного ризику.

Введение. По своей целевой направленности методы решения обратных задач геофизики являются основным способом извлечения достоверной информации об изучаемых геологических объектах (их форме, размерах, пространственном положении и петрофизических характеристиках). В математическом плане — это инструмент для борьбы с неопределенностью, которая сопутствует интерпретации данных полевых измерений. В гравиразведке, как и других геофизических методах, неопределенность проявляется в существовании множест-

ва Q вариантов интерпретации S_α , каждый из которых соответствует всей имеющейся информации G и может претендовать на роль истинного решения \hat{S} . Всегда возникает вопрос: какую информацию об истинном объекте \hat{S} мы извлекаем, когда берем за его оценку S^{opt} один из вариантов $S_\alpha \in Q$.

Нельзя утверждать, что в описаниях известных алгоритмов решения обратных задач гравиметрии их информационная направленность не декларируется. Беда в том, что критерии выбора наилучшего решения S^{opt} имеют к его ин-

формативности весьма опосредованное отношение. Взять, хотя бы, критерий минимума невязки модельного и измеренного полей. В теории выбора [Айзерман, Малишевский, 1981] доказана неэффективность критериев, где оптимальное решение выбирается в результате попарного сравнения альтернативных вариантов.

В детерминистских постановках обратных задач допустимые решения $S_\alpha \in Q$ априори равноправны, их невозможно ранжировать по плотности вероятности совпадения с точным решением \hat{S} . Иначе говоря, нет объективных предпосылок к выбору лучшего варианта интерпретации, поскольку априорная информация уже была задействована в формировании множества Q . Большинство известных критериев базируются на каких-то формальных признаках, которые навязываются природным объектам. Пример такого признака — гладкость границы геологического объекта, хотя из физических законов, управляющих процессом формирования такого объекта, не следует, что эта граница должна быть самой гладкой из всех возможных.

Вся эта противоречивость привела к тому, что большинство известных методов количественной интерпретации гравитационных аномалий на поверку являются эквивалентными с точки зрения объемов достоверной информации, которую гарантированно удастся извлечь с их помощью. Понятно, что свойства решения S^{opt} , позволяющие считать его наилучшим, должны выражаться в терминах свойств извлекаемой информации об источниках аномалии. Для этого, в свою очередь, необходимо чтобы наилучшее решение обеспечивало компромисс между всеми допустимыми решениями. В работе [Страхов, 1995] идея такого компромисса сформулирована как концепция согласования допустимых решений обратной задачи. Мы реализуем ее здесь в алгоритме минимизации эмпирического риска для решения обратной задачи гравиметрии "рудного" типа.

Некоторые дополнения к понятийно-терминологической базе теории интерпретации потенциальных полей. Для дальнейшего развития концепции согласования допустимых решений той понятийно-терминологической базы, которая есть сейчас, явно недостаточно. Как известно, всеобъемлющего понятия информации найти пока не удалось и потому приходится довольствоваться не претендующим на полноту определением Клода Шеннона: "информация — это снятая неопределенность наших знаний о предмете изучения" [Стратонович, 1975]. Допускаются любые частные опре-

деления, если в них адекватно отражена специфика изучаемого класса задач. Воспользуемся этим правом.

Формальный подход к оценке параметров источников гравитационных аномалий не гарантирует получения полезной геологической информации. При одном ограничении на максимально возможную норму помехи множество вариантов интерпретации будет неограничено. В сочетании же с множеством Q_1 допустимых решений, соответствующих ограничениям G_1 , полученным с помощью других геофизических методов и естественными диапазонами изменения геометрических и физических параметров источников аномалии, данные гравиразведки могут внести заметный вклад в информативность результатов комплексной интерпретации. Следует различать абсолютную информативность гравиметрических данных, их (условную) информативность относительно конкретной целевой задачи интерпретации и, собственно, информативность конкретного приближенного решения обратной задачи, построенного с помощью того или иного алгоритма при определенном критерии оптимальности F .

Абсолютную информативность гравиметрических данных предлагается измерять в терминах той части неопределенности, которую удастся снять за счет одних только данных гравиметрии, например в терминах разности множества Q_1 допустимых решений, соответствующих косвенным данным G_1 о возмущающем объекте и множества Q решений, не противоречащих всей имеющейся информации G . Возьмем линейную обратную задачу гравиразведки в случае модели источников аномалии в виде системы n тел \hat{S}_k плотности $\hat{\delta}_k$. Если информация G_1 заключена в неравенствах $\hat{\delta}_k \leq \delta_k \leq \bar{\delta}_k$, то при ограничении на норму помех в гравиметрических измерениях они позволяют из априорного n -мерного параллелепипеда Q_1 "высечь" многогранник Q , каждая точка которого есть вектор возможных плотностей $\hat{\delta}_k$.

Если μ — некоторая мера, установленная на множестве M модельных решений обратной задачи, то

$$\Delta(Q, Q_1) = \mu(Q_1) - \mu(Q) \quad (1)$$

является абсолютной оценкой неопределенности, снятой за счет совместного использования гравиметрических данных и косвенных априорных ограничений. За относительный показатель информативности гравиразведки в конкретных физико-геологических условиях можно принять нормированную величину:

$$v(Q, Q_1) = 1 - \frac{\mu(Q)}{\mu(Q_1)}. \quad (2)$$

Значение $v=0$ соответствует ситуации, когда гравиразведке не по силам дать новую информацию об источниках поля сверх той, что и без того известна по данным G_1 . Так, в линейной обратной задаче данных может оказаться недостаточно, чтобы уточнить априорные границы $\bar{\delta}_k, \delta_k$ плотностей аномалиеобразующих тел \hat{S}_k , но достаточно для уточнения избыточной массы источников поля. В первом случае оценкой информативности гравиразведки может служить нормированная величина:

$$v = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n \frac{\delta_k^{(\max)} - \delta_k^{(\min)}}{\bar{\delta}_k - \delta_k}, \quad (3)$$

где $\delta_k^{(\min)}, \delta_k^{(\max)}$ — экстремальные значения плотностей δ_k на Q , которые являются решением задачи линейного программирования (если ни одна из априорных границ для плотностей не может быть уточнена, то $v=1$).

В обратной задаче "рудного" типа, когда плотности фиксированы, а оцениваются носители масс \hat{S}_k , информативность гравиразведки характеризуют величины

$$v_k = 1 - \frac{\mu(D_{2,k})}{\mu(D_{1,k})}, \quad k = 1, 2, \dots, n, \quad (4)$$

где $D_{1,k}$ — объединение ($D_{2,k}$ — пересечение) парциальных носителей $S_{k,\alpha}$, входящих в Q , или его представительное подмножество, μ — классическая мера Лебега в \mathbf{R}^3 . В ситуации, когда по имеющимся данным нельзя указать ни одну точку пространства, наверняка принадлежащую носителю \hat{S} , величина $v=1$. Имеют место неувлучшаемые включения $D_{2,k} \subset \hat{S}_k \subset D_{1,k}$ для носителей \hat{S}_k [Балк, 1980].

Относительно информативности отдельных допустимых решений обратных задач также ощущается недостаточность существующей понятийно-терминологической базы. Попробуем исправить это положение. Выделим: область $D_0 = S^{\text{opt}} \cap \hat{S}$, которая является общим фрагментом реального и модельного носителей \hat{S} и S^{opt} ; область $D_1 = S^{\text{opt}} \setminus \hat{S}$, которая позиционирует себя как фрагмент носителя \hat{S} , но таковым не является; область $D_2 = \hat{S} \setminus S^{\text{opt}}$, являющуюся фрагментом носителя \hat{S} , не нашедшим отражение в решении S^{opt} . Назовем область D_0 *гостевой*, область D_1 — *ложной*, а область D_2 — *потерянной* информацией. Их лебеговы ме-

ры $\mu(D_j)$ можно принять за количественную оценку каждого из трех типов информации.

В какой мере допустимое решение S_α обратной задачи вправе претендовать на оптимальность, предлагается связать с информативностью по предложенной выше классификации и возможностью алгоритма своими средствами оценить меру этой информации. Наличие такой возможности должно, по мнению авторов, определять состоятельность алгоритма решения обратной задачи.

Информационная составляющая известных методов решения обратных задач гравиразведки. Чтобы объективно оценить вклад предлагаемого здесь алгоритма минимизации риска, необходимо очертить границу принципиально возможного для алгоритмов решения обратных задач гравиразведки.

Точно также, как отдельный элемент не может сколь-нибудь полно представить собой все множество, которому он принадлежит, так и любой возможный вариант интерпретации не может охватить нюансы неопределенности, скрытые в множестве Q . Следствием этого является удручающий факт: ни один метод решения обратной задачи гравиразведки, как бы математически строг он ни был, не способен отыскать решение S_1^{opt} , которое *наверняка* превзошло бы по точности решение S_2^{opt} , найденное по не столь "продвинутому" методу. За счет дополнительных данных можно сузить множество Q до множества $Q_0 \subset Q$, но решение $S_0^{\text{opt}} \in Q_0$ не обязательно окажется более точным, чем решение $S^{\text{opt}} \in Q$. В работе [Балк, 2004] приведены обескураживающие примеры, идущие вразрез со стереотипными представлениями о связи между точностью решения обратной задачи и объемом интерпретируемых данных.

Изложенное имеет простое объяснение. Если принять две точки $S_1^{\text{opt}}, S_2^{\text{opt}} \in Q$ за оптимальные решения по двум конкурирующим методам, то решение S_1^{opt} уступит S_2^{opt} тогда, когда точным решением \hat{S} окажется любая точка области

$$Q' = \left\{ S_\alpha \in Q : \rho(S_1^{\text{opt}}, S_\alpha) > \rho(S_2^{\text{opt}}, S_\alpha) \right\}, \quad (5)$$

где ρ — некоторая метрика. Если множество

$$Q'' = \left\{ S_\alpha \in Q_0 : \rho(S^{\text{opt}}, S_\alpha) < \rho(S_0^{\text{opt}}, S_\alpha) \right\} \quad (6)$$

не пусто и $\hat{S} \in Q''$, то решение обратной зада-

чи по большему объему данных уступает решению по более бедной информации.

Если отмеченные свойства являются *непреодолимым* дефектом всех методов интерпретации, то остается одно — спуститься на "ступеньку" ниже, на уровень среднестатистических показателей метода, связывая оптимальность решения S^{opt} с понятиями достоверной, потерянной и ложной информации.

Через "призму" этих понятий охарактеризуем возможности алгоритмов решения обратных задач, использующих наиболее распространенные критерии F попарного сравнения альтернативных вариантов интерпретации. Оптимальные решения S^{opt} , соответствующие таким критериям, не чувствительны к любым изменениям в структуре множества Q , если последнее не затрагивают точку минимума функционала F . Де-факто такие алгоритмы входят в противоречие с идеей повышения достоверности результатов интерпретации за счет повышения объемов априорной информации. Концепция, согласно которой "победитель получает все" (решение S^{opt} единолично формирует итоговый результат интерпретации), выглядит сомнительной, если учесть, что лучшим может оказаться другое решение из Q . Полная неопределенность и с информационным наполнением такого рода "оптимальных" решений. Невозможно указать области пространства D_0 , D_1 и D_2 , обозначенные как достоверная, ложная и потерянная информация, или, хотя бы, оценить их меры $\mu(D_j)$. Суммируя, отметим так: с точки зрения способности оценить информативность собственных результатов многие известные методы решения обратных задач работают как бы "с завязанными глазами". В каждом случае успех зависит от того, оказался ли фактически объем $\mu(D_0)$ достоверной (но скрытой от интерпретатора) информации достаточным для решения целевой задачи.

Несмотря на всю драматичность ситуации, на каких-то информационных уровнях с неопределенностью все же можно побороться. Для этого следует отказаться от критериев выбора F , основанных на попарном сравнении конкурирующих решений, и перейти к множественному сопоставлению альтернатив [Балк, Долгаль, 2015]. Метод минимизации риска, который здесь предлагается, показывает: достаточно отказаться от прежних критериев оптимальности, как тотчас намечается движение в сторону повышения достоверности и информативности результатов интерпретации гравитационных аномалий.

Концепция минимизации эмпирического риска в обратных задачах гравиразведки.

В сложных нелинейных обратных задачах гравиразведки при большом объеме G разнородной априорной информации рассчитывать на технологии интерпретации, способные работать со всем множеством Q допустимых решений, не реалистично. Согласованию должны подлежать допустимые решения, составляющие некоторое представительное подмножество Q_0 . Процедура согласования осуществляется в два этапа: вначале формируется множество Q_0 , затем осуществляется согласование его элементов. В случае "рудной" обратной задачи гравиразведки проблему построения подмножества Q_0 можно решить с помощью модификаций монтажного метода [Страхов, Лапина, 1976].

Итак, рассмотрим обратную задачу гравиразведки "рудного" типа, где

$$\tilde{u}_l = \tilde{u}(\hat{S}, \hat{\delta}; X_l) + \xi_l, \quad l = 1, 2, \dots, L, \quad (7)$$

является аддитивной моделью наблюдаемого гравитационного поля. Здесь $\tilde{u}(\hat{S}, \hat{\delta}; X_l)$ — поле масс, распределенных по неизвестному носителю \hat{S} с заданной плотностью $\hat{\delta}$ в точке X_l . Значение суммарной помехи ξ_l складывается из помехи геологического характера (влияние неоднородностей, не учтенных в модели источников аномалии) и некоррелированной помехи, включающей помеху инструментального характера. Пусть $Q_0 = \{S^{(k)}\}$, $k = 1, 2, \dots, N$, — множество допустимых модельных носителей масс плотности $\hat{\delta}$, которые удалось построить интерпретатору любыми известными ему методами. Среди носителей $S^{(k)}$ надо выбрать наилучший S^{opt} .

Пусть $\Omega(S^{(k)}, \hat{S})$ — функционал, характеризующий различие носителей $S^{(k)}$ и \hat{S} . С задачей оценки геометрического места точек \hat{S} , занятых возмущающими массами, хорошо согласуются метрики, порожденные мерой Лебега μ в \mathbf{R}^3 . К примеру

$$\Omega(S^{(k)}, \hat{S}) = 1 - \frac{\mu(S^{(k)} \cap \hat{S})}{\mu(S^{(k)} \cup \hat{S})}, \quad (8)$$

$\Omega = 0$ при $S^{(k)} = \hat{S}$. Если носители не имеют общих точек, то $\Omega = 1$.

Если носителем \hat{S} (или его приемлемой аппроксимацией) может оказаться любой из допустимых носителей $S^{(k)}$, то логично ассоциировать \hat{S} со случайным носителем, множеством реализацией которого есть Q , и p_k — вероятность события $\hat{S} = S^{(k)}$ ($\hat{S} \approx S^{(k)}$). Тогда функционал риска

$$R(S^*) = \sum_{k=1}^N p_k \Omega(S^{(k)}, S^*), \quad S^* \in Q_0, \quad (9)$$

есть математическое ожидание ошибки $\Omega(S^*, \hat{S})$ результатов интерпретации в случае принятия носителя S^* в качестве оценки носителя \hat{S} . За решение S^{opt} принимается носитель S^* , на котором достигается минимум функционала (9). В его конструкции явно прослеживается концепция согласования допустимых решений $S^{(k)}$; в каждом слагаемом в уравнении (9) один множитель — вероятность события $\hat{S} = S^{(k)}$, а другой — ошибка приближенного решения S^* обратной задачи в случае, если это событие произойдет [Балк и др., 2015].

Если информация G носит сугубо детерминистский характер, остается принять $p_k = 1/N$. Информация о свойствах помех ξ_l может резко понизить математическое ожидание погрешности решения S^{opt} . Но беда в том, что о свойствах помех (прежде всего, геологического характера) обычно мало что известно. Даже сторонники информационно-статистического подхода признают, что вероятностные методы решения обратных задач гравиразведки не имеют большой перспективы [Никитин, 2004]. Повидимому, основой наиболее реалистичных и эффективных постановок обратных задач гравиразведки должна быть детерминистская составляющая с "вкраплением" в нее простейшей и надежной информации о свойствах помех. К последней можно отнести гипотезу о нулевом медианном значении $\text{Me}(\xi)$ помех. Авторам не известны разработки по обратным задачам гравиразведки, в которых фигурировала бы гипотеза $\text{Me}(\xi) = 0$. Она налагает одно довольно слабое требование: помехи обоих знаков равновероятны, но при этом не исключается, что по абсолютному значению помехи какого-то одного знака могут превалировать. Такая ситуация возникает, в частности, если в модели источников поля не отражены мелкие приповерхностные неоднородности, обладающие как повышенной, так и пониженной плотностью относительно вмещающих пород.

Если $\text{Me}(\xi) = 0$, то случайная величина η , описывающая число переходов знака ($\xi_i > 0$, но $\xi_{i+1} < 0$, либо $\xi_i < 0$, но $\xi_{i+1} > 0$) в конечной последовательности $\xi_1, \xi_2, \dots, \xi_L$ реализаций помехи ξ , подчиняется биномиальному закону. В соответствии с этим законом вероятность $p(r, L)$ того, что число переходов знака помех ξ_l , отягощающих наблюдаемые значения поля $\tilde{u}_l, l = 1, 2, \dots, L$, равно r , определяется по формуле

$$p(r, L) = \frac{\binom{L-1}{r}}{2^{L-1}}, \quad r = 0, 1, \dots, L-1. \quad (10)$$

Элементы последовательности $\Delta u_l^{(k)} = \tilde{u}_l - u(S^{(k)}, \hat{\delta}; X_l), l = 1, 2, \dots, L$, можно рассматривать как неизвестные помехи ξ_l в измерениях \tilde{u}_l при условии, что модельный носитель $S^{(k)}$ совпал с истинным носителем \hat{S} . Следовательно, априорную вероятность того, что число переходов знаков элементов последовательности $\Delta u_l^{(k)} = \tilde{u}_l - u(S^{(k)}, \hat{\delta}; X_l), l = 1, 2, \dots, L$, равно заданному r , можно вычислить по формуле (10). Может оказаться, что для отдельных значений $0 \leq r \leq L-1$ даже среди всех допустимых носителей не отыщется ни одного, дающего r переходов знака в указанной последовательности, т. е. определенной последовательности перехода знаков помех ξ_l заведомо быть не могло. В то же время сразу несколько найденных допустимых решений $S^{(k)}$ могут обеспечивать одно и то же число r переходов знаков элементов последовательности $(\Delta u_l^{(k)})$, между которыми надо поровну разделить вероятность $p(r, L)$. Появляется возможность пересчитать априорные вероятности (10) в апостериорные $p_k^{(a)}$. С этой целью для каждого из найденных допустимых носителей $S^{(k)}, k = 1, 2, \dots, N$, определим число $r(k)$ переходов знаков элементов последовательности $(\Delta u_l^{(k)}), l = 1, 2, \dots, L$. Пусть $m(k)$ — количество найденных допустимых носителей $S^{(t)} \in Q_0$, включая сам носитель $S^{(k)}$, обеспечивающих (как $S^{(k)}$) $r(k)$ переходов знаков в последовательности чисел $\Delta u_l^{(t)}, l = 1, 2, \dots, L$. Пусть $K = \{1 \leq k \leq N : m(k) \neq 0\}$. Тогда апостериорные вероятности

$$p_k^{(a)} = \frac{p(r(k), L)}{m(k) \sum_{j \in K} p(r(j), L)}, \quad k = 1, 2, \dots, N, \quad (11)$$

и в формуле (9) для эмпирического риска вместо p_k следует брать $p_k^{(a)}$.

Результаты вычислительного эксперимента. Статистическое оценивание эффективности метода минимизации риска по результатам вычислительного эксперимента предполагает помимо знания истинного решения обратной задачи еще и работу с различными выборками помех. Для этих целей практические примеры не подходят.

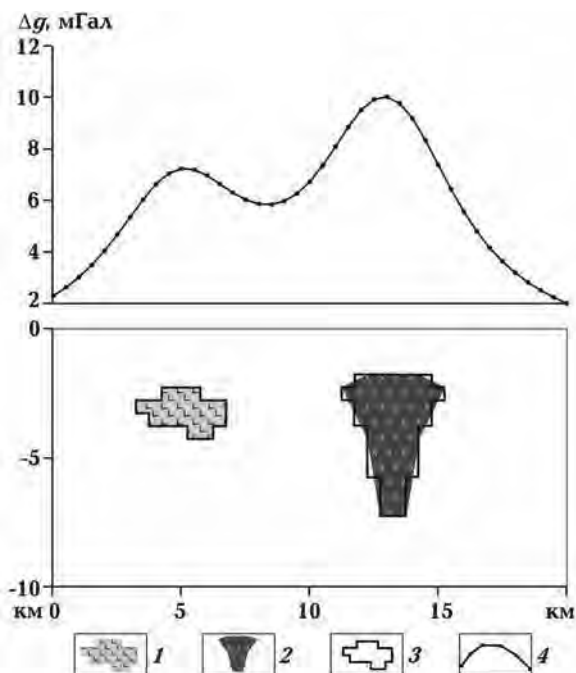


Рис. 1. Модель геоплотностного разреза: интрузии основного (1) и среднего (2) состава; их конечно-элементное представление (3) и гравитационное поле (4).

Модель источников аномалии Δg состоит из двух связанных объектов, которые ассоциируются с интрузивными телами: хонолитом основного состава с избыточной плотностью $\bar{\delta}_1 = 0,3 \text{ г/см}^3$ и лакколитом среднего состава с плотностью $\bar{\delta}_2 = 0,2 \text{ г/см}^3$. Данная модель геоплотностного разреза ранее уже использовалась при оценке возможностей первой версии алгоритма минимизации риска при $p_k = 1/N$ [Балк и др., 2015]. Приближенные значения поля заданы на профиле в 41 точке с шагом 500 м (рис. 1) и содержат случайную помеху. Используются два типа случайных помех ξ_i : 1) нормально распределенные случайные числа с нулевым математическим ожиданием и стандартом $\sigma = 0,5 \text{ мГал}$, для генерации которых использовался метод Бокса—Мюллера; 2) случайные числа, равномерно распределенные на интервале $[-0,5 \text{ мГал}; 0,5 \text{ мГал}]$, значения которых увеличиваются в 3 раза, при превышении $0,2 \text{ мГал}$ (~ 30 % от общего количества измерений). На рис. 2 представлены графики отдельных реализаций этих типов помех. Априори считается известным, что значение σ не превосходит $0,6 \text{ мГал}$, что немного превышает его фактическое значение.

Тенденции, отслеживаемые по результатам серийных расчетов, в меньшей степени под-

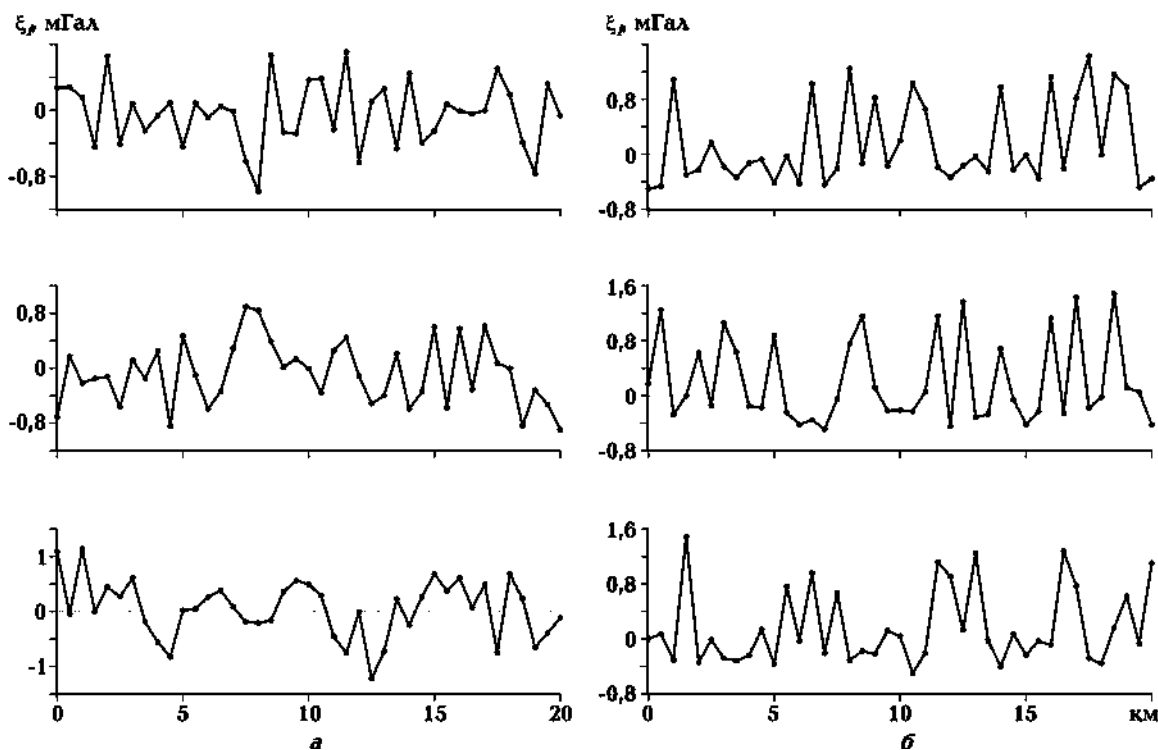


Рис. 2. Примеры помех 1-го (а) и 2-го типов (б), осложняющих “наблюдаемое” гравитационное поле.

вержены случайности, чем решения единичных примеров. Расчеты выполнены для $N=50$ вариантов имитации помех в "наблюденном" поле, в каждом из которых использовалась своя генерация $\{\xi_i\}$ случайных чисел. Во всех вариантах $t=1, 2, \dots, N$ построение множества $Q_0 = Q_0(t)$ выполняется с помощью модификации монтажного метода В.Н. Страхова [Страхов, Лапина, 1976], первый опыт применения которого на практике был описан в работе [Балк и др., 1993]. В качестве ограничения на геометрию носителя служили условия его односвязности (отсутствия пустот) и гладкости его границы. Ограничения на максимальный горизонтальный и вертикальный размеры носителя выбраны так, что превышают истинные размеры в 2 ра-

за. В среднем для каждой из $N=50$ реализаций 1-го типа помех было найдено порядка 964 допустимых решений обратной задачи, для 2-го типа — 812 допустимых решений. Сколь заметно могут различаться между собой допустимые носители, видно из рис. 3.

Более наглядным будет, если оптимальное решение выбрать не по минимуму математического ожидания ошибки решения, а (что принципиально не меняет дела) по максимуму оценки математического ожидания

$$W(S^*) = \sum_{k=1}^N p_k^{(a)} \Omega_1(S^{(k)}, S^*) \quad (12)$$

меры совпадения

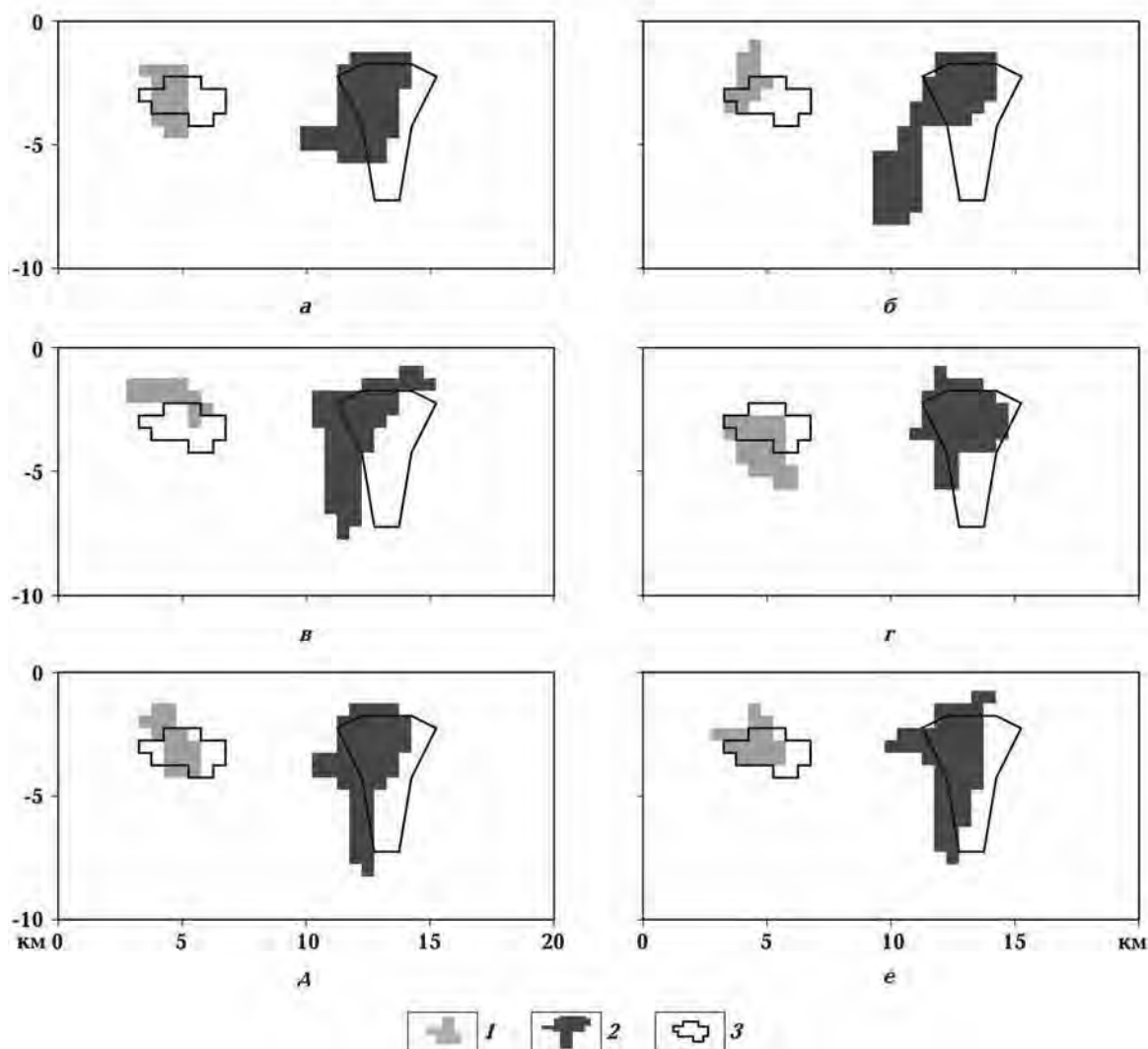


Рис. 3. Допустимые решения обратной задачи для одного из вариантов помех 2-го типа: а — по минимуму риска ($\Omega_1 = 0,371$); б — по минимуму невязки ($\Omega_1 = 0,252$); в—е — случайно выбранные (1, 2 — подобранные объекты; 3 — контуры истинных тел). Число решений обратной задачи 987.

$$\Omega_1(S^{(k)}, S^*) = \frac{\mu(S^{(k)} \cap S^*)}{\mu(S^{(k)} \cup S^*)} \quad (13)$$

приближенного решения S^* и неизвестного истинного решения \hat{S} в предположении, что каждое из найденных допустимых решений $S^{(k)}$ может с вероятностью $p_k^{(a)}$ быть истинным. Важны сравнительные характеристики предлагаемого метода. Лишь с их помощью можно оценить скрытые резервы гравirazведки, которые удалось выявить.

Решение обратной задачи по максимуму функционала (12) в варианте t обозначим как $S_{1,t}^{opt}$,

а по минимуму невязки (при той же априорной информации) — как $S_{2,t}^{opt}$. В каждом варианте t было подсчитано качество $\Omega_1(S_{1,t}^{opt}, \hat{S})$ и $\Omega_1(S_{2,t}^{opt}, \hat{S})$ решений $S_{1,t}^{opt}$ и $S_{2,t}^{opt}$, $t = 1, 2, \dots, N$. Чувствительность этих показателей к особенностям выборки помех в измерениях характеризуют их экстремальные и средние значения, а также среднеквадратические отклонения (СКО), приведенные в табл. 1.

Решение по минимуму эмпирического риска обладает заметно лучшими свойствами, чем решение по минимуму невязки (рис. 4). Если попытаться в первом приближении связать воз-

Т а б л и ц а 1. Фактические показатели качества решений обратной задачи гравirazведки

Тип помехи	Параметр	Минимум	Максимум	Среднее	СКО
1	$\Omega_1(S_{1,t}^{opt}, \hat{S})$	0,305	0,576	0,486	0,062
1	$\Omega_1(S_{2,t}^{opt}, \hat{S})$	0,191	0,583	0,381	0,096
2	$\Omega_1(S_{1,t}^{opt}, \hat{S})$	0,235	0,614	0,474	0,080
2	$\Omega_1(S_{2,t}^{opt}, \hat{S})$	0,169	0,586	0,378	0,093

Примечание: суммарное число решений обратной задачи гравirazведки для помех 1-го типа составляет 47 214, для помех 2-го типа — 38 196.

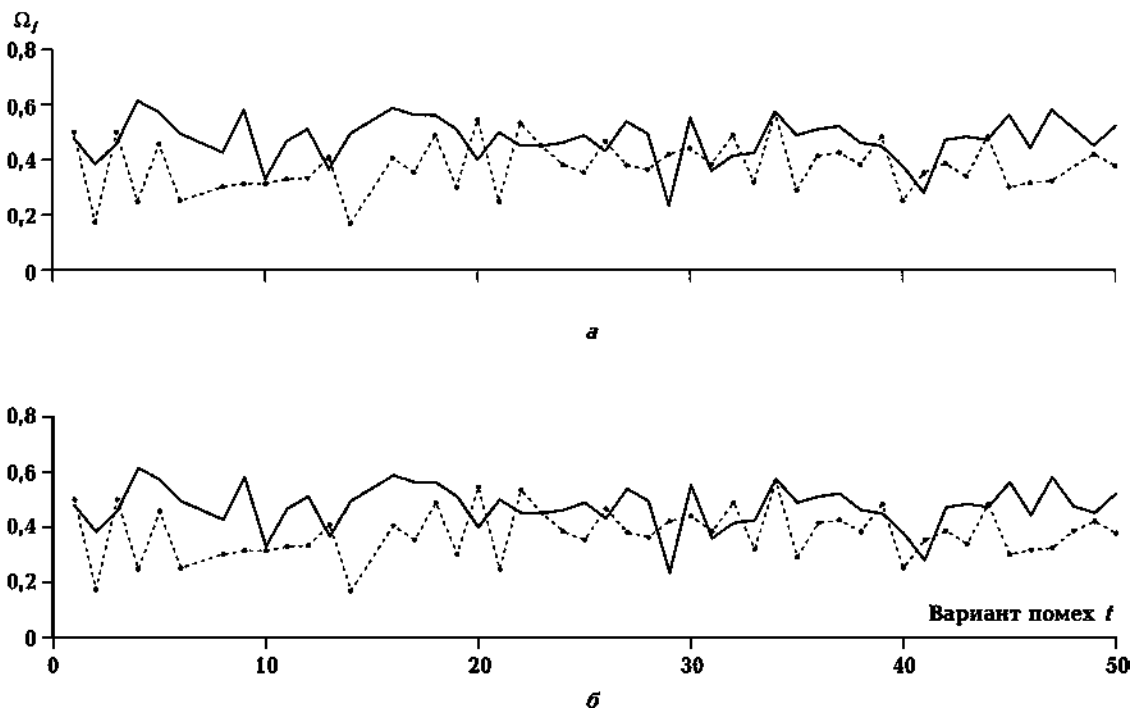


Рис. 4. Совпадение результатов решения обратной задачи гравirazведки по минимуму эмпирического риска (сплошная линия) и невязки (пунктирная линия) для помех типа 1 (а) и типа 2 (б).

Т а б л и ц а 2. Прогнозируемые показатели качества решений обратной задачи гравиразведки

Тип помехи	Параметр	Минимум	Максимум	Среднее	СКО
1	$W(S_1^{opt})$	0,440	0,596	0,525	0,033
2	$W(S_1^{opt})$	0,443	0,752	0,545	0,056

возможности метода со свойствами помех в измерениях, то можно отметить: малый процент больших (по модулю) геологических помех не оказывает заметного влияния на точность решения; важно, чтобы число измерений, где доминируют помехи инструментального характера, было преобладающим [Балк, 2011].

На практике фактическую точность $\Omega_1(S^{opt}, \hat{S})$ найденного решения S^{opt} узнать напрямую невозможно, но это можно сделать обходным путем, взяв за приближение к ней оценку математического ожидания меры близости истинного и найденного решений

$$\bar{W}(S_1^{opt}) = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N W(S_{1,t}^{opt}),$$

среднеквадратическое отклонение этого параметра

$$\sigma_W = \left(\frac{1}{N} \sum_{t=1}^N \left(W(S_{1,t}^{opt}) - \bar{W}(S_1^{opt}) \right)^2 \right)^{1/2},$$

а также его минимальное и максимальное значения (табл. 2).

В нашем примере погрешность оценки среднего значения ошибки решения $\bar{\Omega}_1(S_1^{opt})$ с помощью величины $\bar{W}(S_1^{opt})$ составляет для помех 1-го типа всего 8 %, для помех 2-го типа — около 15 %. Погрешность оценки величины

σ_1 с помощью σ_W несколько выше, но является вполне приемлемой для практики. Мера скрытой достоверной информации, заключенной в решении S^{opt} обратной задачи по минимуму риска R (или максимуму математического ожидания W меры близости истинного и построенного решений), достаточно уверенно можно оценить по значению $R(S^{opt})$ (или $W(S^{opt})$).

Следует добавить, что результаты решения обратной задачи гравиразведки, полученные с применением алгоритма минимизации эмпирического риска и соответствующие минимальной невязке наблюдаемого и модельного полей, существенно различаются между собой (табл. 3).

Заключение. Задача разработчиков программно-алгоритмического обеспечения обратных задач гравиразведки состоит в создании продукта, позволяющего интерпретатору реализовать ту постановку обратной задачи, которую он в силу опыта и интуиции считает наиболее подходящей. Задача математика-прикладника, работающего в области вычислительной геофизики, раскрыть перед интерпретатором преимущества и недостатки каждого метода и объяснить, к каким последствиям может привести использование тех или иных неадекватных реальности априорных предположений. Наиболее доходчиво это можно сделать в отношении методов, в которых свойства полученных результатов интерпретации выражены в терминах их информативности. При этом сами результаты могут выражаться не только в привычном виде как единичное допустимое реше-

Т а б л и ц а 3. Сопоставление средних показателей решения обратной задачи гравиразведки по минимуму эмпирического риска и невязки

Тип помехи	Параметр	Минимум	Максимум	Среднее	СКО
1	$\Omega_1(S_1^{opt}, S_2^{opt})$	0,174	0,695	0,476	0,118
2	$\Omega_1(S_1^{opt}, S_2^{opt})$	0,241	1,00	0,475	0,151

ние обратной задачи, но и в терминах геофизически содержательных функций, которые бы характеризовали вероятность обнаружения источников аномалии в точках изучаемого геоло-

гического пространства [Балк, Долгаль, 2015; Долгаль, Шархимуллин, 2011].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 15-05-01823А).

Список литературы

- Айзерман М.А., Малишевский А.В. Некоторые аспекты общей теории выбора лучших вариантов. *Автоматика и телемеханика*. 1981. № 2. С. 65—83.
- Балк П.И. Об устойчивом методе локализации однородных геологических объектов по гравитационным аномалиям. *Геология и геофизика*. 1980. № 10. С. 89—98.
- Балк П.И. О принципиальных недостатках общепринятых форм представления результатов математической интерпретации потенциальных полей. *Геофиз. журн.* 2004. Т. 26. № 5. С. 124—132.
- Балк П.И. Оценивание параметров функциональной зависимости при нулевом медианном значении помех в измерениях. *Автоматика и телемеханика*. 2011. № 5. С. 69—81.
- Балк П.И., Долгаль А.С. Детерминистские модели интерпретации для оптимизации местоположения и глубин заложения скважин при заверке гравитационных аномалий. *Физика Земли*. 2015а. № 1. С. 98—111.
- Балк П.И., Долгаль А.С. Минимаксный подход к решению обратных задач гравиразведки и магниторазведки. *Докл. РАН*. 2015б. Т. 462. № 6. С. 706—710.
- Балк П.И., Долгаль А.С., Балк Т.В. Сеточные методы решения обратных задач и опыт их применения при прослеживании дифференцированных интрузий по данным гравиразведки. *Геология и геофизика*. 1993. № 5. С. 127—134.
- Балк П.И., Долгаль А.С., Балк Т.В., Христенко Л.А. Согласование конкурирующих вариантов интерпретации гравитационных аномалий методом минимизации эмпирического риска. *Геоинформатика*. 2015. № 4. С. 24—35.
- Долгаль А.С., Шархимуллин А.Ф. Повышение точности интерпретации моногеничных гравитационных аномалий. *Геоинформатика*. 2011. № 4. С. 49—56.
- Никитин А.А. Детерминированность и вероятность в обработке и интерпретации геофизических данных. *Геофизика*. 2004. № 3. С. 10—16.
- Стратонович Р.Л. Теория информации. Москва: Сов. радио, 1975. 424 с.
- Страхов В.Н. Геофизика и математика. *Физика Земли*. 1995. № 12. С. 4—23.
- Страхов В.Н., Лапина М.И. Монтажный метод решения обратной задачи гравиметрии. *Докл. АН СССР*. 1976. Т. 227. № 2. С. 344—347.

Minimization risk technique for solving gravity inverse problems in weak assumptions about geological noise properties

© P. I. Balk, A. S. Dolgal, 2016

The concept of the hidden information on the gravity anomaly sources as joint fragment of the true and model disturbing objects was introduced. In the presence of uncertainty inherent in inverse problems, limit possibilities of algorithms for constructing the best estimates of the parameters source models is to maximize the secure amount of the extracted reliable information. Justified application to "ore" type gravity nonlinear inverse problems known to minimization risk concept in solving the choice problem under conditions of a priori information shortage. According to this concept as the best of the feasible solutions of the inverse problem is

chosen at which the minimum of the expectation value error of interpretation results is achieved. It is assumed zero median noise in the observed gravity field, ie, the presence of positive and negative noise with equal probability, but it is not excluded that the absolute value of the interference of some one sign may prevail. Constructing a sufficiently representative set of feasible interpretation options of which will be chosen the best, performed by fitting algorithm in the finite element class models of geological bodies. An important advantage of the method, which is based on the idea of minimizing the risk is the possibility of an approximate estimate of the proximity of the proposed mathematical model to the true anomaly sources. Produced the results of computational experiments confirming the effectiveness of such assessments, as well as higher quality of the inverse problem solution using the proposed method in comparison with the traditional approach.

Key words: gravitational exploration, interpretation, inverse problem, field source, noise, anomalous error, empirical risk minimization.

References

- Ayzerman M.A., Malishewskiy A.V., 1981. Some aspects of the general theory of best option choice. *Avtomatika i telemekhanika* (2), 65—83 (in Russian).
- Balk P.I., 1980. On a stable method of localization of homogeneous geological objects by gravitational anomalies. *Geologiya i geofizika* (10), 89—98 (in Russian).
- Balk P.I., 2004. About fundamental shortcomings of conventional forms of presentation of the results of mathematical interpretation of potential fields *Geofizicheskiy zhurnal* 26(5), 124—132 (in Russian).
- Balk P.I., 2011. Parameter Estimation of functional dependence at zero median value of noise in the measurements. *Avtomatika i telemekhanika* (5), 69—81 (in Russian).
- Balk P.I., Dolgal A.S., 2015a. Deterministic models of interpretation for optimizing the locations and depths of the boreholes for verifying the anomalies in gravity. *Fizika Zemli* (1), 98—111 (in Russian).
- Balk P.I., Dolgal A.S., 2015b. The minimax approach to solving inverse problems of gravity and magnetic data. *Doklady RAN* 462(6), 706—710 (in Russian).
- Balk P.I., Dolgal A.S., Balk T.V., 1993. Grid methods for solving inverse problems and experience of their use in tracking intrusions differentiated according to the gravity prospecting. *Geologiya i geofizika* (5), 127—134 (in Russian).
- Balk P.I., Dolgal A.S., Balk T.V., Khristenko L.A., 2015. Coordination of competitive variants of gravity data interpretation by empirical risk minimization method. *Geoinformatika* (4), 24—35 (in Russian).
- Dolgal A.S., Sharkhimullin A.F., 2011. The increase of the interpretation accuracy for monogenetic gravity anomalies. *Geoinformatika* (4), 49—56 (in Russian).
- Nikitin A.A., 2004. Determinancy and probability in the processing and interpretation of geophysical data. *Geofizika* (3), 10—16 (in Russian).
- Stratonovich R.L., 1975. Information Theory. Moscow: Sovetskoye radio, 424 p. (in Russian).
- Strakhov V.N., 1995. Geophysics and Mathematics. *Fizika Zemli* (12), 4—23 (in Russian).
- Strakhov V.N., Lapina M.I., 1976. Mounting method for solving the inverse problem of gravimetry. *Doklady AN SSSR* 227(2), 344—347 (in Russian).

Кинематическая эволюция зоны Пьенинских утесов в кайнозое (Украинские Карпаты)

© А. В. Муровская¹, М. В. Накапелюх¹, Ю. М. Вихоть²,
В. Е. Шлапинский³, И. Н. Бубняк², С. В. Мычак¹, 2016

¹Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

²Львовский национальный университет имени И. Франко,
Львов, Украина

³Институт геологии и геохимии горючих ископаемых
НАН Украины, Львов, Украина

Поступила 22 июня 2016 г.

Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым

Узагальноно дані щодо поверхневої, субповерхневої та глибинної будови зони П'єнінських скель (ЗПС). Наведено нові результати її геолого-структурного і тектонофізичного вивчення в межах української частини Східних Карпат. У сучасному вигляді ЗПС (вузька інтенсивно тектонізована зона між Зовнішніми Карпатами і Закарпатським прогином) сформувалася в олігоцені—міоцені на місці давнього океану. На поверхні вона розміщується в межах безкорневого П'єнінського покриву, а на глибині є крутопадаючою зоною деформації, яка розвивалася в умовах стиснення, простого правого зсуву, транстенсії й транспресії. Мезоструктури горизонтального укорочення і вертикального подовження — насуди та принасудні складки, а також структури бічні екструзії — правозсудні зміщення по субмеридіональних дзеркалах — відповідають полю Пд. З.—Пн. Сх. 220° стиснення і співвідносяться з етапом просування мікроплити Алькапа у північно-східному напрямку в олігоцені—ранньому міоцені. У ранньому міоцені внаслідок обертання мікроплити проти годинникової стрілки правозсудна деформація концентрується у суміжній зоні між нею і призмою Українських Карпат, що формувалася. Цьому етапу відповідають поля зсудного типу з орієнтуванням осі стиснення Пд. Сх. 165°—Пд. Зх. 215° і її "обертанням" у зоні простого зсуву. Скидо-зсудні тектонічні дзеркала відображують деформаційний режим транстенсії з віссю розтягування Пд. Зх. 240°, який пов'язаний з формуванням у середньому—пізньому міоцені Закарпатського прогину. На сучасному етапі ЗПС розвивається у режимі транспресії з південно-західним—північно-східним орієнтуванням осі стиснення.

Ключові слова: Українські Карпати, П'єнінський покрив, зона П'єнінських скель, кінематичний аналіз, поля напружень, деформаційні режими.

Введение. Протяженная (около 600 км) и узкая (1—20 км) зона Пьенинских утесов (ЗПУ) или "клишпов" простирается от Словакии до северной Румынии и представляет собой интенсивно деформированную тектоническую структуру, разделяющую более древние Внутренние и более молодые Внешние Карпаты [Slaczka et al., 2006; Golonka et al., 2015 и ссылки в них]. Геоморфологически ЗПУ проявляется прерывистой полосой бугристого рельефа с характерными устойчивыми к эрозии ска-

лами — "клиппами", возвышающимися на фоне менее прочных пород (флиша, сланцев, мергелей). Клиппы представляют собой экзотические блоки метаморфических и магматических пород разного возраста и маркируют след океанического бассейна, сформировавшегося в юрский период между террейнами Внутренних Карпат и Северо-Европейской платформой [Plašienka, 2011; Golonka et al., 2015].

Изучению разных аспектов ЗПУ как ключевой зоны для геодинамики Карпатско-Пан-

нонского региона в Польше и Словакии посвящено множество работ, например [Ratschbacher et al., 1993; Plašienka, 2011; Golonka et al., 2015 и ссылки в них]. Тектонофизические работы зарубежных исследователей охватывают Западные и Южные Карпаты [Ratschbacher et al., 1993; Fodor et al., 1999; Matenco, Bertotti, 2000]. В пределах Украинского сегмента Карпат (УК), начиная с 90-х годов прошлого века, выполнен ряд тектонофизических работ, охвативших в том числе и ЗПУ, которые обобщены в работе [Гинтов, 2005], построен сбалансированный разрез через УК [Гинтов и др., 2014], рассмотрена неогеновая кинематика Закарпатского глубинного разлома [Шевчук, Василенко, 2015], предложен механизм формирования Пьенинской и Мармарошской утесовых зон как результат конвергенции микроплит Алькапа, Тиссия и Дакия [Гнилко и др., 2015].

Актуальность настоящей статьи связана с неоднозначностью трактовки структурной принадлежности ЗПУ и ее геодинамической эволюции. Здесь представлены результаты новых геолого-структурных и тектонофизических исследований в пределах ЗПУ, выполненных в 2014—2015 годах, а также обобщены последние результаты по приповерхностному и глубинному строению ЗПУ. Целью статьи является реконструкция палеонапряжений и кинематической истории ЗПУ в кайнозой на основе анализа деформационных мезоструктур (зеркал скольжения, складок, структурных парагенезисов трещин и других индикаторов деформации) в контексте общей эволюции Карпато-Паннонского региона, а также обобщение литературных источников о более ранней эволюции ЗПУ.

Район исследований. На территории Украины ЗПУ представляет собой полосу тектонического меланжа, надвинутого в сторону Флишевых Карпат, разделяющего Внешние Карпаты и Мармарошский пояс от Внутренних Карпат и Закарпатского прогиба. Ее структурный вид, по С. С. Круглову [Тектонічна ..., 2007], определяет беспорядочно рассеянные в сложодислоцированной пестроцветной толще аптских—маастрихских мергелей твердые известняки юры, неокома, образующие при выветривании экзотически приподнятые безкорневые тектонические отторженцы. С юго-запада ЗПУ частично перекрыта неогеновыми отложениями Закарпатского прогиба, который является частью Паннонско-Трансильванской системы осадочных бассейнов. В северо-западной части УК ЗПУ вместе с Пьенинским покровом (ПП) полого надвинута на юго-восточное окончание

Магурского покрова, а в юго-восточной части — на Монастырецкий субпокров Мармарошского покрова (рис. 1).

Данные и методика. Зона Пьенинских утесов на территории Украины доступна для изучения в обнажениях в пределах четырех участков. С северо-запада на юго-восток это — район Перечина, Свалявы, Приборжавского и Новоселицы. Представленные в работе полевые данные в основном собраны в старом и новом Приборжавских карьерах, в карьере Великий Камень, а также на прилегающих территориях ПП (рис. 2).

Геологический разрез вкост ЗПУ и ПП (рис. 3) показан в области Свалявы, где он наилучшим образом охарактеризован разведочными скважинами. Глубинный профиль DOBRE-3 пересекает ЗПУ в 20 км к северо-западу от Свалявы. На тектоническую схему вынесены, а на разрез спроектированы пункты взрыва 50 104 и 50 105 этого профиля. Геологическая карта масштаба 1 : 200 000, разрез, а также стратиграфия даны по [Геологічна ..., 2007], глубинная структура — по [Starostenko et al., 2013].

В ходе полевых работ было измерено около 360 тектонических зеркал с бороздами скольжения, указывающими направление перемещения по ним. Также описаны связанные с надвигообразованием складки волочения, взаимоотношения и характер контактов экзотических глыб и вмещающего матрикса. Обобщены ориентировки тектонических зеркал и сопоставлены с зонами разломов в пределах УК и Закарпатского прогиба [Геологічна ..., 2007; Сучасна ..., 2015]. Реконструкция тензора напряжения основывалась на принципах кинематического метода с использованием программы Win Tensor [Devlaux, Sperner, 2003], а типизация деформационных режимов проводилась по ориентировкам осей главных напряжений и значению коэффициента R , отражающего соотношение величин главных нормальных напряжений.

Тектоника и стратиграфия ЗПУ. Внутренняя структура ЗПУ восстановлена на основе картографических, буровых и геофизических данных. На рис. 3 представлен фрагмент геологического разреза, пересекающего ЗПУ и ПП по линии АВ в районе Свалявы. Здесь ПП имеет ширину 0,7—1,5 км и прослеживается на 3,5 км на юг под вулканитами Закарпатского прогиба. В соответствии с разрезом ПП по пологому надвику налегает на Мармарошский покров (МП), кровля которого погружается в юго-западном направлении до глуби-

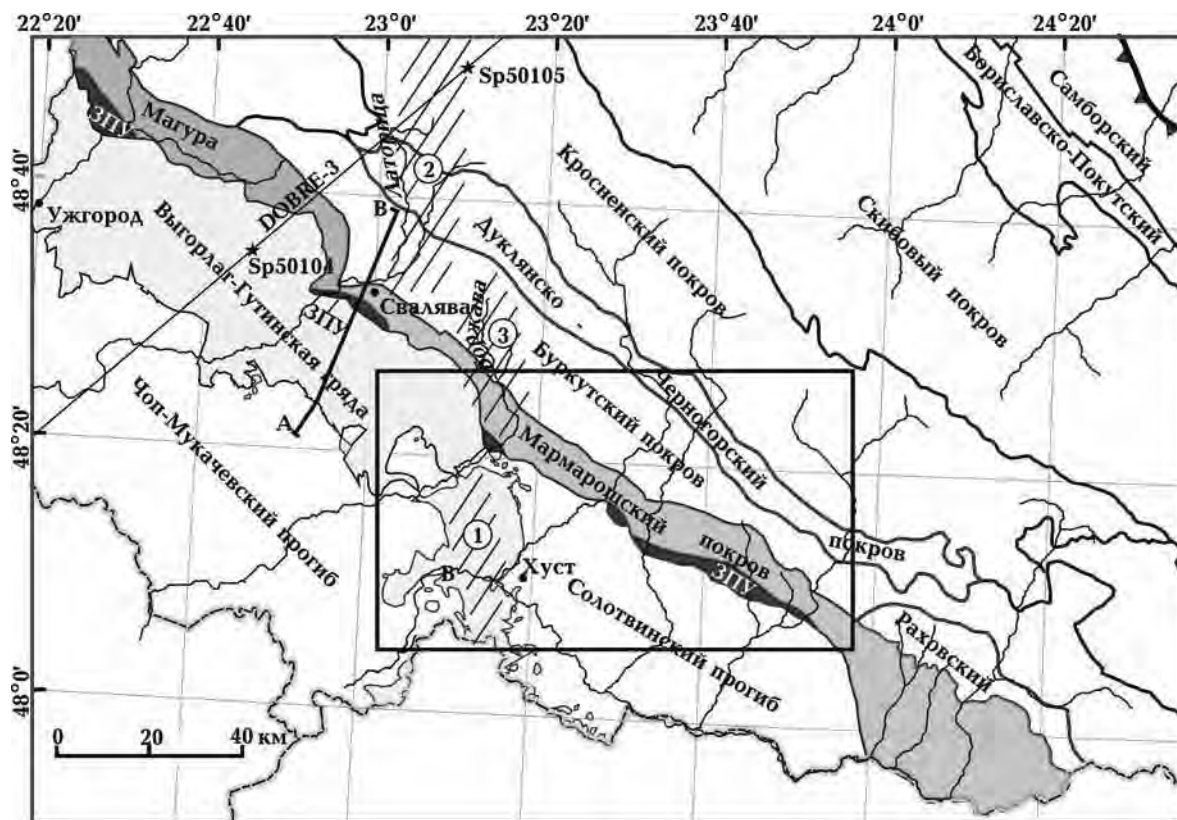


Рис. 1. Тектоническая схема района работ: ЗПУ — зона Пьенинских утесов; А—В — линия геологического разреза; SP50104 и SP50105 — пункты взрыва вдоль профиля DOBRE-3. Разломы (цифры в кружках): 1 — Оашский, 2 — Стрыйско-Латорицкий, 3 — Приборжавский.

ны около 3,5 км. На юго-западе ПП и залегающий под ним МП "срезаются" субвертикальной зоной и контактируют с сооружением Закарпатского прогиба. Разрывы в зоне сочленения Украинских Флишевых Карпат (УФК) и Закарпатского прогиба служат подводщими каналами для миоцен-плиоценового магматизма Выгорлат-Гутинской гряды. Внутренние надвиги в пределах ПП при приближении к зоне контакта с Закарпатским прогибом становятся более крутыми, а затем "запрокидываются" на юго-запад (в сторону прогиба), что свидетельствует о крайне сжатом состоянии вещества в пределах ПП. В соответствии с разрезом в покровообразование вовлечены эоценовые, а в соответствии с геологической картой [Геологічна ..., 2007] — олигоценые образования, что дает нам верхнюю олигоценую возрастную границу формирования надвигов в пределах ПП. Результаты фишен-трек анализа, выполненного вдоль профиля DOBRE-3, также свидетельствуют об олигоценом (32 млн лет) периоде тектонической активизации, который авторы и считают временем начала надвигообра-

зования в Пьенинском бассейне, являвшегося частью общекарпатского бассейна осадконакопления.

Стратиграфия. Разрез ПП начинается с глинисто-карбонатной толщи альба—маастрихта, нижняя граница которой неизвестна. В составе толщи на основании микрофауны выделяются тисальская (альб—сеноман) и пуховская (турон—маастрихт) свиты. Мергели тисальской и пуховской свит относятся к среднеглубинным гемипелагическим образованиям вертикальных седиментационных потоков [Гнилко и др., 2015]. Безкорневые блоки юрско-неокомовых известняков ЗПУ размещены именно в них.

Эоценовые отложения вульховичской свиты общей мощностью более 300 м с угловым несогласием залегают на эродированной поверхности пуховской свиты. Толща представлена снизу вверх следующим рядом терригенных отложений: базальные конгломераты, песчаники и гравелиты, флиш, грубослоистые песчаники.

Олигоценые отложения максимальной мощностью 150—200 м, возраст которых опреде-

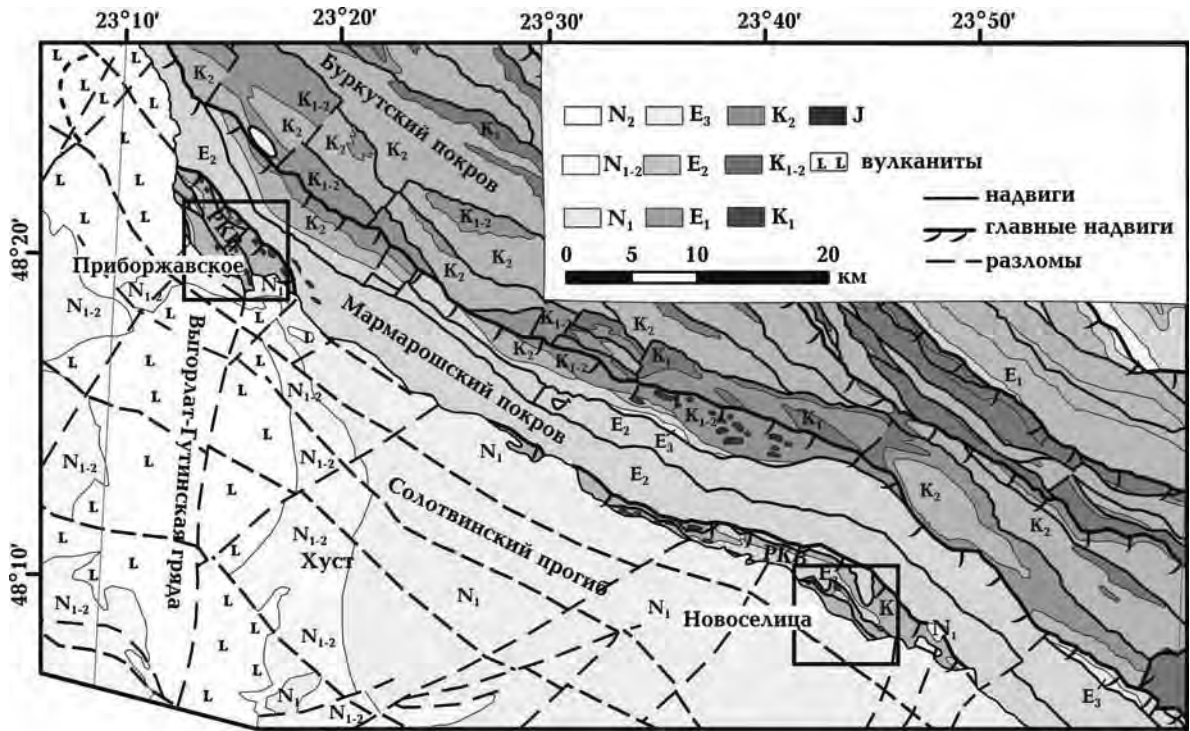


Рис. 2. Геологическая карта района работ, по [Геологічна ..., 2007] с упрощениями.

лен по микрофауне, наращивают разрез эоцена. В нижней части разреза присутствуют несколько пластов полосчатых известняков, которые соответствуют уровню нижнекремниевого горизонта и являются общепринятым маркером. Выше по разрезу идут сильноизвестняковистые аргиллиты, алевролиты, песчаники. В целом для разреза эоцена и олигоцена характерно присутствие грубообломочных прослоев и линз — гравелитов и конгломератов. Согласно

но работе [Гнилко и др., 2015], эоцен-олигоценные обломочные породы отложены, по крайней мере, частично, турбидитовыми потоками. Нижняя, юрско-берриасовая часть разреза восстанавливается на основании изучения отдельных глыб ЗПУ и более подробно описана ниже для Приборжавского карьера и карьера Великой Каменец.

Глубинное строение ЗПУ. В соответствии с глубинным разрезом DOBRE-3 [Starostenko et

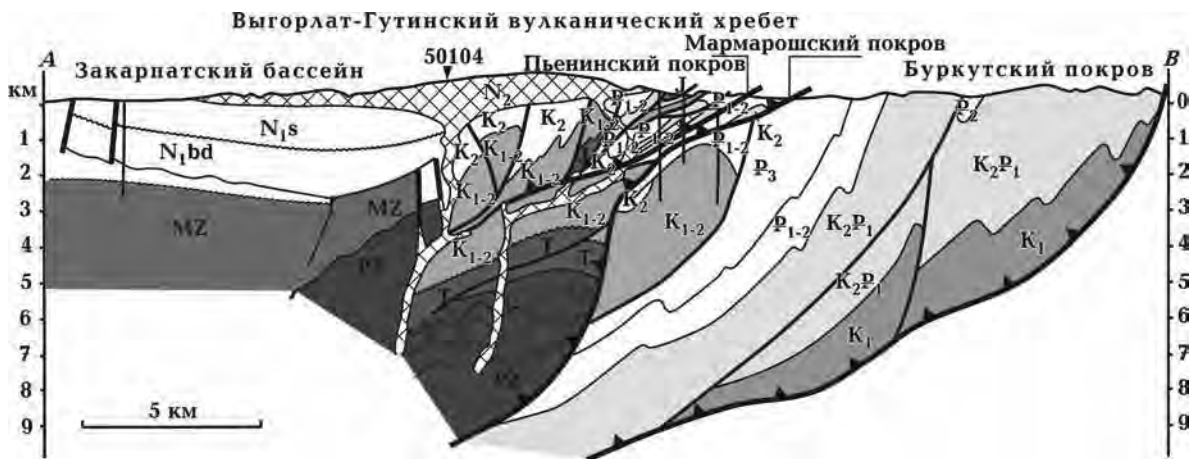


Рис. 3. Геологический разрез по линии А—В (см. рис. 1). Составил В. Е. Шлапинский.

al., 2013], ЗПУ и ПП находятся в 140-километровой зоне перехода от тонкой коры Паннонского бассейна к толстой коре Восточно-Европейской платформы. Глубина границы Мохо постепенно возрастает от 22—23 км в Паннонском бассейне до 30 под Закарпатским прогибом и ПП, достигая 48—50 км под Скибовым покровом в центральной части УФК в основном за счет утолщения базальтового слоя от 4 до 20 км.

На отрезке профиля 137—180 км, начиная с глубины примерно 6 км, прослеживается пограничная пологопадающая в западном направлении зона между блоками коры с различной

внутренней структурой, которая может быть сопоставлена с предполагаемой Пьенинской структурой. Пьенинская зона характеризуется блоками с различными скоростными характеристиками и присутствием на отрезке 200—210 км и глубине около 4 км высокоскоростного тела, которое также выделяется на близлежащем польском профиле SP50104 [Starostenko et al., 2013].

Результаты тектонофизических исследований. *Приборжавские карьеры.* Наблюдения проводились в основном в старом и новом Приборжавских карьерах (рис. 4), разрабатывающих огромный известняковый утес, состоящий из нескольких крупных блоков.

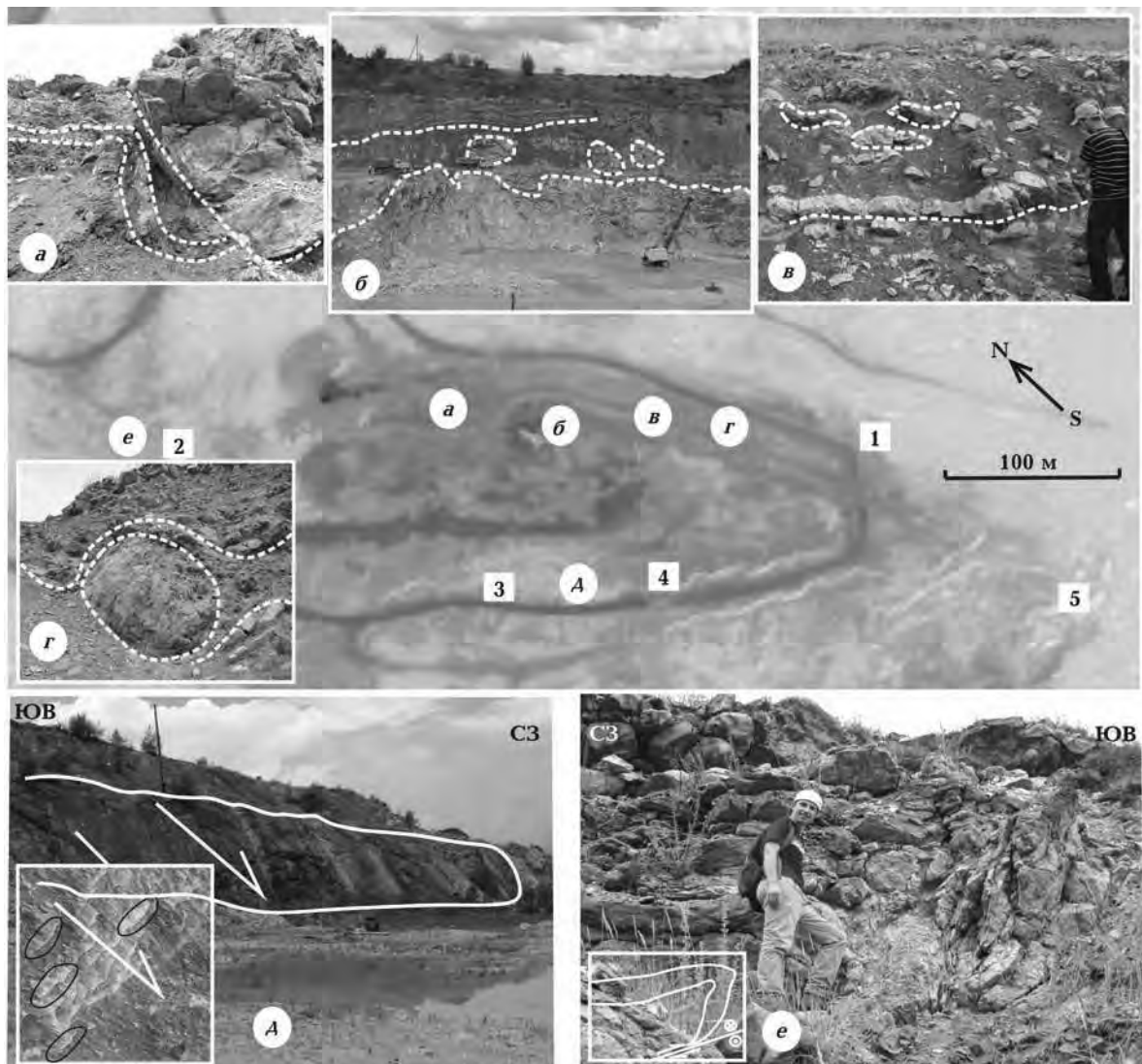


Рис. 4. Космоснимок Приборжавского карьера с указанием пунктов тектонофизических наблюдения (в квадратах) и мест фотографий (в кружках): а—г — соотношение кластов и матрикса в тектоническом меланже; д — крупное тектоническое зеркало с бороздами скольжения, указывающими на сбросо-сдвиговое перемещение; е — надвиг и принадлежговая складка волочения типа propagation-fold.

В новом Приборжавском карьере в строении утеса выделяется два крупных относительно ненарушенных блока, в которых восстановлена стратиграфическая последовательность от нижней юры до берриаса, представленная серыми, розовыми, массивными или слоистыми известняками с прослоями аргиллитов, мергелей и линзами кремней [Славин, 1963; Werzowski et al., 2012]. Вытянутые в северо-западном—юго-восточном направлении разновозрастные блоки обнажаются в разных бортах карьера (более молодой блок — в юго-западном, а более древний — в северо-восточном борту) и разделены разрывным нарушением северо-западного—юго-восточного простирания. Блоки находятся в перевернутых залеганиях, сло-

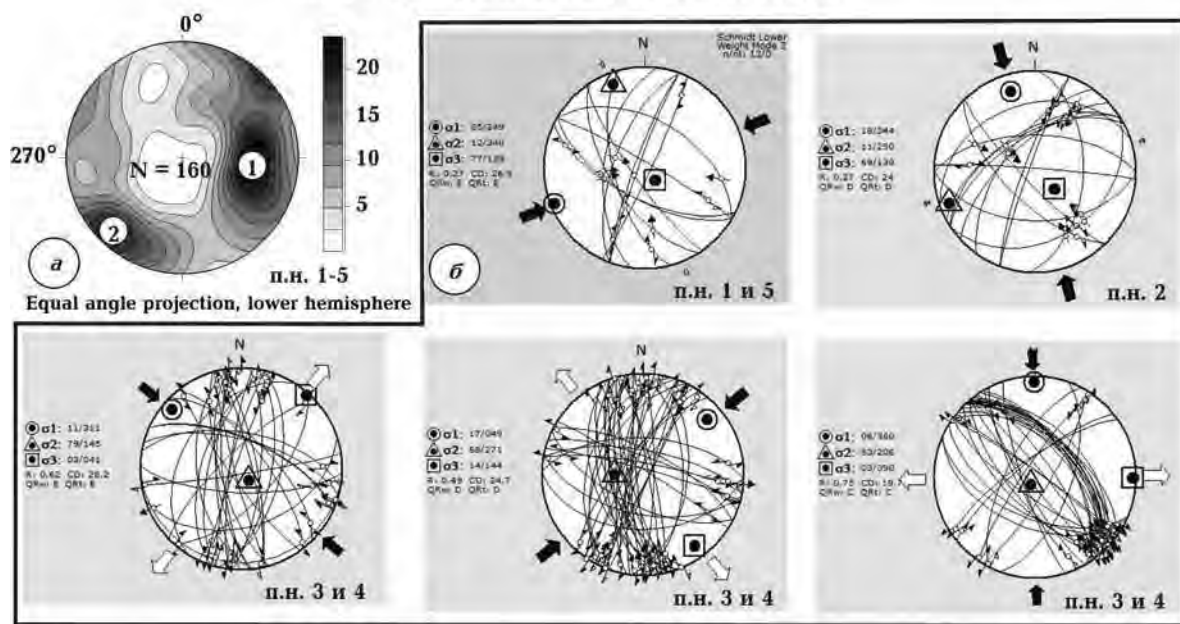
истости в обоих падают на СВ 30—50° под углами от 30 до 60°. Напластование во вмещающих меловых мергелях, измеренное к северо-западу от карьера, также характеризуется северо-восточным падением, в то время как флишевые отложения в пределах УФК в большинстве случаев падают на юго-запад.

Наблюдения в карьере показали, что крупные блоки юры разбиты на более мелкие глыбы, окруженные, как бы обернутые, мергелистым матриксом (см. рис. 4). Некоторые блоки (как правило, крупные) ориентированы по напластованию, другие, более мелкие, характеризуются хаотичным расположением. Блоки и матрикс несут следы деформации (глинки трения, зеркала скольжения, будинаж, брек-

Т а б л и ц а 1. Координаты пунктов тектонофизического изучения ЗПУ в Приборжавских карьерах и результаты определений напряженно-деформированного состояния горных пород

Номер пункта	Широта	Долгота	Порода	Деформационный режим Коэффициент R	Ось сжатия/ ось растяжения Азимут наклона /угол наклона
1	48° 19' 55"	23° 15' 20"	Мергель J ₃	Взбросовый 0,84	20/9 152/77
2	48° 20' 4"	23° 15' 7"	Песчаные J ₁ ?	Взбросовый 0,27	344/18 130/69
2	48° 20' 4"	23° 15' 7"	Песчаные J ₁ ?	Взбросовый 0,17	107/18 336/63
3	48° 19' 58,2"	23° 15' 10,2"	Известняк J ₂	Сдвиговый 0,49	49/17 144/14
3	48° 19' 58,2"	23° 15' 10,2"	Известняк J ₂	Сдвиговый 0,75	360/6 90/3
3	48° 19' 58,2"	48° 19' 58,2"	Известняк J ₂	Сдвиговый 0,62	311/11 41/3
4	48° 19' 56,2"	23° 15' 13,3"	Известняк J ₂	Сдвиговый 0,49	49/17 144/14
4	48° 19' 56,2"	23° 15' 13,3"	Известняк J ₂	Сдвиговый 0,75	360/6 90/3
4	48° 19' 56,2"	48° 19' 56,2"	Известняк J ₂	Сдвиговый 0,62	311/11 41/3
5	48° 19' 51,6"	48° 19' 51,6"	Известняк J ₂	Взбросовый 0,84	20/9 152/77
6	48° 20' 26,3"	23° 14' 39,4"	Известняк J ₂	Сдвиговый 0,5	209/04 119/9
7	48° 20' 25,9"	23° 14' 39,9"	Известняк J ₂	Сдвиговый 0,5	209/04 119/9
8	48° 20' 22,1"	23° 14' 38,2"	Мергель K ₂	Взбросовый 0,28	30/25 160/53

Новый Приборжавский карьер, пункты 1,2,3,4,5



Старый Приборжавский карьер, пункты 6,7,8

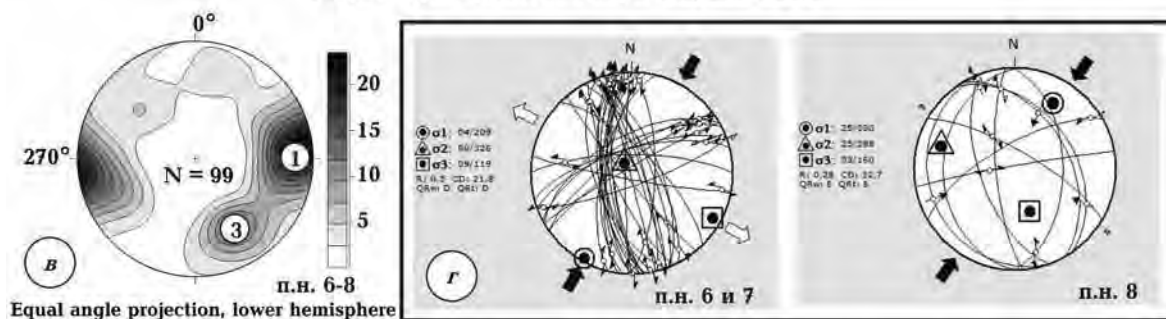


Рис. 5. Стереограммы для Приборжавских карьеров (нижняя полусфера, проекция Шмидта): а, в — изолинии концентрации полюсов тектонических зеркал (цифры в кружках — номера максимумов, описанных в тексте); б, г — кинематические стереограммы для групп тектонических зеркал (черные стрелки и кружки показывают ориентировку реконструированных осей сжатия, белые стрелки и квадраты — ориентировку осей растяжения).

чирование, смятие) и представляют собой тектонический меланж (см. рис. 4).

Было измерено 250 зеркал на восьми пунктах наблюдений, координаты которых указаны в табл. 1. Пункты 1—5 находятся в действующем новом Приборжавском карьере и показаны на рис. 4, а пункты 6—8 локализованы в заброшенном старом Приборжавском карьере.

В целом преобладают крутопадающие зеркала сдвигового типа. На стереограммах полюсов тектонических зеркал (рис. 5, а, в) выделяется самый крупный максимум 1, соответствующий разрывам субмеридионального СВ 0—10° направления, и максимумы 2 (СЗ 315°) и 3 (СВ 60°).

Большинство субмеридиональных зеркал характеризуется преобладанием правосдвиговой компоненты перемещения. Они были активизированы, в соответствии с нашей реконструкцией, в поле сдвигового типа с осью сжатия, ориентированной юго-запад—северо-восток (т. н. 3,4 и 6,7). В районе работ также широко представлены меридиональные оролинamente. Их интерпретация как зон разрывов согласуется с региональной разломной тектоникой. К югу от района исследований простирается меридиональный отрезок Выгорлат-Гутинского вулканического хребта, приуроченный к Оашскому глубинному разлому [Сучасна ..., 2015], обозначенному на рис. 1 цифрой 1

в кружке. Разлом разделяет Чоп-Мукачевскую и Солотвинскую впадины с различным характером сейсмичности [Пронишин, Кузнецова, 2011].

В северном направлении протянулась Стрийско-Латорийская субмеридиональная зона разломов (см. рис. 1, кружок с цифрой 2), которая прослеживается как в глубинных, так и в поверхностных структурах [Сучасна ..., 2015]. Представляется правомерным выделение южной Приборжавской ветви меридиональной сдвиговой зоны (цифра 3 на рис. 1).

Второй максимум полюсов (см. рис. 5, а) соответствует крутопадающим разрывам карпатского простирания с преобладающей правосдвиговой компонентой перемещения. Для них было реконструировано сдвиговое поле с меридионально ориентированной осью сжатия.

В целом преобладают поля сдвигового типа с ориентировками оси сжатия юго-запад—северо-восток и север—юг. Для полей взбросового типа также восстановлены направления сжатия юго-запад—северо-восток и север—юг. Во вмещающих породах описаны принадлежковые складки по типу propagation-fold, одна из которых представлена на рис. 4, для которых восстановлено как меридиональное, так и широтное сжатие.

Обращает на себя внимание прослеженное вдоль всего борта карьера крупное зеркало простирания СВ 320° с падением на северо-восток под углом 50—60°, характер смещения по которому изменяется вдоль его простирания от сдвигового до сдвиго-сбросового (см. рис. 5). Плоскости с бороздами, измеренные в пределах зеркала, среди прочих задокументированных на этих же пунктах наблюдения входят в стереограммы 3 и 4 (см. рис. 5, б). Для них восстановлено поле сдвигового типа с осью растяжения юго-запад—северо-восток, которую будем считать действующей, учитывая ее ориентировку вкрест ЗПУ.

Карьер Великий Каменец. В районе Новоселицы ГПП имеет ширину до 3 км и состоит из двух полого надвинутых в северо-восточном направлении пластин [Slaczka et al., 2006; Геологічна ..., 2007]. В пределах южной пластины на вершине холма между руч. Вульхивчик и речкой Лужанкой расположен широко известный карьер Великий Каменец (рис. 6).

Здесь разрабатывается изолированный, относительно монолитный, преимущественно известняковый утес. Карьер многократно изучен в различных аспектах, а его 83-метровый разрез юры—неокома неоднократно описан в геологической литературе, например [Славин, 1963;

Rehakova et al., 2011; Lewandowski et al., 2005; Oszczytko et al., 2012 и ссылки в них]. Разрез начинается с нижнеюрских? обломочных пород, сопоставимых с известной формацией Gresten. Он наращивается красными криноидными известняками, нодулярными (комковатыми) известняками типа Ammonitico Rosso с кремнистыми прослоями и завершается пелитоморфными известняками берриаса с фауной Calpionella. Все эти формации известны также в Карпатах, Альпах и Аппенинах и характерны для верхней юры Альпийского Тетиса [Krobicki et al., 2003]. Литофации Великокаменецкого разреза коррелируются с таковыми для польского и словацкого сегментов ЗПУ и связываются с подводным Чорштынским палеохребтом, разделяющим в средней юре — неокоме Пьенинский и Магурский суббассейны, которые являлись северной частью Тетиса в юрско-меловое время [Krobicki et al., 2003; Slaczka et al., 2006; Golonka et al., 2015]. В составе титон-неокомового комплекса присутствуют основные вулканы, которые, согласно работам [Павлюк та ін., 2013; Oszczytko et al., 2012], представлены породами калиевой серии и развивались на коре континентального типа.

Вся известняковая толща залегает моноκлиально, с крутым под углом 72° на ЮЗ 226° падением, не осложнена складчатостью и не смещена крупными разрывами. В то же время заслуживает внимания внутренняя структура известняков, которую в целом можно охарактеризовать как уплотненную и тектонизированную. Деформационные структуры и соответствующие поля напряжений, которые обобщены на рис. 7 и в табл. 2, описаны ниже с северо-востока на юго-запад от подошвы до кровли.

В криноидальных темно-красных известняках (слой 3А [Rehakova et al., 2011]) по всем трещинам и поверхностям неоднородностей, выполненным глинистым веществом, развиты разноориентированные зеркала скольжения темно-лилового цвета с несколькими ориентировками борозд на каждой поверхности (см. рис. 6). Среди тектонических зеркал преобладают крутопадающие субмеридиональные плоскости с субгоризонтальными бороздами, указывающими на правый сдвиг в поле сдвигового типа с ЮЗ 222° ориентировкой оси сжатия. Второе по представительности поле с СЗ 334° осью сжатия свидетельствует о режиме транспрессии (сочетании правого сдвига и взброса по разрывам северо-западного простирания). Третье поле соответствует условиям растяжения в ЮЗ 219° направлении (см. рис. 7, табл. 2).

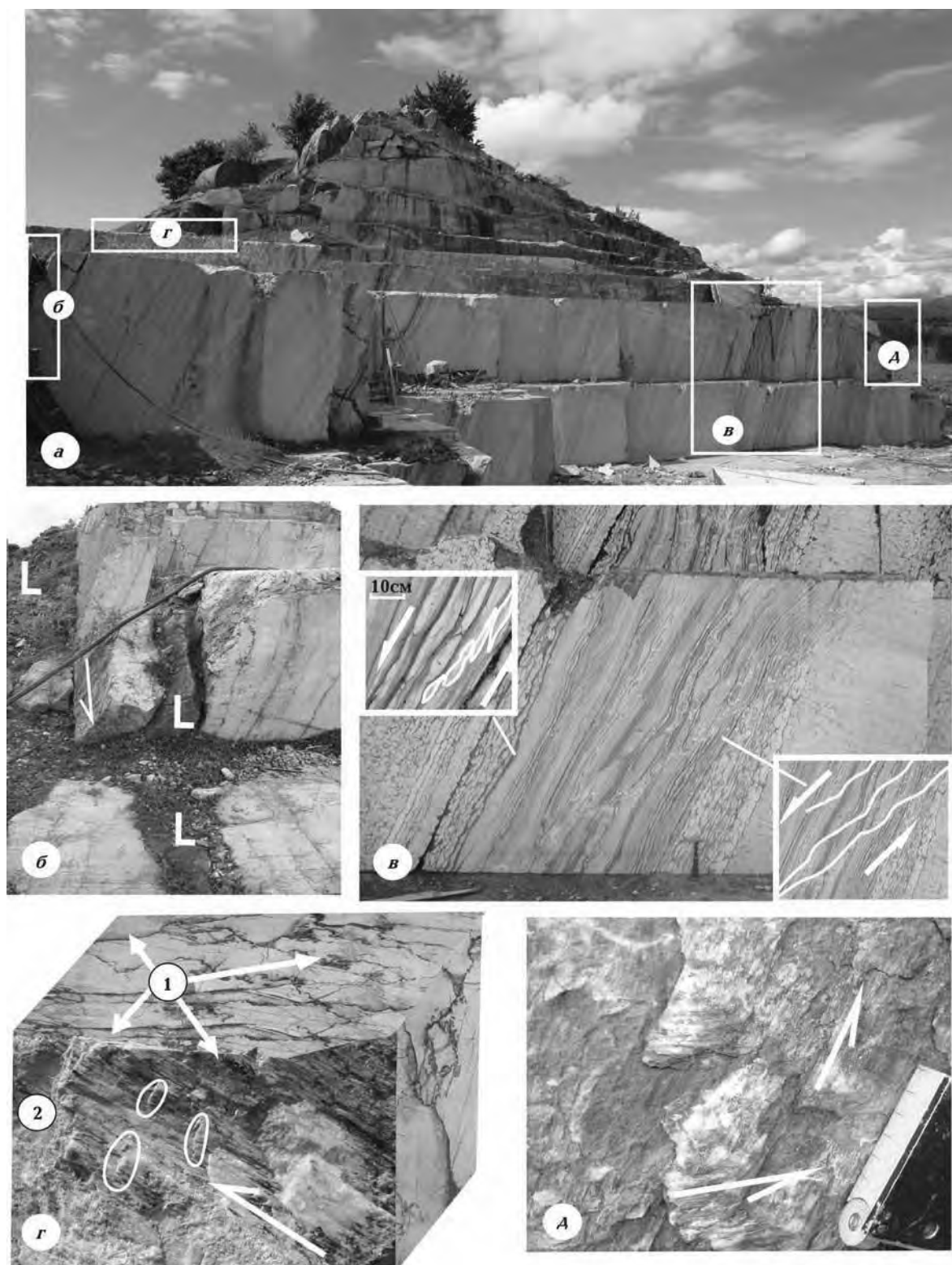


Рис. 6. Общий вид карьера Великий Каменец с указанием мест фото (а); б — покрывающий контакт известняковой глыбы с базальтами (обозначены "L"), белая стрелка показывает направление перемещения по тектоническому зеркалу на кровле известняка; в — зона деформации, в пределах которой развиты линзовидные структуры, позволяющие определить направление сдвигового перемещения; г — условный куб, демонстрирующий тектонизированную внутреннюю структуру мраморовидного известняка (по всем трещинам, на которые указывают белые стрелки, развиты тектонические зеркала типа "2"); д — тектоническое зеркало на подошве известняковой глыбы с несколькими направлениями борозд, обозначенными стрелками.

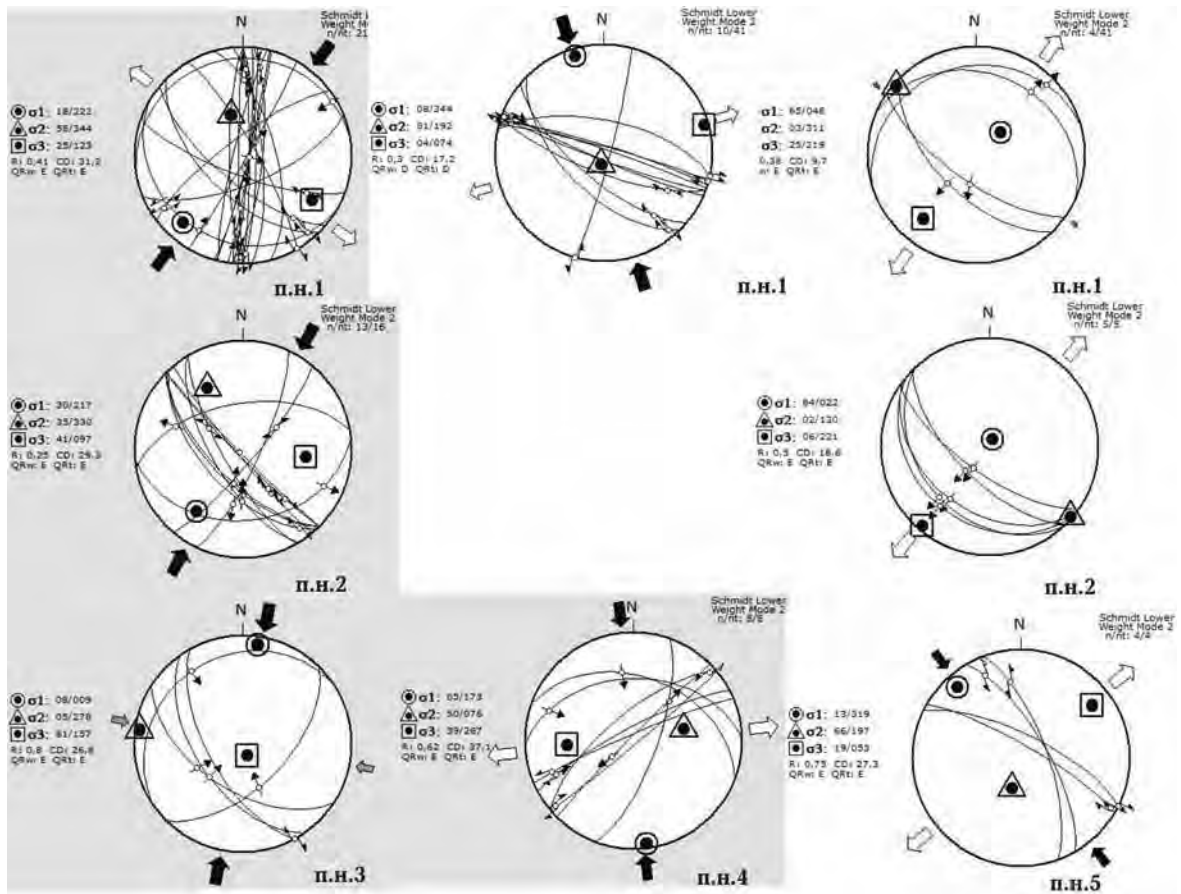


Рис. 7. Кинематические стереограммы для карьера Великий Каменец. Обозначения см. на рис. 5.

Далее, на фоне кремово-розового нодулярного известняка (слой 3В) выделяется пачка тонкослоистых тонкозернистых известняков красного цвета с прослоями радиоляритов (зона 3С). Отдельные слои разделены тонкими прослоями красного мергелистого материала. В пределах зоны между красными прослоями известняк имеет линзовидную и чечевидную внутреннюю структуру, характерную для зон сдвига, а по S-образной форме линз можно определить направление перемещения (см. рис. 6). Здесь также видны несколько более пологих, заполненных кальцитом сдвиговых трещин, направление смещения по которым легко определяется по смещению маркирующих прослоек (см. рис. 6, в). Описанная деформация относится к хрупкопластичной, происходит в условиях всесторонних давлений на втором глубинном уровне (на глубинах не менее 2—5 км [Гинтов, 2005]) и соответствует полю ЮЗ 226° растяжения.

Слой светло-серого брекчиевидного пелитоморфного известняка берриаса с фауной Cal-

lionella без мергеливых прослоек разбит многочисленными трещинами, заполненными прозрачным кальцитом, по которым развиты разноориентированные тектонические зеркала (см. рис. 6, г). Тектонические зеркала в пределах этого слоя обобщены на стереограмме (см. рис. 7) и соответствуют полю ЮЗ 217° сжатия. В верхней части этого же слоя находится силл? диабаза с резкими контактами без видимых следов закалки. На контакте известняка с залегающими выше базальтоидами развиты тектонические зеркала сдвигового и взбросового типов (см. рис. 6, б), а поле напряжений соответствует обстановке всестороннего сжатия с осью σ_1 СВ 9° ориентировки.

В правом борту р. Лужанки зафиксированы крупные тектонические зеркала, подвижки по которым определены как сбросо-сдвиги, а реконструированная действующая ось растяжения ориентирована на СВ 53°.

Обобщение полей напряжений по всем обнажениям. Для всех изученных обнажений как в районе Приборжавских карьеров, так и ка-

рьера Великий Каменец, отмечены повторяющиеся закономерности в преобладающих деформационных структурах и реконструированных полях напряжений. В целом преобладают поля напряжений сдвигового типа, вторыми по представительности являются взбросовые, присутствуют также сбросовые поля напряжений. По ориентировкам оси сжатия можно выделить как сдвиговые, так и взбросовые поля с ЮЗ 225° осью сжатия, в которых по субмеридиональным крутопадающим зеркалам активизировались правые сдвиги и взбросо-сдвиги по разрывам карпатского направления.

Повсеместно выделяется поле с субмеридиональной ориентировкой оси сжатия, для которого характерны "повороты" оси сжатия в секторе ЮВ 165 — ЮЗ 217°. Наиболее распространены в этом поле правосдвиговые зеркала карпатского простирания. Для поля сбросового типа с ЮЗ 240° осью растяжения характерны сбросовые и сбросо-сдвиговые перемещения.

Интерпретация и дискуссия. Эволюция полей напряжений в кайнозое. Возрастные соотношения восстановленных полей напряжений сложно оценить только на основании по-

левых наблюдений. Поэтому для привязки их по времени будем исходить из установленных этапов эволюции Паннонско-Карпатского региона аналогично подходу [Matenco, Bertotti, 2000].

С позиций плитовой тектоники некоторые авторы, например [Fodor et al., 1999; Csontos, Vörös, 2004], считают, что Панкарпатия была сформирована в кайнозое в результате субдукции под микроплиты Алькапа и Тиссия-Дакия, а также закрытия остаточного океана Магура между ними и Восточно-Европейской платформой. В контексте плитотектонических представлений в кайнозое выделяются две следующие основные деформационные стадии.

1. В палеогене произошла амальгамация террейнов Алькапа и Тиссия-Дакия. В конце олигоцена — начале миоцена правосдвиговое смещение вдоль Средневенгерской зоны сменилось поворотом террейнов в противоположные стороны. В соответствии с систематическими палеомагнитными данными Алькапа в начале миоцена поворачивается против часовой стрелки. Вследствие этой ротации деформация концентрируется вдоль узких сдвиговых зон, таких как Периадриа-

Т а б л и ц а 2. Координаты пунктов тектонофизического изучения ЗПУ в карьере Великий Каменец и результаты определений напряженно-деформированного состояния горных пород

Номер пункта	Широта	Долгота	Порода	Деформационный режим Коэффициент R	Ось сжатия/ ось растяжения Азимут наклона/ угол наклона
1	48° 10' 49,656''	23° 44' 8,304''	Известняк J ₂	Сдвиговый 0,41	222/18 123/25
1	48° 10' 49,656''	23° 44' 8,304''	Известняк J ₂	Транспрессия 0,3	334/08 74/04
1	48° 10' 49,656''	23° 44' 8,304''	Известняк J ₂	Растяжение 0,38	48/65 219/25
2	48° 10' 49,0008''	23° 44' 7,1988''	Известняк J ₃	Взбросовый 0,25	217/30 97/41
2	48° 10' 49,0008''	23° 44' 7,1988''	Известняк J ₃	Сбросовый	22/84 221/06
3	48° 10' 48,144''	23° 44' 4,992''	Известняк J ₃ —K ₁	Взбросовый 0,8	09/08 157/81
4	48° 10' 43,3''	23° 44' 15,6''	Песчаник J ₁	Сдвиговый 0,62	173/05 267/39
5	48° 9' 40,32''	23° 45' 20,88''	Мергель K ₂	Сдвиговый 0,75	319/13 53/19

тический линеамент, Пьенинский пояс, Средневенгерская зона, или реализуется в надвигообразовании в пределах Внешних Карпат или Средневенгерской зоны [Ratschbacher et al., 1993; Fodor et al., 1999; Csontos, Vörös, 2004].

2. В среднем—позднем миоцене в Паннонском бассейне реализуется задуговое растяжение и субдукционно связанный calc-alkaline вулканизм. Основная фаза растяжения в Паннонском бассейне произошла между 19 и 11,5 Ма [Fodor et al., 1999], затем между 11,5 и 5 Ма бассейн претерпел незначительное растяжение и существенную усадку. А во временном интервале между 5 и 0 Ма в Паннонском бассейне произошел переход от растяжения к сжатию.

Реконструированные взбросовое и сдвиговое поля с ЮЗ 220° ориентировкой оси сжатия отражают продвижение микроплиты Алькапа на северо-восток (рис. 8), в результате которого формируются как структуры горизонтального укорочения и вертикального удлинения — надвиговые покровы (взбросовый деформационный режим), так и структуры боковой экструзии (в изученном районе — это правый сдвиг по Стрийско-Латорицкой субмеридиональной зоне). Юго-западно—северо-восточное сжатие широко развито во всех УК и соотносится с формированием их надвиговой структуры [Гинтов, 2005; Гинтов и др., 2014].

Реконструированные поля сдвигового и взбросового типов с субмеридиональными ЮВ 165 — ЮЗ 215° осями сжатия соотносятся с вращением микроплиты Алькапа против часовой стрелки (см. рис. 8). Вследствие такого вращения в зоне непосредственного контакта Восточно-Европейской платформы и микроплиты Алькапа разрядка напряжений осуществлялась при сочетании правостороннего сдвига и юго-западно—северо-восточного сжатия.

Наблюдаемые сбросо-сдвиги очевидно отражают деформационный режим трансензи (см. рис. 8), который связан с формированием Закарпатского прогиба. Структуры растяжения — это, как правило, сбросы и сбросо-сдвиги — широко развиты во всех УФК [Гинтов, 2005; Гинтов и др., 2014], где они часто секут надвиги и принадвиговые складки.

К наиболее молодому мы относим деформационный режим транспрессии с ЮЗ 215° осью сжатия, детально представленный в наших результатах (см. рис. 8).

Постпаннонский возраст такого деформационного режима подтверждается тектонофизическими исследованиями в поле развития молодых вулканитов Выгорлат-Гутинской гряды [Шевчук, Василенко, 2015], где авторы описали правосдвиговую зону тектонического нарушения субкарпатского простираения. Особенностью реконструированных в этой зоне полей напряжений является изменение ориентации оси сжатия от северо-восточного к северо-западному направлению. Наиболее вероятная причина подобной переориентации — дополнительные условия сжатия — растяжения, приложенные перпендикулярно границам разломной зоны.

Эволюция Пьенинского бассейна в гонегоновый период. На основе изучения стратиграфии меловых—олигоценовых отложений литофациального состава олистолитов в пределах ЗПУ, а также пространственного развития аналогичных породных образований, реконструируются палеогеографические обстановки осадконакопления и геодинамическая ситуация в Панкардии. Крупные тектонические события, такие как рифтинг, раскрытие Пьенинского океана в юрское время, связывают с развитием Чорштынского хребта, часть которого сейчас находится в карьере Великий Каменец [Krobicki et al., 2003; Lewandowski et al., 2005; Slacka et al., 2006; Oszczyrko et al., 2012; Golonka et al., 2015].

По нашим данным, история развития Пьенинского бассейна может быть очерчена в общих чертах, начиная с раннего мела, когда откладываются самые нижние стратифицированные образования тиссальской свиты. “Утесы” ЗПУ сформировались в результате разрушения кордильеры, которая поднялась в конце раннего мела и разрушалась на протяжении позднего мела, а обломки откладывались в едином Пуховско-Мармарошском бассейне, образуя олистостромовые комплексы. Формирование возвышенного рельефа можно сопоставить с этапом тектонической активности на границе раннего и позднего мела, который фиксируется данными фишен-трек анализа 103 млн лет назад. В ларамийскую фазу тектогенеза меловые комплексы были выведены на денудационную поверхность и подвергались эрозии до раннего эоцена, о чем свидетельствует предранне-эоценовое угловое и стратиграфическое несогласие. Характер и масштабы палеоэоценовой деформации сложно оценить, так как она “перекрыта” последующей олигоцен-миоценовой деформацией укорочения. Меловая олистострома и не-

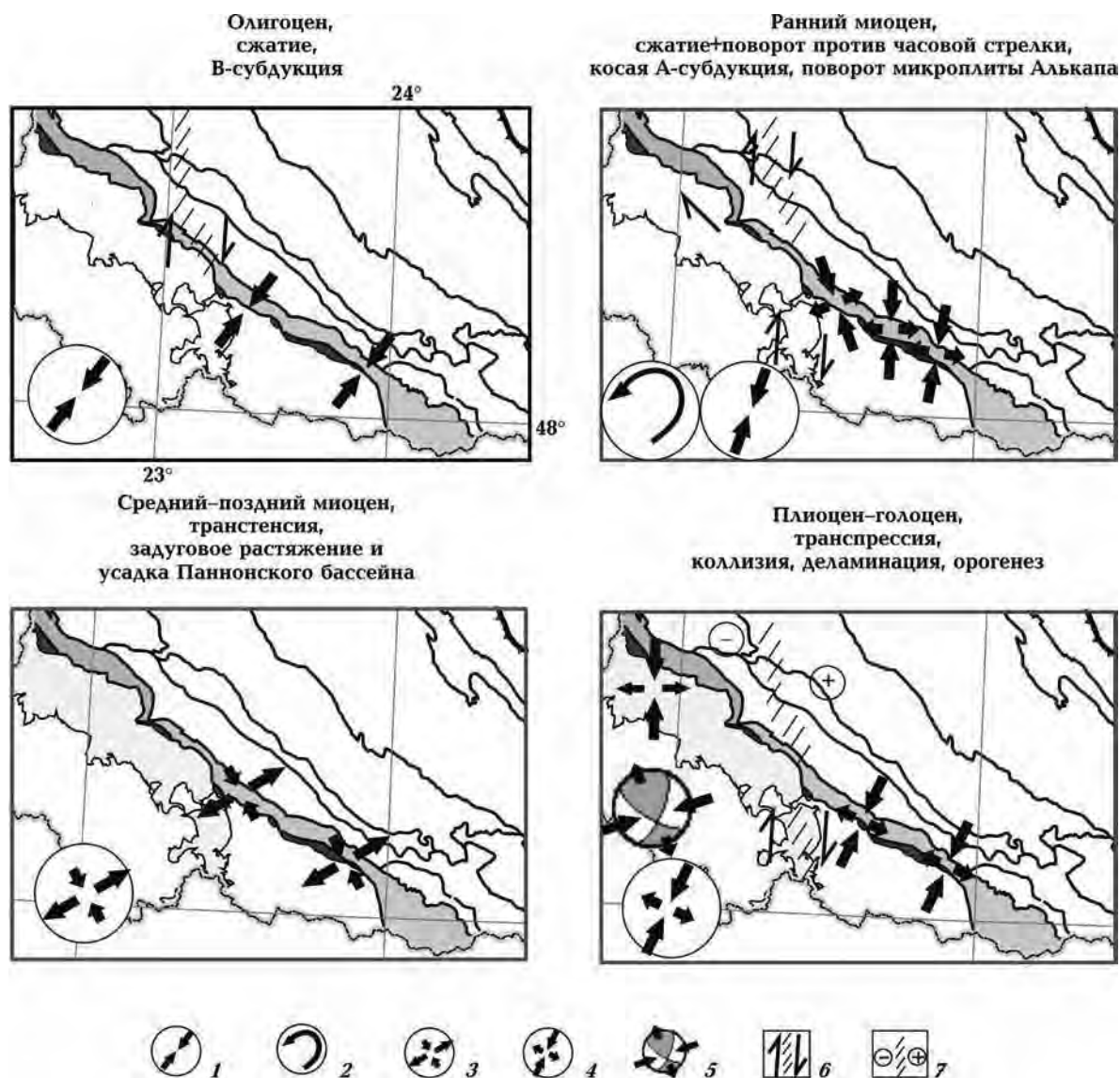


Рис. 8. Эволюция деформационных режимов и соответствующих геодинамических процессов, показанная на фоне тектонической схемы района работ. Деформационные режимы: 1 — сжатие, 2 — поворот против часовой стрелки, 3 — транстенсия, 4 — транспрессия; 5 — механизм очага землетрясения 23.10. 2006, по [Пустовитенко, Пронишин, 2011], 6 — направления сдвига, 7 — направление вертикального перемещения.

согласно перекрывающий ее олигоцен-эоценовый флиш претерпели этап неогенового складко- и надвигообразования. Современная структура ПП и ЗПУ была окончательно сформирована не раньше олигоцена — миоцена, так как олигоценные отложения покрова вовлечены в надвигообразование.

Реконструкцией сбалансированного разреза украинского сектора Внешних Карпат установлено, что Пьенинский клипповый пояс принадлежит бескорневому Пьенинскому покрову, сфор-

мированному в миоцене из отложений единого Пьенинско-Мармарошского бассейна, шириной 40 км.

Заключение. Зона Пьенинских утесов, которая в пределах УК совмещена с Пьенинским покровом, находится в области сочленении Восточно-Европейской платформы и Паннонского бассейна с резко различными мощностями и реологическими характеристиками коры и подкоревой мантии [Starostenko et al., 2013; Сучасна ..., 2015]. ЗПУ вместе с ПП прошла дли-

тельную геодинамическую историю, которая отражена в ее архитектуре и деформационных мезоструктурах.

Еще в начале олигоцена меловые осадки ПП, которые сейчас наблюдаются на поверхности, находились на дне бассейна, простиравшегося не менее чем на 460 км и разделявшего Восточно-Европейскую платформу и композитную микроплиту Алькапа. В пределах "общекарпатского" бассейна, осадки которого впоследствии сформировали складчато-надвиговую призму современных Флишевых Карпат, Пьенинско-Мармарошский суббассейн характеризовался определенной изолированностью и имел ширину не менее 40 км.

Покровно-надвиговая структура субповерхностной части ПП и ЗПУ в ее современном виде оформилась в олигоценый и миоценовый этапы сжатия вследствие значительного (от 460 до 70 км) сокращения ложа "общекарпатского" бассейна. Северо-восточная вергентность покровно-складчатой структуры УФК и реконструированные кинематическим методом поля напряжений свидетельствуют о ЮЗ—СВ 220° ориентировке региональных сил сжатия как для ЗПУ, так и для всех УФК на первоначальном этапе олигоценового сокращения бассейна. В поле юго-западного—северо-восточного сжатия кроме надвиго- и складкообразования активизируются в фундаменте и формируются в осадочном чехле зоны меридиональных сдвигов. Южная Приборжавская ветвь Стрийско-Латорицкой правосдвиговой зоны зафиксирована данными исследованиями в Приборжавских карьерах.

Имбрикация Пьенинского бассейна и формирование ПП начались в позднем олигоцене — раннем миоцене в результате сокращения ложа флишевого бассейна и продвижения аккреционной призмы на северо-восток. Дальнейшая деформация в раннем миоцене происходила в пределах теперь уже достаточно узкой шовной зоны шириной 3,5 км при сочетании сжатия и правостороннего простого сдвига. Это подтверждается изучением мезоструктур, среди которых широко развиты правосдвиговые

перемещения по крутым разрывам северо-западного простирания, где ось сжатия меняет ориентировку, "вращается" от ЮЗ 215° до ЮВ 165°, отражая вращение разрывов в зоне простого сдвига. Такую деформацию сопоставляем с правосдвиговым перемещением в зоне непосредственного контакта Восточно-Европейской платформы и микроплиты Алькапа при вращении последней против часовой стрелки.

В среднем—позднем миоцене ЗПУ разделяет блоки с различным геодинамическим режимом: Паннонский бассейн, формирующийся на фундаменте микроплиты Алькапа в обстановке растяжения, и УФК, где продолжается продвижение аккреционной призмы на передовой прогиб в условиях сжатия. В пределах ПП в этот период реализуются сбросо-сдвиговые перемещения по системе крутопадающих разрывов карпатского простирания в режиме трансенсии при ориентировке оси растяжения ЮЗ 240°. ЗПУ на современном этапе развивается в режиме транспрессии в поле сдвигового типа с ЮЗ—СВ 220—200° ориентировкой оси сжатия.

Пьенинский клипшовый пояс в пределах УК относится к бескорневому Пьенинскому покрову, который сформировался в олигоцене—миоцене из отложений обособленного Пьенинско-Мармарошского суббассейна, относящегося к общекарпатскому бассейну осадконакопления. После завершения формирования аккреционной призмы в УФК и задугового растяжения в Паннонском бассейне ЗПУ представляет собой узкую сильнотектонизированную зону между Восточно-Европейской платформой и Паннонским бассейном, в которой реализуется деформация как растяжения, так и сжатия в сочетании с правосдвиговыми перемещениями в режимах транспрессии и трансенсии.

Более ранняя триасово-юрская и меловая история ЗПУ не может быть восстановлена на основании тектонофизических данных, так как утесовые комплексы в меловой и домеловой периоды испытали значительные перемещения и повороты. Она восстанавливается по палеомагнитным и геологическим данным и требует специального рассмотрения.

Список литературы

- Геологічна карта Українських Карпат. 1 : 100 000. Закарпатська, Івано-Франківська, Львівська, Чернівецька області України. Склали В.В. Глушко, В.В. Кузовенко, В.Е. Шлапінський. Ред. Ю.З. Крупський. Звіт ЗАО "Концерн Надра". Київ, 2007. 228 с.
- Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005. 572 с.
- Гинтов О. Б., Бубняк И. Н., Вихоть Ю. М., Муровская А. В., Накапелюх М. В., Шлапінський В. Е. Тектонофизический и палинспастический разрезы Украинских Карпат вдоль геотраверса DOBRE-3 (PANCAKE). *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 3. С. 3—21.
- Гнилко О. М., Гнилко С. Р., Генералова Л. В. Формирование структур Утесовых зон и межутесового флиша Внутренних Украинских Карпат — результат сближения и коллизии микроконтинентальных террейнов. *Вестник Санкт-Петербургского университета.* 2015. Сер. 7. Вып. 2. С. 4—24.
- Павлюк М. І., Ляшкевич З. М., Медведєв А. П. Українські Карпати в структурі Панкардії (магматизм і геодинаміка). *Геодинаміка.* 2013. № 1(14). С. 45—60.
- Пронишин Р. С., Кузнєцова В. Г. Зв'язок просторового розподілу сейсмічності з тектонічною будовою Закарпатського прогину. *Геодинаміка.* 2011. № 2(11). С. 254—256.
- Пустовитенко А. А., Пронишин Р. С. Механізм очага Береговського землетрясіння 23 листопада 2006 г. *Геодинаміка.* 2011. № 2 (11). С. 260—262.
- Сучасна геодинаміка та геофізичні поля Карпат і суміжних територій. Ред. К. Р. Третяк, В. Ю. Максимчук, Р. І. Кутас. Львів: Львів. політехніка, 2015. 418 с.
- Славин В. И. Триасовые и юрские отложения Восточных Карпат и Паннонского срединного массива. Москва: Госгеолтехиздат, 1963. 172 с.
- Тектонічна карта України. 1 : 1 000 000. Ч. 1. Пояснювальна записка. Відповідальні редактори Д. С. Гурський, С. С. Круглов. Київ: УкрДГРІ, 2007. 96 с.
- Шевчук В. В., Василенко А. Ю. Тектонофизические условия поздних стадий развития среднего звена Закарпатского глубинного разлома. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. №. 5. С. 121—128.
- Csontos L., Vörös A., 2004. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 210, 1—56.
- Devlaux D., Sperner B., 2003. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. In: *New insights into Structural interpretation and Modeling.* Geol. Soc. London Spec. Publ. 212. 75—100.
- Fodor L., Csontos L., Bada G., Györfi I., Benkovics L., 1999. Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. In: *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen.* Geol. Soc. London Spec. Publ. 156. 295—334.
- Golonka J., Krobicki M., Waskowska A., Cieszkowski M., Slaczka A., 2015. Olistostromes of the Pieniny Klippen Belt, Northern Carpathians. *Geol. Mag.* 152(2), 269—286.
- Krobicki M., Golonka J., Aubrecht R., 2003. Pieniny Klippen Belt: General geology and geodynamic evolution. In: *Geology, geophysics, geothermic and deep structure of the West Carpathians and the Publications of the Institute of Geophysics.* Warszawa: Polish Academy of Sciences. M-28 (363). 25—33.
- Lewandowski M., Krobicki M., Matyja B. A., Wierzbowski A., 2005. Palaeogeographic evolution of the Pieniny Klippen Basin using stratigraphic and palaeomagnetic data from the Veliky Kamenets section (Carpathians, Ukraine). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 216, 53—72.
- Matenco L., Bertotti G., 2000. Tertiary tectonic evolution of the external East Carpathians (Romania). *Tectonophysics* 316, 255—286.
- Oszczypko N., Salata D., Krobicki M., 2012. Early Cretaceous intra-plate volcanism in the Pieniny Klippen Belt — a case study of the Velykyi Kamenets'/Vilkhivchuk (Ukraine) and Biaia Woda (Poland) sections. *Geol. Quarter.* 56(4), 629—648.
- Plasienska D., 2011. The Pieniny Klippen Belt-Structura, evolution and position in the Carpathian tectonic framework. *Geol. Vyzk. Mor. Slez., Brno.* 39—44.
- Ratschbacher L., Wolfgang F., Linzer H.-G., Sperner B.,

- Meschede M., Decker K., Nemcok M., Nemcok J., Grygar R., 1993. The Pieniny Klippen Belt in the Western Carpathians of northeastern Slovakia: structural evidence for transpression. *Tectonophysics* 226, 471—483.
- Rehakova D., Matyja B.A., Wierzbowski A., Schlogl L.J., Krobicki M., Barski M., 2011. Stratigraphy and microfacies of the Jurassic and lowermost Cretaceous of the Veliky Kamenets section (Pieniny Klippen Belt, Carpathian, Western Ukraine). *Volumina Jurassica* IX, 61—104.
- Slaczka A., Kruglov S., Golonka J., Oszczypko N., Popadyuk I., 2006. Geology and Hydrocarbon Resources of the Outer Carpathians, Poland, Slovakia, and Ukraine. In: *The Carpathians and their forland: Geology and hydrocarbon resources*. AAPG Memoir 842006. 221—258.
- Starostenko V., Janik T., Kolomyets K., Czuba W., Šroda P., Grad M., Kováč I., Stephenson R., Lysynchuk D., Thybo H., Artemieva I.M., Omelchenko V., Gintov O., Kutas R., Gryn D., Guterch A., Hegedüs E., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A., 2013. Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics* 608, 1049—1072.
- Werzbowski A., Krobicki M., Matyja B.A., 2012. The stratigraphy and palaeogeographic position of the Jurassic succession of the Priborzhavske-Perechin Zone in the Pieniny Klippen Belt of the Transcarpathian Ukraine. *Volumina Jurassica* 10, 25—60.

Kinematic evolution of the Pieniny Klippen Belt in Cenozoic (Ukrainian Carpathians)

© A. V. Murovskaya, M. V. Nakapelyukh, Yu. M. Vikhot, V. E. Shlapinskiy, I. N. Bubnyak, S. V. Mychak, 2016

The data on surface, subsurface and deep structure of the Pieniny Klippen Belt (PKB) have been summarized and new results of its geological-structural and fault kinematic studies within the Ukrainian part of the Eastern Carpathians have been presented. In its contemporary appearance as a narrow strongly tectonized zone between the Outer Carpathians and Trans-Carpathian trough PKB was formed in Oligocene—Miocene in the place of ancient ocean. On the surface it is situated within the rootless Pieniny nappe and in the deep it is a steeply dipping deformation zone which developed under compression, simple dextral strike-slip, transtension and transpression. Mesofolds of horizontal shortening and vertical elongation, thrusts and thrust-related folds as well as structures of lateral extrusion — dextral strike-slip along sub-meridional slicken-sides correspond to SW—NE 220° trending compression and correlate with the stage of Alcapa microplate progression in NE direction in Oligocene—Early Miocene. In Early Miocene as a result of counter-clockwork rotation of Alcapa dextral strike-slip deformation is concentrated in boundary zone between Alcapa and accretionary prism of the Ukrainian Flysch Carpathians. The stress fields of strike-slip type with orientation of compression axis SE 165—SW 215° and its “rotation” in a zone of simple shear correspond to this stage. Present deformation regime is characterized as transpressure with SW—NE orientation of compression axis.

Key words: Ukrainian Carpathians, Pieniny nappe, Pieniny Klippen belt, kinematic analysis, stress field, deformational regime.

References

- Geological map of the Ukrainian Carpathians, the scale of 1 : 100 000. The Transcarpatian, Ivano-Frankivsk, Lviv, Chernivtsi region of Ukraine. 2007. Compiled by V.V. Glushko, V.V. Kuzovenko, V.E. Shlapynskyy. Ed. Yu.Z. Krupskyy. Report of JSC “Nadra Concern”, Kyiv. 228 p. (in Ukrainian).
- Gintov O.B., 2005. Field tectonophysics and its application for the studies of deformations of

- the Earth's crust of Ukraine. Kiev: Feniks, 572 p. (in Russian).
- Gintov O. B., Bubnyak I. N., Vikhot Yu. M., Murovskaya A. V., Nakapelyuh M. V., Shlapinskiy V. E., 2014. Tectonophysical and palinspastic sections of the Ukrainian Carpathians along the geotransverse DOBRE-3 (PANCAKE). *Geofizicheskiy zhurnal* 36(3), 3—21 (in Russian).
- Gnilko O. M., Gnilko S. R., Generalova L. V., 2015. Formation of the structure of the Klippen zones and the interklippen flysch of Inner Ukrainian Carpathians — result of convergence and collision of microcontinental terranes. *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta*. Ser. 7 (is. 2), 4—24 (in Russian).
- Pavlyuk M. I., Lyashkevych Z. M., Medvedev A. P., 2011. Ukrainian Carpathians in the structure of Pancardi (magmatism and geodynamics). *Geodinamika* (1), 45—60 (in Ukrainian).
- Pronyshyn R. S., Kuznetsova V. G., 2011. Relationship of the spatioal distribution of seismicity within the tectonic structure of the Transcarpathian depression. *Geodinamika* (2), 254—256 (in Ukrainian).
- Pustovitenko A. A., Pronishin R. S., 2011. The focal mechanism of Beregovo earthquake on November, 23 in 2006. *Geodinamika* (2), 260—262 (in Russian).
- Modern Geodynamics and geophysical fields of the Carpathians and the adjacent territories, 2015. Eds K. R. Tretiak, V. Yu. Maksymchuk, R. I. Kutas. Lviv: Lvivska politekhnika, 418 p. (in Ukrainian).
- Slavin V. I., 1963. Triassic and Jurassic deposits of the Eastern Carpathians and the Pannonian median of the array. Moscow: Gosgeoltekhizdat, 172 p. (in Russian).
- Tectonic map of Ukraine. 1 : 1000000. Part 1. Explanatory note, 2007. Responsible Eds D. S. Gursky, S. S. Kruglov. Kiev: UkrGGRI, 96 p. (in Ukrainian).
- Shevchuk V. V., Vasilenko A. Yu., 2015. Tectonophysical conditions later stages of mid-level of the Transcarpathian deep fault. *Geofizicheskiy zhurnal* 37(5), 121—128 (in Russian).
- Csontos L., Vörös A., 2004. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 210, 1—56.
- Devlaux D., Sperner B., 2003. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. In: *New insights into Structural interpretation and Modeling*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 212. 75—100.
- Fodor L., Csontos L., Bada G., Györfi I., Benkovics L., 1999. Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. In: *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 156. 295—334.
- Golonka J., Krobicki M., Waskowska A., Cieszkowski M., Slaczka A., 2015. Olistostromes of the Pieniny Klippen Belt, Northern Carpathians. *Geol. Mag.* 152(2), 269—286.
- Krobicki M., Golonka J., Aubrecht R., 2003. Pieniny Klippen Belt: General geology and geodynamic evolution. In: *Geology, geophysics, geothermic and deep structure of the West Carpathians and the Publications of the Institute of Geophysics*. Warszawa: Polish Academy of Sciences. M-28 (363). 25—33.
- Lewandowski M., Krobicki M., Matyja B. A., Wierzbowski A., 2005. Palaeogeographic evolution of the Pieniny Klippen Basin using stratigraphic and palaeomagnetic data from the Veliky Kamenets section (Carpathians, Ukraine). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 216, 53—72.
- Matenco L., Bertotti G., 2000. Tertiary tectonic evolution of the external East Carpathians (Romania). *Tectonophysics* 316, 255—286.
- Oszczypko N., Salata D., Krobicki M., 2012. Early Cretaceous intra-plate volcanism in the Pieniny Klippen Belt — a case study of the Velykyi Kamenets'/Vilkhivchuk (Ukraine) and Biaia Woda (Poland) sections. *Geol. Quarter.* 56(4), 629—648.
- Plasienska D., 2011. The Pieniny Klippen Belt-Structura, evolution and position in the Carpathian tectonic framework. *Geol. Vyzk. Mor. Slez., Brno.* 39—44.
- Ratschbacher L., Wolfgang F., Linzer H.-G., Sperner B., Meschede M., Decker K., Nemcok M., Nemcok J., Grygar R., 1993. The Pieniny Klippen Belt in the Western Carpathians of northeastern Slovakia: structural evidence for transpression. *Tectonophysics* 226, 471—483.
- Rehakova D., Matyja B. A., Wierzbowski A., Schlogl L. J., Krobicki M., Barski M., 2011. Stratigraphy and microfacies of the Jurassic and lowermost Cretaceous of the Veliky Kamenets section (Pieniny Klip-

- pen Belt, Carpathian, Western Ukraine). *Volumina Jurassica* IX, 61—104.
- Slaczka A., Kruglov S., Golonka J., Oszczytko N., Popadyuk I., 2006. Geology and Hydrocarbon Resources of the Outer Carpathians, Poland, Slovakia, and Ukraine. In: *The Carpathians and their forland: Geology and hydrocarbon resources*. AAPG Memoir 842006. 221—258.
- Starostenko V., Janik T., Kolomiyets K., Czuba W., Šroda P., Grad M., Kováč I., Stephenson R., Lysynchuk D., Thybo H., Artemieva I. M., Omelchenko V., Gintov O., Kutas R., Gryn D., Guterch A., Hegedüs E., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A., 2013. Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics* 608, 1049—1072.
- Werzbowski A., Krobicki M., Matyja B. A., 2012. The stratigraphy and palaeogeographic position of the Jurassic succession of the Priborzhavske-Perechin Zone in the Pieniny Klippen Belt of the Transcarpathian Ukraine. *Volumina Jurassica* 10, 25—60.

Predicting Depth of Mineral Deposit using Gravity-Density Downward Correlation by Fourier Transform

© E. E. Epuh, J. B. Olaleye, O. G. Omogunloye, 2016

Department of Surveying and Geoinformatics, University of Lagos,
Lagos, Nigeria

Received June 15, 2016

Presented by the Editorial Board Member V. I. Starostenko

Залишкові гравітаційні аномалії є суперпозицію ефектів від декількох приповерхневих кордонів. Визначити перерахунком гравітаційних аномалій вниз глибину конкретної структури, яка обумовлює інтегральну величину залишкових гравітаційних аномалій, можна, тільки використовуючи додаткові приповерхневі дані, наприклад щільнісного каротажу. У цій статті він застосований для визначення функції розподілу зваженої щільності, виділення декількох шарів і кореляції щільності з гравітаційним полем, перерахованим вниз. На основі цих даних виконано прогноз глибини корисних копалин за допомогою перетворення Фур'є. Результати показують, що перерахована вниз залишкова гравітаційна аномалія на глибину 2015—2170 м описує всі її особливості, які чітко спостерігаються на площині спостережень, а також демонструють міні-мальне спотворення форми аномалій. Аномальна маса залягає в межах цих глибин. Глибини, отримані перерахунком вниз гравітаційного поля, були зрівняні з глибинами за даними сейсмічних спостережень методом відбитих хвиль в районі досліджень. Відносна помилка становила 1,37 і 0,46 % відповідно.

Ключові слова: ізостатична залишкова гравітаційна аномалія, перерахунок вниз, щільнісний каротаж, загасання, функція зваженої щільності.

Introduction. The downward continuation operation of potential field data is a kernel operation for many potential field data processing/interpretation techniques and inversion methods. These analytic continuations lead to convolution integrals that can be solved either in the space or the frequency domain. The earliest attempts were done in the space domain by deriving a set of weights that, when convolved with field data, yielded approximately the desired transform [Peters, 1949; Henderson, 1960; Byerly, 1965]. Fuller [1967] developed a rigorous approach to determine the required weights and to analyses their performance. The space-domain operators were soon replaced by frequency-domain operators. Dean [1958] was the first to recognize the utility of using Fourier transform techniques in performing analytic continuations. Mesko [1965] and Clarke [1969] contributed to the understanding of such transforms, which now are carried out routinely. Whereas upward continuation is a very stable operation, the opposite is true for downward continuation, where special techniques, including filter response tapering and regularization, must be applied to control noise. Standard Fourier filtering techniques only permit analytic continuation from one level surface to another. To overcome this limitation, Grant and West [1987] introduced the integration of density log in the delineation of the multiple interfaces using a weighting density function. However, the minimization of the attenuation value in the weighting density function is critical and has not obtained a steady mathematical formulation. Based on the weighting density idea, we present an improved model in wave number domain.

Physics of the Problem. In this process adopted in the minimization of the attenuation is based upon the concept of equivalent stratum. Equivalent stratum strategy is the process in which observed gravity field distribution at the surface can be related to the equivalent distribution of density on that pla-

ne [Grant, West, 1987]. This is particularly relevant when an interface between two layers having different densities has been identified at some known or estimated depth by means of density well logging. This process is always difficult to interpret because of inherent uncertainties in the location and size of the structure causing the gravity anomaly at the observation point. However, residual gravity anomaly is caused by the anomalous masses lying between surface of observation and the desired depth of projection, and causing fluctuation in the gravity values at intermediate levels [Grant, West, 1987; Dobrin, Savit, 1988]. In downward continuation, an important aspect of the underlying theory is that when the field is continued too close to the depth of the anomalous mass, oscillations set in due to the instability of the field at points closer to the source anomaly arising from the inverse relationship between the anomalous mass and the distance from the observation point. As the distance becomes smaller, the anomaly is exponentially amplified and unstable. It becomes stabilized within the horizon of the anomalous mass and oscillation and divergence re-appears when the projected field is beyond the horizon of the anomalous mass. Once a source is detected within the region of continuity, the process is terminated. This identified depths mark the horizon of the anomalous mass. The difficulties posed in the interpretation of the downward continued data are resolved with the aid of additional subsurface data. In this research, observed density profile (density log) was utilized in the downward continuation of the residual gravity anomaly.

In the use of density log, the determination of the weighting density function is very important. In this case, the attenuation is required to be made as small as practicable such that the weighting density variation is minimized. This helps in the presentation of a plausible subsurface structure of the basin from the projected fields. The minimization of the weight variation is accomplished in this research by establishing a mathematical model which relates the weight attenuation as a function of (1) the wave numbers (2) the gravity station spacing and (3) the depth of projection using the concept of equivalent stratum.

In this paper, by viewing the downward continuation of potential field as an inverse problem of upward continuation using Fourier transform, a convolution type linear integral equation for downward continuation was obtained. Upward Continuation transforms the potential field measured on one surface to the field that would be measured on another surface farther from all sources. Fig. 1 shows the Location of observation surface P , upward continuation surface T and downward continuation surface T'

It is known that in spatial domain potential field data $V(x_T, y_T, -\Delta z)$ and $V(x_p, y_p, z_0)$ has relationship as follows:

$$V(x_T, y_T, z_0 - \Delta z) = \frac{-\Delta z}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{V(x_p, y_p, z_0)}{[(x_T - x_p)^2 + (y_T - y_p)^2 + \Delta z^2]^{3/2}} dx_p dy_p, \quad \Delta z > 0, \quad (1)$$

where $V(x_p, y_p, z_0)$ denotes potential field data on the observed plane at altitude $z_0 = 0$. Equations (1) $V(x_T, y_T, z_0 - z)$ denotes potential field data on the target plane an upward continuation integral. It shows how to calculate the value of potential field at any point T above a level horizontal surface from complete knowledge of the field on the surface. Equation (1) is a two-dimensional convolution.

$$V(x_T, y_T, z_0 - \Delta z) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} V(x_p, y_p, z_0) \psi_u(x, y, \Delta z) dx_p dy_p, \quad (2)$$

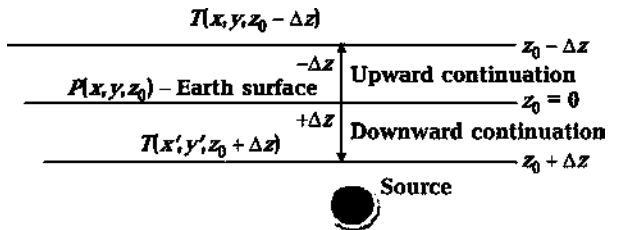


Fig. 1. Location of observation surface, upward continuation surface T and downward continuation surface T' .

$$\Psi_u(x, y, \Delta z) = \frac{\Delta z}{2\pi} \frac{1}{\left[(x_T - x_p)^2 + (y_T - y_p)^2 + \Delta z^2 \right]^{3/2}}, \quad (3)$$

$$\Psi_u(x, y, \Delta z) = -\frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial \Delta z} \frac{1}{r}, \quad (4)$$

where $r = \sqrt{(x_T - x_p)^2 + (y_T - y_p)^2 + \Delta z^2}$.

The Fourier transform of equation (2) obtained with respect to Equation (4) is given as

$$F[\Psi_u] = -\frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial \Delta z} F[x, y] \quad (5)$$

with respect to equation (2), the Fourier transform of equation (5) is given as

$$F[\Psi_u] = -\frac{\partial}{\partial \Delta z} \frac{e^{-u\Delta z}}{u} \quad (6)$$

$$F[\Psi_u] = e^{-u\Delta z}, \quad |\Delta z| > 0 \quad (\text{Fourier kernel}) \quad (7)$$

let $V(x_T, y_T, z_0 - \Delta z) = V_{up}$, $V(x_p, y_p, z_0) = V$, $\Psi_u(x, y, \Delta z) = \Psi_{up}$.

Equation (2) can be rewritten as

$$V_{up} = V * \Psi_{up}, \quad (8)$$

where * denotes convolution operation.

Applying Fourier transform to V_{up} , V , Ψ_{up} respectively, we obtain [Blakely, 1996]

$$F[V_{up}] = F[V] F[\Psi_{up}], \quad (9)$$

where $F[V_{up}]$ — Fourier transform of the upward field, $F[V]$ — Fourier transform of the observed residual gravity Δg field at $z_0 = 0$. $F[V]$ is the measurement observed on the Earth surface. Given $F[V]$, upward continuation to height Δz is obtained by multiplying $F[V]$ by the Fourier kernel:

$$F[V_{up}] = \Delta \hat{g} e^{-u\Delta z}, \quad (10)$$

$$\Delta \bar{g}(x, y)_{up} = \Delta \hat{g} e^{-u\Delta z}. \quad (11)$$

Δg is the residual gravity value at the surface, $\Delta \bar{g}(x, y)$ — upward continued field.

Downward Continuation Model Formulation. The calculation of downward continuation is very useful in the interpretation of potential field. This is obtained by writing the inverse Fourier Transform of Equation (11):

$$F[V_{down}] = F[V] F^{-1}[\Psi_{up}], \quad F[V_{down}] \text{ — downward continued residual field,} \quad (12)$$

$$\Delta \bar{g}(x, y)_{down} = \frac{1}{2\pi} \Delta \hat{g} e^{+u\Delta z}, \quad (13)$$

where $\Delta \bar{g}(x, y)_{down}$ is the residual gravity value at depth Δz .

The Use of Density Logs in Downward Continuation. Density log is a well log that records formation density. The density tool senses formation density by measuring the attenuation of gamma rays between a source and a detector. In density log observation, the gamma rays emitted continuously by the source are channeled into the formation. There they undergo multiple collisions with the electrons that cause them to lose energy and scatter in all directions by a mechanism called Compton scattering. Compton scattering depends only on the electron density of the formation which is closely related to bulk density. When their energies drop below 0.1 mev, the gamma rays die by a process called photoelectric absorption. Photoelectric absorption depends on both electron density and the average atomic number of the material making up the formation. This mechanism is utilized by litho-density tool to indicate rock type.

The major ambiguity in the determination of the subsurface structures by the use of downward continuation is due to the existence of multiple interfaces. Indeed, the complex nature of the density logs obtained from boreholes makes it seem highly probable that in most cases, residual anomalies are the superposition of effects originating from several interfaces at once. With some modifications and under certain conditions, the method of downward continuation can then be extended to include general density-depth relationship such as those found on well-logging methods.

In a sedimentary basin, the density varies with depth because of compaction of the sediments. Let the density of the sediments between the surface $z = 0$ and the depth d (initial logging depth) be given as ρ_0 . This formula can be explained by referring to Fig. 2. The density contrast between the surface and the density at depth

$$z_n = d + \sum_{i=1}^n h_i$$

be given as

$$\Delta \rho_n = \rho_n - \rho_0, \tag{14}$$

where $\Delta \rho_n$ is the density contrast at depth z_n , ρ_n — formation density of the formation n .

The density contrast decreases exponentially with depth according to the equation

$$X(\gamma) = \Delta \rho_n e^{\gamma z_n}, \tag{15}$$

where $X(\gamma)$ — weighting density function, z_n — depth below the surface, γ — attenuation.

The horizontal dimensions of the basin are much larger than its depth, so the shape of the basin can be approximated as an infinite slab.

By introducing the Equation 15 into Equation 13, the downward continuation (DC) is expressed as

$$\Delta \bar{g}(x, y)_{Z_n} = \frac{1}{2\pi} X(\gamma) \Delta \hat{g}(x, y), \tag{16}$$

where $\Delta \bar{g}(x, y)_{Z_n}$ is the residual gravity anomaly value at depth Z_n , $\Delta \hat{g}$ is the residual gravity value at the surface ($z = 0$).

The attenuation γ must be as small as practicable to avoid reading more information than is actually there. In this, γ is computed using the weighting distribution as applied to equivalent stratum. The weighting distribution is given as

$$Q(x, y) = r \left(2d \sqrt{u \gamma^2} \right)^{-1}, \tag{17}$$

where $Q(x, y)$ — weighting distribution, $r = 2\sqrt{\gamma w}$, d — initial logging depth, $w = us$, u — wave number, s — shot point spacing, γ — attenuation.

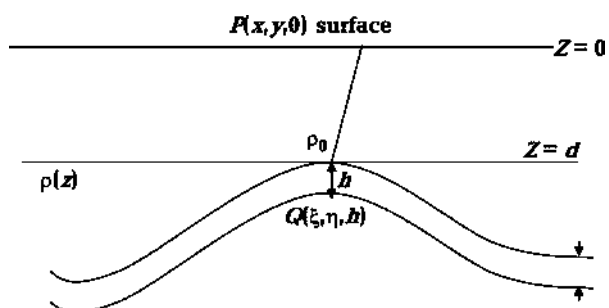


Fig. 2. Downward continuation when a continuous density log is available [Grant, West, 1987].

Introducing the concept of equivalent stratum into equation (17), we obtain

$$Q_E(x, y) = \rho(x, y) r \left(2d \sqrt{u \gamma^2} \right)^{-1}. \quad (18)$$

In DC, the short wavelength contribution to Δg must be taken out of the spectrum to obtain a minimum attenuation. The short wavelength with respect to its equivalent stratum is expressed as

$$Q_S(x, y) = \rho(x, y) w^{-1/2}. \quad (19)$$

By eliminating the short wavelength, we obtain

$$Q(x, y) = Q_E(x, y) - Q_S(x, y) = \rho(x, y) r \left(2d \sqrt{u \gamma^2} \right)^{-1} - \rho(x, y) w^{-1/2}. \quad (20)$$

Differentiating equation (20) with respect to density and equate to zero to obtain the minimum g

$$\frac{dQ}{d\rho} = \frac{r}{2d \sqrt{u \gamma^2}} - \frac{1}{w^{1/2}} = 0. \quad (21)$$

The final expression for the attenuation g is given as

$$\gamma = \frac{s^2}{d^2} \sqrt{u_x^2 + u_y^2}, \quad (22)$$

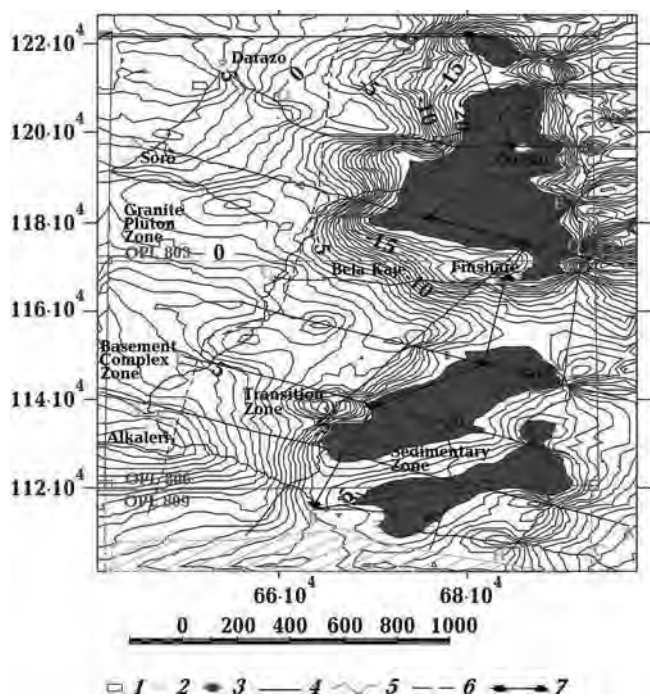
$$\Delta \bar{g}(x, y)_d = \frac{1}{2\pi} \Delta \hat{g}(x, y) \Delta \rho_n e^{\frac{s^2}{d^2} \sqrt{u_x^2 + u_y^2} z_n}, \quad (23)$$

where $u = \sqrt{u_x^2 + u_y^2}$, $u_x = \frac{\pi}{x_m}$, $u_y = \frac{\pi}{y_m}$, u_x, u_y — wave numbers, s — distance between stations, d — initial chosen depth from the log *we* choose x and y axes which lie in the directions of maximum

and minimum horizontal gradient in Δg , x_m and y_m — measured distances between points at which Δg takes the value $1/2 \Delta g_{\max}$ in these two directions, Δg_{\max} — amplitude of the residual anomaly on the surface of the ground.

Equation (15) shows that as we move towards the anomaly source, all wave numbers are attenuated by $e^{g z_n}$ and that the highest wave numbers (shortest wavelengths) are attenuated most rapidly. The density contrast defines the basement control over the anomalous mass.

Methodology. The gravitational data for this investigation is a set of Bouguer gravity and isostatic residual gravity ano-



→ Fig. 3. Isostatic residual gravity anomaly map using Pratt—Hayford model C.I (1 mGal): 1 — opt vertex, 2 — gravity base station, 3 — contour closures, 4 — gravity lines, 5 — contour lines, 6 — transition zone boundary, 7 — fault lines.

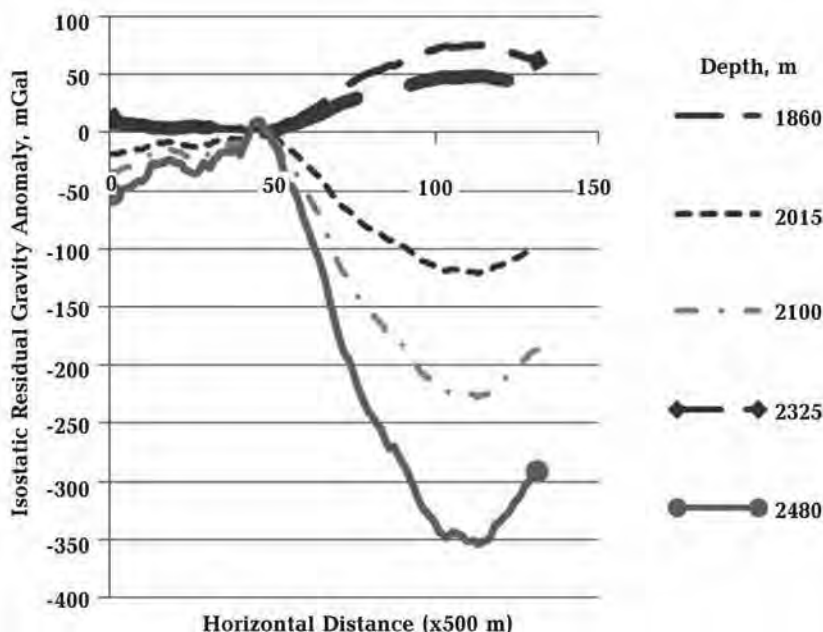


Fig. 4. Downward continuation profile for line 94D039.

malties at 1813 stations in Gongola basin, North-Eastern Nigeria. The Bouguer gravity anomaly was computed using the crustal density of 2.67 g/cm^3 . The Pratt—Hayford isostatic model (spherical approximation) was used in the determination of the isostatic regional anomaly. The isostatic residual anomalies were calculated by adding the isostatic regional anomalies to the Bouguer gravity anomalies. In the downward continuation process, the depth interval for density observation is given as 155 m, while d , the initial chosen density log formation depth is given 1705 m.

In the application of the seismic reflection data for downward depth validation, seven horizons were picked from the seismic sections for structural mapping and evaluation of the Gongola basin to determine the prospect level and the structural viability of the basin. The horizons include the following: H1, H2, H3, H4, H5, H6 and the top basement. Fig. 4 (line 806-97-D-036) shows which also contains the prospect horizon. The time values obtained from the seismic sections were used to obtain the depth estimate using the checkshot curve. The seismic section was also calibrated using the checkshot curve. The depth structure map for the prospect horizon (H4) is shown in Fig. 5.

Results and Discussion. *Results.* Fig. 4 shows a profile of the isostatic residual gravity anomaly variations at the various observed depths. The profiles show that the horizon for the stabilization of the projected residual field was achieved at the depth of 2015 m and 2170 m respectively. The anomalous mass lies within these depths. Fig. 5 shows the projected field at various depths reflecting the residual gravity anomaly field structure within the horizon.

Discussion. The projected isostatic residual anomaly field should reflect the pattern of the field observed at the surface.

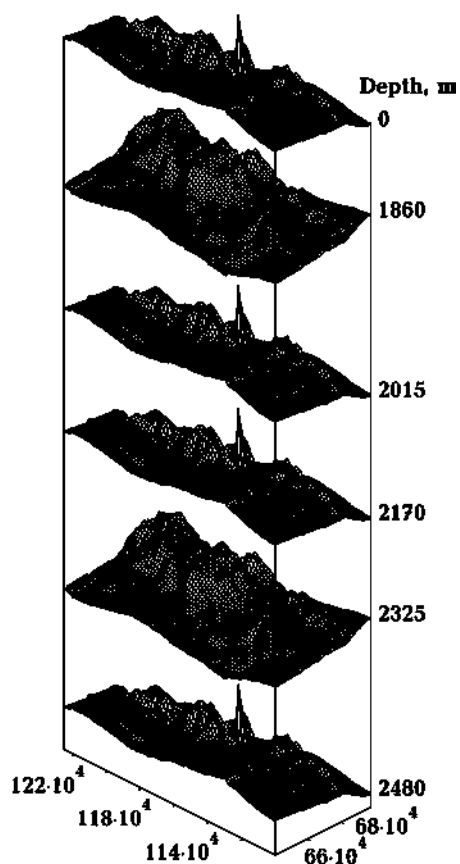


Fig. 5. Downward continuation maps at various depths ($Z = 0, 1860 \text{ m}, 2015 \text{ m}, 2170 \text{ m}, 2480 \text{ m}$).

From Fig. 5, it is observed that at depth 1860 m, the pattern of the residual gravity anomaly is at variance with that obtained at the surface. The residual gravity anomaly contains positive values in the sedimentary zone of the project area. This does not conform to the geology of the basin as indicated by the residual gravity anomaly observed at the surface. At depth 2015 m, the pattern of the residual gravity anomaly reflects that one which was observed at the surface. This depth marks the upper horizon of the desired anomalous mass. The residual anomaly pattern on the depth 2170 m also reflects that one observed at depth 2015 m and the surface respectively. This depth (2170 m) marks the lower horizon of the desired anomalous mass. At depth 2325 m, the residual anomaly pattern reflects that observed at depth 1860 m which is at variance with that observed on the surface. This shows that the projection has gone beyond the horizon of the anomalous mass [Blakerly, 1996]. At depth 2480 m, the residual anomaly pattern also reflects the surface anomaly pattern. What this suggests is that there are still some contributions from deeper masses to the residual gravity anomaly observed on the surface. This validates the superposition principle observed in gravity investigation.

Seismic Horizon H4. The closure suggests possible depth horizon for hydrocarbon accumulation and the structural relief is between 2100 and 2700 m. This lead on horizon H4 can be seen on the cross line 806-97-D-036

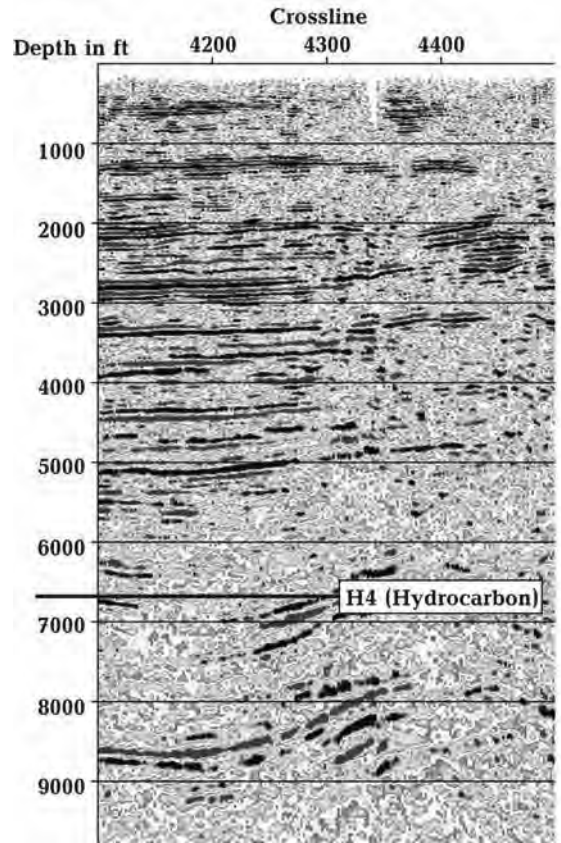


Fig. 6. Validation of gravity downward continuation using seismic reflection data (806-97-D-036).

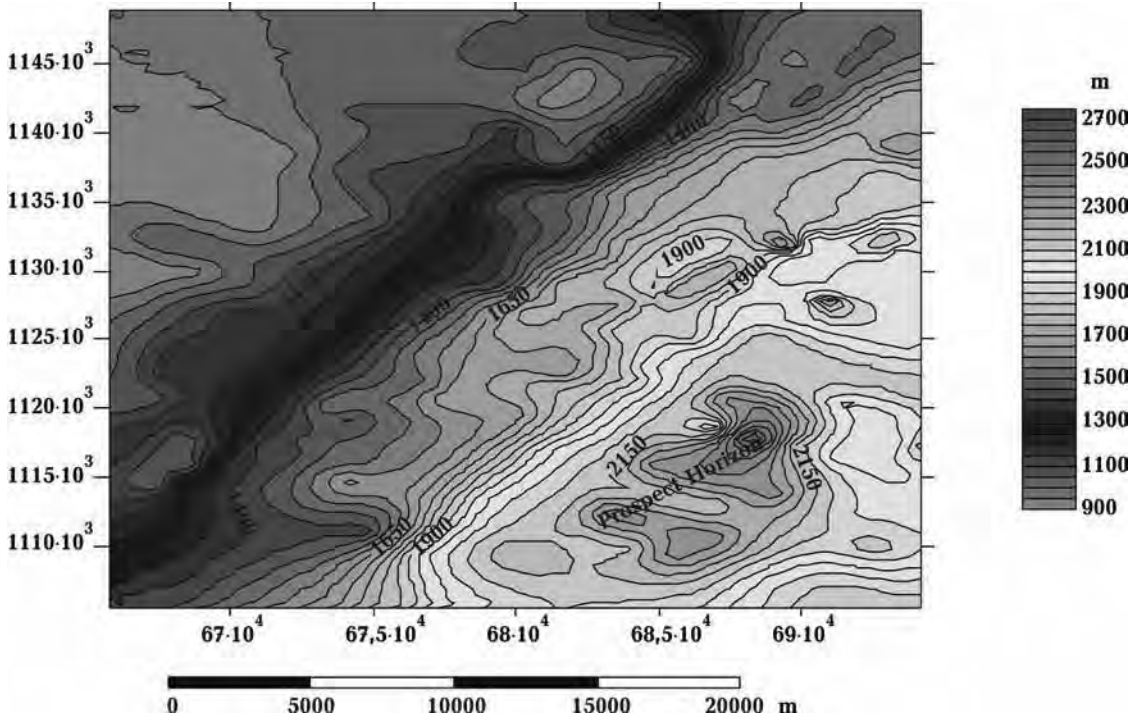


Fig. 7. Horizon H4 depth structure map (contour interval 50 m).

as shown in Fig. 6. The section depth calibration (in feet) shows the horizon H4 lies at a depth between 6700 and 7150 ft (2043—2180 m) respectively. The depth map (Fig. 7) shows the lead closure has a good fault trap for hydrocarbon accumulation at this horizon.

Gravity Result Validation using Reflection Seismic Results. The prospect depth lies between 2043 m and 2180 m. This correlates with the result obtained from the isostatic residual gravity anomaly downward continuation obtained using the new model. The computation shows that the relative error percent is 1.37 and 0.46 % respectively. The depth difference is not significant.

Relative error $\frac{d_{\text{seismic}} - d_{\text{gravity}}}{d_{\text{seismic}}} 100 \%$, d_{seismic} — depth obtained from seismic, d_{gravity} — depth obtained from gravity:

$$((2043 - 2015) / 2043) 100 \% = 1.37 \% \text{ (upper depth),}$$

$$((2180 - 22170) / 2180) 100 \% = 0.46 \% \text{ (lower depth).}$$

Conclusion. In this paper, the integration of density log in the downward continuation has provided an improved method for downward continuation of potential field using Fourier transform. The minimization of the attenuation has helped to enhance the projected field in the determination of the depth of the anomalous mass through the elimination of short wave length. The model and real observation data test show that the new method provides a good result in downward continuation depth determination and should be adopted for basin analysis.

Predicting Depth of Mineral Deposit using Gravity-Density Downward Correlation by Fourier Transform

© E. E. Epuh, J. B. Olaleye, O. G. Omogunloye, 2016

Residual gravity anomalies are the superposition of effects originating from several interfaces in the subsurface. In downward projection of the anomalies for the determination of the depth of the particular substructure which accounts for the bulk of the residual gravity anomalies on the plane can only be resolved with the aid of additional subsurface data such as density log. In this research, density log was used to determine the weighting density function, delineate the multiple layers and correlate with the gravity-density downward variation for predicting the mineral depth using the Fourier transform method. The results show that the projected residual gravity anomaly at depth between 2015 m and 2170 m depicts all the gravity features that are clearly associated with that on the original plane and also show minimal distortion of the shape of the anomalies. The anomalous mass lies between these depths. The downward continuation depths obtained from the gravity model were compared with that obtained from reflection seismic observation from the study area and the relative error percent were 1.37 % and 0.46 % respectively.

Key words: isostatic residual gravity anomaly, downward continuation, density log, attenuation, weighting density function.

References

- Blakely R. J., 1996. Potential Theory in Gravity and Magnetism Application. Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press., 441p.
- Byerly P. E., 1965. Convolution filtering of gravity and magnetic maps. *Geophysics* 30, 281—283.

- Clarke G. K. C., 1969. Optimum second derivative and downward continuation filters. *Geophysics* 34, 424—437.
- Dean W. C., 1958. Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation. *Geophysics* 23, 97—127.
- Dobrin M. B., Savit C. H., 1988. Introduction to Geophysical Prospecting. 4th Edition. Singapore: McGrawHill Book Co., 867 p.
- Fuller B. D., 1967. Two-dimensional frequency analysis and design of grid operators. *Mining Geophysics* 2, 658—708.
- Grant F. S., West G. F., 1987. Interpretation Theory in Applied Geophysics. Toronto: McGrawhill Book Company, 584 p.
- Henderson R., 1960. A comprehensive system of automatic computation in magnetic and gravity interpretation. *Geophysics* 25, 569—585.
- Mesko A., 1965. Some notes concerning the frequency analysis for gravity interpretation. *Geophys. Prosp.* 13, 475—488.
- Peters L. J., 1949. The direct approach to magnetic interpretation and its practical application. *Geophysics* 14, 290—320.

Локальные магнитные аномалии Среднекуринской впадины Азербайджана и их геологическое истолкование

© В.Г. Гадиров¹, К.В. Гадиров², М.А. Бекиров¹, 2016

¹НИПИ "Нефтегаз", Баку, Азербайджан

²Азербайджанский государственный университет
нефти и промышленности, Баку, Азербайджан

Поступила 22 апреля 2016 г.

Представлено членом редколлегии М.И. Орлюком

Проанализовано характер геомагнитного поля та його локальних складових у Середньокуринській западині Азербайджану для уточнення розподілу магнітоактивних магматичних порід у плані й геологічному розрізі. В регіоні інтенсивність аномального магнітного поля змінюється у широкому діапазоні — від – 400 до + 700 нТл. З'ясовано, що позитивні локальні магнітні аномалії регіону виявлено у тих місцях, де бурінням глибоких свердловин розкрито вулканогенні породи типу андезиту, базальту, дациту з високою магнітною сприйнятливістю. Локальні прояви магнітних аномалій свідчать про локальний розподіл магматичних порід у плані. Зі збільшенням радіуса осереднення підвищується інтенсивність позитивних магнітних аномалій, що спричинено збільшенням обсягу (маси) магматичних порід з глибиною. Показано, що результати магніторозвідки можуть бути використані для прогнозування розподілу магматичних утворень у Середньокуринській западині.

Ключові слова: магніторозвідка, локальні аномалії, магматичні утворення, просторове положення, Середньокуринська западина.

Введение. Результатами глубоких поисково-разведочных скважин, пробуренных на различных площадях Среднекуринской впадины Азербайджана в начале 70-х годов XX ст., было установлено наличие магматического вулканизма, развитого в геологическом прошлом Земли. Открытие месторождений нефти нового типа в вулканогенных и вулканогенно-осадочных образованиях Среднекуринской впадины в 1971 г. в Азербайджане (месторождение Мурадханлы) и в 1974 г. в Грузии (месторождения Рустави и Самгори) повлияло на дальнейшее тщательное изучение распределения магматических образований, погребенных под мощным слоем осадочного комплекса.

Отметим, что в геологическом разрезе впадины участвуют отложения от юры до антропогена. Бурением глубоких скважин были выявлены эффузивные и частично интрузивные образования мелового возраста на площадях Мурадханлы, Зардаб, Сор-Сор, Джарлы и др. (Азербайджан), а также вулканогенно-осадочные породы эоценового возраста на площади Западной Азербайджана и Восточной Грузии.

Пробуренная на юго-восточной части впадины, в районе Саатлы (Азербайджан), сверхглубокая скважина СГ-1 на глубине 3500 м после осадочного (мощностью 3430 м) и вулканогенно-осадочного (70 м) комплексов вошла в вулканогенные породы и при дальнейшем разбуривании до глубины 8324 м не вышла из этих пород. Возраст толщи ниже 6500 м по микрофаунам был определен как нижняя—верхняя юра [Салахов, Салаева, 1987]. Верхнеюрские эффузивные образования также были вскрыты и на площади Джарлы. Выполненные лабораторные исследования вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований Среднекуринской впадины в целом показали, что они составлены из андезитов, базальтов, дацитов, порфиритов, имеющих высокую магнитную восприимчивость $((87,58—364,65) \cdot 10^{-6} \text{ ед. СИ})$, а

также туфопесчаников, туфоандезитов и их разновидности.

Выявление вулканогенных образований и определение их пространственных положений в геологическом разрезе, тем более погребенных на несколько километров под осадочными отложениями, а также прогнозирование перспективных участков нефтегазоносности, связанных с вулканогенными образованиями, — весьма сложные задачи. Для их решения в Среднекуринской депрессии успешно применяется магнитометрическая разведка в комплексе с гравиразведкой. При этом анализируется характер магнитного поля региона в целом и его локальные составляющие [Гадиров, 1991, 2002, 2015 а].

При изучении природных объектов, а также опираясь на результаты теоретических и экспериментальных данных, было установлено, что главным источником континентальных магнитных аномалий разного порядка являются магнитосодержащие магматические породы [Печерский и др., 2006]. Объясняя геологическую природу аномального магнитного поля основных положительных морфоструктур Американо-Кавказского бассейна, автор обращает внимание на активное проявление внутри плитового вулканизма, являющегося аномалиеобразующим фактором [Верба, 2006]. Итак, становится понятно, что магнитные аномалии разного рода могут служить показанием распространения магнитоактивных веществ в земной коре.

Анализ характера геомагнитного поля.

Для анализа изменения общего характера геомагнитного поля по всей Среднекуринской впадине в масштабе 1 : 200 000 была построена единая карта вертикальной составляющей (Z_a) геомагнитного поля [Гадиров, 2011]. Выявлено, что в регионе интенсивность магнитного поля изменяется от + (650—700) нТл в юго-восточной части впадины в районе Мурадханлы до – 400 нТл на юго-западном борту впадины, в районе Агдам. В северо-западной части впадины (в районе между реками Кура и Габырры в восточной Грузии) магнитное поле изменяется в пределах 300 — 400 нТл. В целом в регионе наблюдаются то положительные, то отрицательные магнитные аномалии, которые совпадают с гравитационными аномалиями разного знака. Характер магнитного поля впадины свидетельствует о неравномерном распределении магнитоактивных веществ по региону и в геологическом разрезе.

Анализ вертикальной составляющей геомагнитного поля по профилю КМПВ-6-65 (корре-

ляционный метод преломленных волн), пересекающему южную часть Среднекуринской впадины более чем на 150 км по направлению юго-запад — северо-восток, показал, что Z геомагнитное поле региона образовалось из трех основных эффектов: магнитного эффекта осадочного комплекса, эффекта толщи между поверхностями кристаллического фундамента и Кюри и эффекта локального проявления магматизма [Гадиров, 1991, 2002, 2015 б]. Этот результат был получен после вычисления геомагнитного эффекта отдельных геологических толщ (рис. 1).

Выяснено, что суммарный геомагнитный эффект (6) (см. рис. 1) осадочного комплекса (4) и толщи ниже кристаллического фундамента (5) (до поверхности Кюри) соответствует региональному фону (2) магнитного поля. Возникает вопрос: какими геологическими элементами связаны локальные положительные аномалии (3), выделенные из наблюдаемого (1) магнитного поля? Такие аномалии по указанному профилю наблюдались на площадях Гиндарх, Зардаб, Сор-Сор, Рагимли (южная часть), где на этих или поблизости от площадей скважинами глубокого бурения выявлены вулканогенные породы с высокой магнитной восприимчивостью относительно вмещающих отложений. Поэтому можно считать, что положительные локальные магнитные аномалии II порядка в этом регионе связаны с локальными проявлениями вулканогенных образований.

Методика. Для анализа связей распределения магнитоактивных веществ, размещенных в геологическом разрезе, и геомагнитного поля были вычислены их локальные составляющие с разными радиусами осреднений, соответствующие срезам разной глубинности. Для построения карт по всему региону проведены синтетические профили с расстоянием 5 км (всего 43 профиля), по которым были выбраны точки с шагом 1 км. Для создания цифровой базы данных снимались условные координаты (x, y) всех профилей и точек вычислений и вводились в соответствующие колонки программы "Excel". Затем они вводились в программу "Excel", где и были произведены вычисления локальных аномалий магнитного поля. Исходя из того, что при вычислении локальных составляющих потенциальных полей длина отрезка дифференциации приблизительно отражает глубину ($H = 2R$) аномалиеобразующих масс, локальные магнитные аномалии были вычислены с разными радиусами осреднений ($R = 1, 2, 3$ и 6 км) для разных глубин разреза.

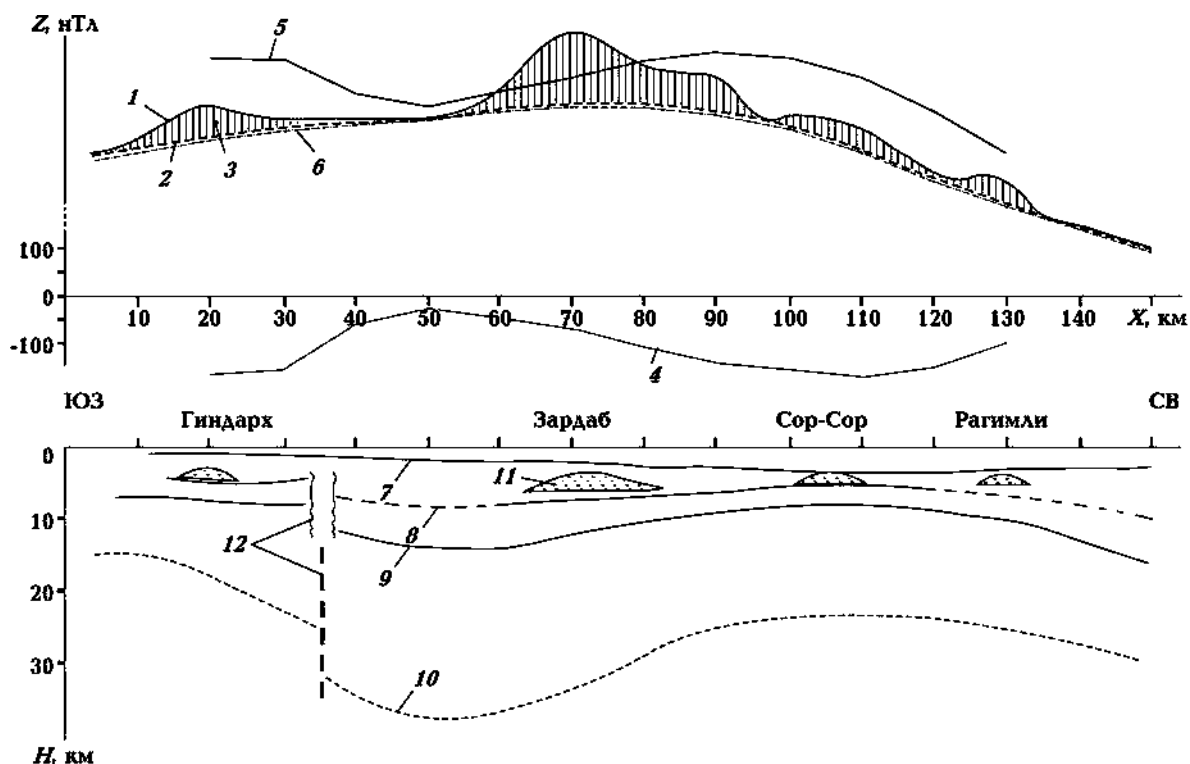


Рис. 1. Результаты интерпретации Z геомагнитного поля по профилю КМПВ-6-65: 1 — наблюдаемое геомагнитное поле Z ; 2 — региональный фон; 3 — локальный магнитный максимум; 4 — вычисленный геомагнитный эффект осадочного комплекса; 5 — вычисленный геомагнитный эффект толщи ниже кристаллического фундамента; 6 — суммарный геомагнитный эффект осадочного комплекса и кристаллического фундамента; 7, 8 — границы преломления внутри осадочного чехла $d_1^{\text{осад}}$ и $d_2^{\text{осад}}$; 9 — поверхность кристаллического фундамента; 10 — граница Кюри; 11 — вулканогенные образования; 12 — глубинный разлом, выявленный по материалам ГСЗ и КМПВ.

С помощью созданной базы данных в программе "Surfer" построены схемы расположения синтетических профилей, скважин глубокого бурения, вскрывшие вулканогенные породы, и, самое главное, на этой основе — карты локальных аномалий магнитного поля в разных радиусах осреднений (рис. 2, 3).

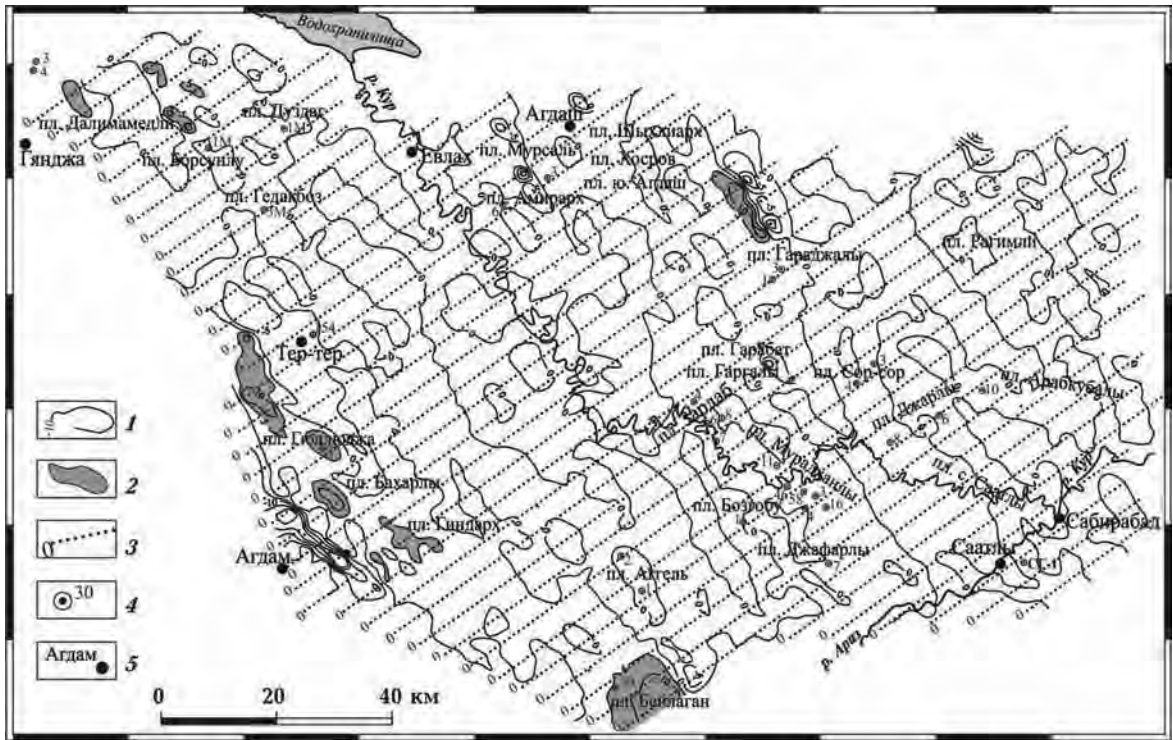
Выяснение геологической природы локальных составляющих геомагнитного поля.

Карта локальных аномалий, вычисленных с радиусом осреднений 1 км (гипотетически отражающая глубину приблизительно 2 км), показывает, что положительные магнитные аномалии с небольшой интенсивностью (около 5—10 нТл) выявляются на юго-западной бортовой части прогиба, на площадях Далимамедли, Гюлюджа и Бейлаган, где скважинами глубокого бурения на глубине 1014, 1200 и 2000 м соответственно вскрыты вулканогенные породы (рис. 2, а). В остальных частях региона на этом интервале глубин скважинами выявлены только осадочные отложения, имеющие невысокую

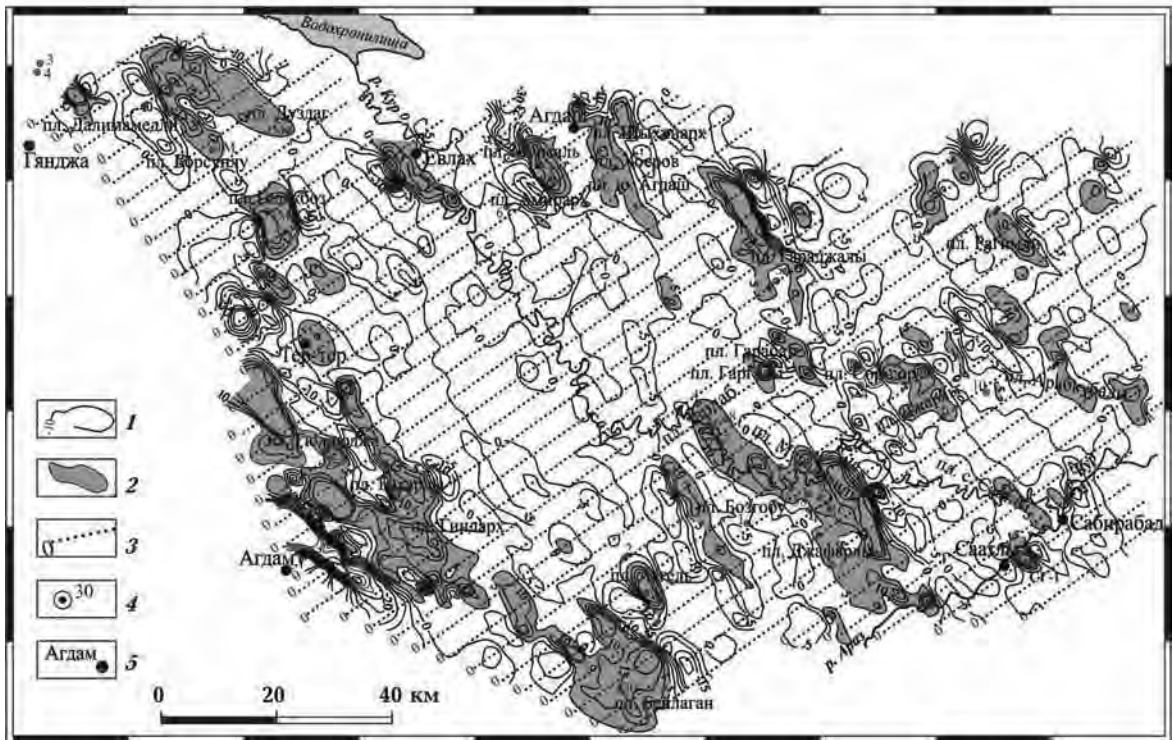
магнитную восприимчивость (до $4,78\text{—}71,66 \times 10^{-6}$ ед. СИ).

Однако подобные магнитные максимумы наблюдались также и на западе от площадей Тер-Тер, Бахарлы и Гиндарх (юго-западный борт прогиба), и на севере от площади Гараджалы (северо-восточный борт прогиба), где отсутствуют скважины глубокого бурения (см. рис. 2, а). Можно предполагать, что и на этих площадях на небольшой глубине (порядка 1000 м) развиты вулканогенные породы.

На участках локальных аномалий, вычисленных с радиусом осреднений 2 км (отражающий глубину около 4 км), наряду с указанными выше площадями выявлены новые (на востоке от площадей Далимамедли, Борсунлу, Дуздаг, Гедакбоз, Тер-Тер, Бахарлы, Аггель на юго-западном борту впадины; Гараджалы, Зардаб, Мурадханлы, Джафарлы, Сор-Сор, Джарлы, Саатлы на северо-восточном борту впадины), где наблюдаются магнитные максимумы интенсивностью до 20 нТл (см. рис. 2, б). Резуль-

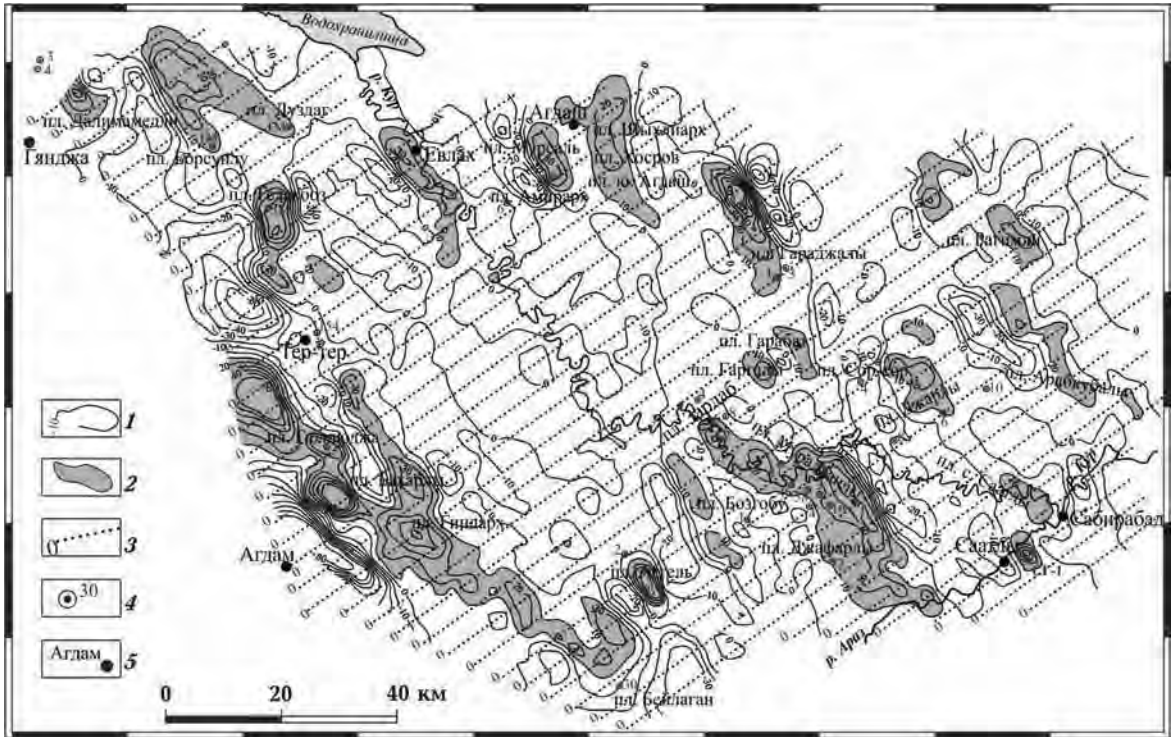


а

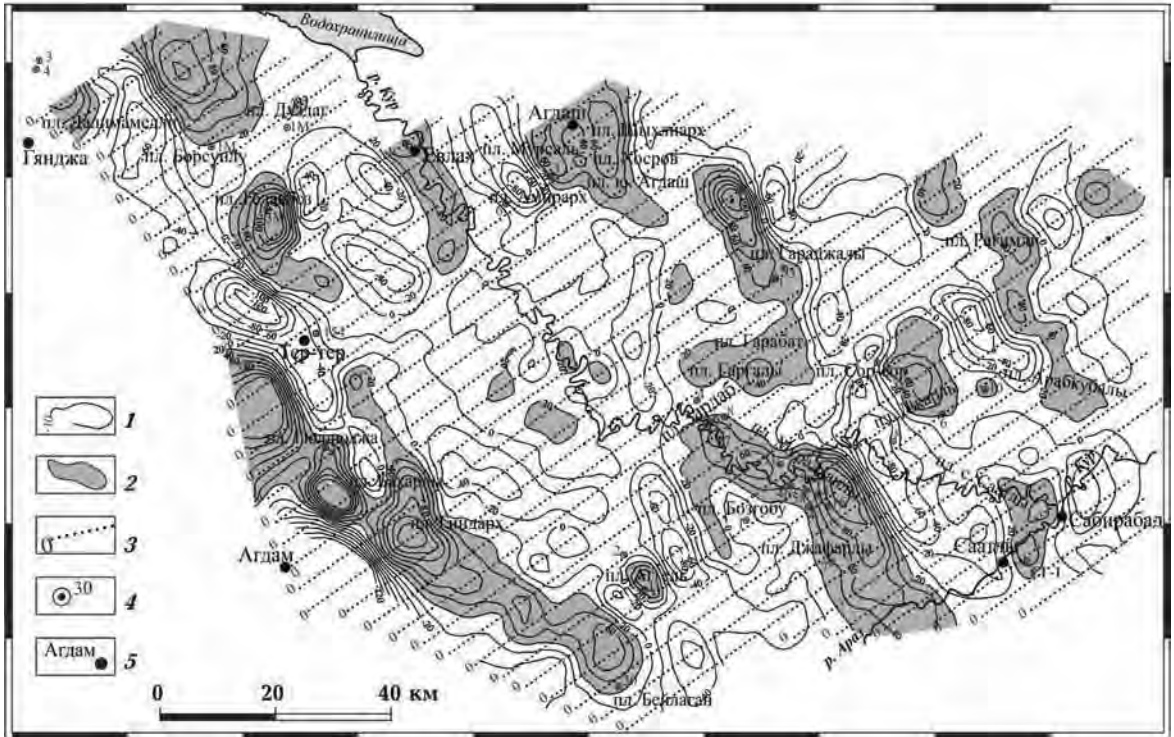


б

Рис. 2. Карта локальных аномалий геомагнитного поля с радиусом осреднения $R = 1$ км (а) и $R = 2$ км (б): 1 — изолинии локальных магнитных аномалий; 2 — зона локальных магнитных максимумов; 3 — синтетические профили, на которых вычислены локальные магнитные аномалии; 4 — скважины, вскрывшие магматические породы; 5 — населенные пункты.



а



б

Рис. 3. Карта локальных аномалий геомагнитного поля с радиусом осреднений $R = 3$ км (а) и $R = 6$ км (б). Условные обозначения см. на рис. 2.

таты пробуренных глубоких скважин показали, что на указанных площадях, где выявлены локальные магнитные максимумы на глубине около 3500—4500 м, широко развиты вулканогенные породы (таблица). На этой карте в районе Евлах на площадях Мурсаль, Шыхлыарх, Хосров, ю. Агдаш, Гарабат, Гаргали, Арабгубалы, с. Саатлы и на западе от площади Бозгобу выявлены локальные максимумы интенсивностью 10—20 нТл, где отсутствуют скважины глубокого бурения. Предполагается, что и на этих участках региона на уровне приблизительно 4 км можно будет ожидать вскрытие вулканогенных пород.

Наименьшая глубина вулканогенных пород вскрыта на площади Мурадханлы и соответ-

ствует глубине порядка 2950 м. В сопредельных площадях глубина вскрытия вулканогенных пород увеличивается до 3500—4500 м и более.

На карте локальных магнитных аномалий с $R = 3$ км магнитные аномалии появились на указанных выше площадях более интенсивно (см. рис. 3, а). На площади Бейлаган магнитные аномалии перемешались в северо-западном направлении, а на площади Тер-Тер аномалия вовсе исчезла. Это может быть объяснено тем, что в данных районах вулканогенные породы имеют ограниченную мощность, а выброшенная часть пород соответствует глубинному интервалу 4000—6000 м. Основные магмовыводящие каналы предположительно намечаются в тех местах, где магнитные аномалии оказались несмещенными и усиливались с увеличением радиуса осреднений.

На площадях Амирарх и Бозгобу не выявлялись локальные магнитные аномалии, но скважинами, расположенными на этих площадях, на больших глубинах 5300 и 5356 м соответственно вскрыты вулканогенные породы (см. табл.). На наш взгляд, отсутствие магнитных аномалий может быть объяснено большой глубиной и малой мощностью вулканогенных пород. В этих скважинах вскрытая мощность вулканогенных образований составляет всего 86 и 53 м. Можно предполагать, что мощность этих пород не будет превышать нескольких сотен метров. В этих местах отсутствуют корни вулкана. Скорее всего, вулканогенные материалы протекали из областей Амирарх и Мурадханлы.

Карты локальных магнитных аномалий с радиусами осреднений 6 км показали, что локальные магнитные максимумы выявляются только на указанных площадях (см. табл.), причем увеличивается интенсивность магнитного максимума с увеличением радиуса осреднений. Возможно, это значит, что, во-первых, в регионе магматические породы распространены не повсеместно по площадям, а в локальных участках, где выявлены положительные магнитные аномалии. Во-вторых, увеличение интенсивности магнитных аномалий может быть связано с тем, что при увеличении глубины увеличивается масса (объем) либо магнитные свойства магматических пород. Аномалии на карте с $R = 6$ км, отражающие глубину исследования порядка 12 км, соответствуют толще кристаллического фундамента, расположенного в этом регионе на глубине 8—10 км по бортам впадины и на 14—15 км в ее центральной части.

По материалам Саатлинской сверхглубокой скважины СГ-1 в разрезе эффузивных обра-

Площади Среднекуринской впадины, на которых установлены вулканогенные породы

Площади		Глубина вулканогенных пород, установленная глубоким бурением, м
Юго-западный борт впадины	Далимамедли	1014
	Гюллюджа	1200
	Бейлаган	2000
	Дуздаг	4176
	Борсунлу	4550
	Гедакбоз	3600
	Тер-Тер	4100
	Бахарлы	—
Северо-восточный борт впадины	Гараджалы	3493
	Зардаб	4429
	Мурадханлы	2950
	Джафарлы	4408
	Ангель	3903
	Сор-Сор	3230
	Джарлы	3417
	Арабгубалы	—
	Саатлы (СГ-1)	3500
	Амирарх	5301
	Бозгобу	5356

зований (интервал глубины 3500—8324 м) выделяются верхнемеловые (интервал 3500—3995 м), нижнемеловые (интервал 3995—5200 м), позднеюрские (5200—6800 м) и среднеюрские (6800—8200 м) возрастные интервалы. В Саатлах и в северо-западном направлении на площадях Джарлы, Сор-Сор, Гараджалы в юрско-меловом интервале разрез представлен мощными эффузивными образованиями, внутри которых появляются также вулканогенно-осадочные и терригенные породы [Алиев, Эфендиева, 2001]. Это обстоятельство показывает, что в регионе в меловом и юрском временах развит интенсивный магматический вулканизм, имеющий прерывистый либо пульсационный характер и к тому же протекающий в условиях обширного морского палеобассейна [Керимов, Гадиров, 2015]. Такие тектономагматические поднятия временами выступали из-под уровня морских вод, создавая формирование разрезов в виде чередования прослоев вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород.

Основную часть выброшенных магматических пород по анализам скважинных матери-

алов и на основе вычисленных магнитных аномалий можно отнести к нижним этажам мела и юры, а также к уровню юрского кристаллического фундамента, сформированного из метаморфических и магматических пород. Сравнение положительных локальных магнитных аномалий и распределение погребенных магматических пород показывает, что результаты магниторазведки успешно могут быть использованы при уточнении распределения магматических образований как в плане, так и в разрезе.

Выводы.

Выявлена генетическая связь между распределением магматических образований и положительных магнитных аномалий в Среднекуринской впадине.

Установлено локальное развитие магматических образований в исследуемом регионе, в частности на бортах впадины.

Наблюдаются увеличения интенсивности положительных магнитных аномалий с увеличением радиуса осреднений, показывающие увеличение объема выброшенных магматических пород с возрастанием глубины.

Список литературы

- Алиев А.И., Эфендиева С.Т. Литолого-стратиграфическая характеристика разреза Кюрдамир-Саатлинского погребенного выступа по данным глубокого бурения. *Изв. НАН Азербайджана. Науки о Земле*. 2001. № 1. С. 21—29.
- Верба В.В. Природа аномального магнитного поля провинции Центрально-Арктических поднятий в Американо-Северном Ледовитого океана. *Геофиз. журн.* 2006. Т. 28. № 5. С. 95—103.
- Гадиров В.Г. Гравимагнитные исследования распределения погребенных вулканогенных пород в Среднекуринской депрессии в связи с их нефтегазоносностью. *Геолог Азербайджана*. 2002. № 7. С. 130—141.
- Гадиров В.Г. Магматический вулканизм Среднекуринской впадины Азербайджана и его роль в скоплении углеводородов. *Международный ежемесячный научный электронный журнал "Education"*. 2015а. № 3(10). Ч. 10. С. 64—68.
- Гадиров В.Г. Поиск нетрадиционных ловушек нефти и газа, связанных с вулканогенной ассоциацией в условиях Азербайджана. *Геофизические новости в Азербайджане*. 2015 б. № 3-4. С. 8—14.
- Гадиров В.Г. Прогнозирование вулканогенных образований мезозоя Среднекуринской депрессии и их нефтегазоносности по комплексным геофизическим данным: *Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук*. Баку, 1991. 22 с.
- Керимов К.М., Гадиров В.Г. Некоторые особенности проявления магматического вулканизма в Куринской впадине. *Азербайджанское нефтяное хозяйство*. 2015. № 4. С. 9—13.
- Печерский Д.М., Орлюк М.И., Пашкевич И.К. Магнетизм низов земной коры континентов: развитие результатов исследований и идей З.А. Крутиховской. *Геофиз. журн.* 2006. Т. 28. № 5. С. 40—51.
- Салахов А.С., Салаева Ф.О. Корреляция разреза Саатлинской сверхглубокой скважины с разрезами разведочных скважин соседних площадей. *Изв. АН Азерб. ССР. Сер. наук о Земле*. 1987. № 4. С. 37—43.

Local magnetic anomalies of Middle Kur depression of Azerbaijan and its geological interpretation

© V. G. Gadirov, K. V. Gadirov, M. A. Bekirov, 2016

The nature of magnetic field, and its local components in the Middle Kur depression of Azerbaijan have been analyzed to clarify the distribution of magnetically active magmatic rocks in the plan and in the geological section. It has been shown that magnetic field intensity in the region varies in a wide range of up to $-400 \text{ nT} + 700 \text{ nT}$. It has been found that the positive local magnetic anomalies are detected in the region where the drilling of deep wells revealed volcanic rocks such as andesite, basalt, dacite having high magnetic susceptibility. The local magnetic anomalies show the local distribution of magmatic rocks in the region. With increase in the radius of averaging and, accordingly, the depth of studies the intensity of positive magnetic anomalies increases that is interpreted as an increase of mass of magmatic rocks with depth. It is shown that the results of magnetic survey can be used to predict the distribution of magmatic formations in the Middle Kur depression.

Key words: magnetic survey, local anomalies, magmatic formations, the spatial position, the Middle Kur depression.

References

- Aliyev A. I., Efendiyeva S. T., 2001. Lithologic and stratigraphic characteristic section Kurdamir-Saatli buried ridge according to deep drilling. *Izvestiya NAN Azerbaydzhana. Nauki o Zemle* (1), 21—29 (in Russian).
- Verba V. V., 2006. The nature of anomalous magnetic field of a province of Central-Arctic uplifts in Amerasian basin of the Arctic Ocean. *Geofizicheskiy zhurnal* 28(5), 95—103 (in Russian).
- Gadirov V. G., 2002. Gravimagnetic study the distribution of buried volcanic rocks in Middle Kur depression due to their oil and gas. *Geolog Azerbaydzhana* (7), 130—141 (in Russian).
- Gadirov V. G., 2015a. Magmatic volcanism Middle Kur depression of Azerbaijan and its role in the accumulation of hydrocarbons. *International scientific monthly electronic magazine "Educatio"* (3), 64—68 (in Russian).
- Gadirov V. G., 2015b. Search of unconventional oil and gas traps, associated with volcanic association in the conditions of Azerbaijan. *Geofizicheskiye novosti v Azerbaydzhane* (3-4), 8—14 (in Russian).
- Gadirov V. G., 1991. Predicting volcanic formations of the Mesozoic Middle Kur depression and their oil and gas on the integrated geophysical data: *The Abstract Dis. ... Cand. geol.-miner. sci.* Baku, 22 p. (in Russian).
- Kerimov K. M., Gadirov V. G., 2015. Some features of manifestation of magmatic volcanism in the Kur depression. *Azerbaydzhanskoye neftyanoye khozyaystvo* (4), 9—13 (in Russian).
- Pecherskiy D. M., Orlyuk M. I., Pashkevich I. K., 2006. Magnetism of the lowest parts of the continents Earth's crust: development of the results of the studies and of the ideas of Z. A. Krutikhovskaya. *Geofizicheskiy zhurnal* 28(5), 40—51 (in Russian).
- Salakhov A. S., Salayeva F. O., 1987. Correlation cut Saatli super-deep well with sections of exploratory wells adjacent areas. *Izvestiya Azerb. SSR. Ser. Nauk o Zemle* (4), 37—43 (in Russian).

Особливості диз'юнктивної тектоніки Криворізького залізорудного району

© П.Г. Пігулевський¹, В.К. Свистун¹, Ю.П. Мечніков¹, О.С. Кирилук¹,
Ю.В. Лісовий², 2016

¹Дніпропетровська геофізична експедиція "Дніпрогеофізика", Дніпро, Україна

²Інститут геофізики НАН України, Київ, Україна

Надійшла 12 серпня 2016 р.

Преп'явлено членом редколегії В.Д. Омельченко

Рассмотрены особенности проявления разрывных нарушений на территории Криворожского горнорудного района, характеристика которого определяется сложным тектоническим строением и охватывает основные этапы становления земной коры от нижнего архея до позднего протерозоя. Разрывные нарушения в виде широких зон концентрации разрывов, трещиноватости, милонитизации, катаклаза, брекчирования, магматизма и метаморфизма играют главную роль в формировании современной складчато-глыбовых структуры Кривбасса и хорошо выделяются в геофизических полях. Трансрегиональный глубинный Криворожско-Кременчугский разлом является основной разломной структурой, которая в пределах Кривбасса представлена многоосевой системой нарушений: западная ось — Западный разлом; центральная ось — Тарапаковский разлом; восточная ось — Саксаганский и Восточный разломы. Почти все региональные разломы состоят из двух-трех сближенных параллельных разрывов. По длине, внутреннему наложению, поведению в геофизических полях разломы делятся на три группы: субмеридиональные, соответствующие общему простиранию главных складчатых структур; диагональные, соответствующие простиранию основных складчатых структур; субширотные (поперечные простиранию складчатых структур).

Ключевые слова: Кривбасс, тектоника, неотектоника, структура, разлом, сейсмичность.

Вступ. Тектонічна будова території Криворізького залізорудного району безпосередньо відображається на перебігу всіх природних і техногенних процесів. До трансрегіональних глибинних розломів, як правило, тяжіють і більшість з відомих родовищ корисних копалин. Вони формують у кристалічному фундаменті різнорангову систему розломів. Дрібні тектонічні порушення і пов'язані з ними зони підвищеної проникності впливають на формування і швидкість наземних негативних геологічних і техногенних процесів — підтоплення, формування ділянок просідання ґрунту та провалів, утворення зсувів. З тектонікою також пов'язані особливості рельєфу, які визначають напрямки поверхневої та підземної водної фільтрації, а також зони найактивнішої фільтрації підземних вод. Фізичні поля у таких зонах, як правило, набувають мозаїчного характеру.

Питання тектоніки докембрію Криворізького району, як і стратиграфії, магматизму та метаморфізму, до теперішнього часу (незважаючи на величезний обсяг пошукових і розвідувальних робіт), вирішені недостатньо [Геолого-геофизическая ..., 2006]. Тектонічні схеми минулих років не є завершеними, а роботи геологів-зйомників за останні 20 років дали нову інформацію для детальнішого трактування будови району Криворізького залізорудного басейну (Кривбасу).

Стан питання. Вивчення геологічної будови Криворізького району розпочалося з промислового освоєння руди залізорудного басейну у другій половині ХІХ ст. і пов'язане з ім'ям О.М. Поля, який організував у 1873 р. "Товариство криворізьких залізних руд" з видобутку руди в урочищі Дубова Балка.

Перші відомості про корисні копалини ра-

йону і його будову належать до кінця XIX — початку XX ст. і пов'язані з іменами таких відомих у минулому дослідників, як С. О. Конткевич, В. А. Ломгер, П. П. Пятницький, які розробили перші схеми стратиграфічного розчленування метаморфізованих вулканогенно-осадових товщ Криворізької структури.

Перший етап планомірних досліджень у межах Кривбасу розпочався у 1924 р. з проведення Українським відділенням Геологічного комітету геологічного знімання території України в масштабі 1 : 126 000.

Другий етап розпочався у 1960-ті роки з широкого використання геофізичних робіт, під час яких активно проводили геофізичні знімання масштабів 1 : 10 000—1 : 25 000 для забезпечення геологорозвідувальних робіт надійною геофізичною основою та сприяли розвитку якісно нового виду вивчення земних надр — глибинного геологічного картування (ГГК). Останнє відіграло велику роль у формуванні сучасних поглядів на геологічну будову району.

Третій етап розпочався у 1990-ті роки і переважно характеризується роботами із узагальнення величезного фактичного матеріалу з метою уточнення геологічної будови Криворізького гірничорудного району.

Аналіз результатів попередніх геологічних досліджень. На цей час у Криворізькому гірничорудному районі проведено узагальнюючі роботи зі складання і видання комплектів карт Держгеолкарти — 50 [Государственная ..., 1992] та Держгеолкарти — 200 [Захаров и др., 2002]. На підставі результатів останніх досліджень було виділено Західноінгулецько-Криворізько-Кременчуцьку шовну зону (ЗІККШЗ) [Геолого-геофизическая ..., 2006; Захаров и др., 2002], яка складається з трьох структурно-формаційних зон: Західноінгулецької (Кіровоградської), яка прилягає зі сходу до Інгульського мегаблока Українського щита (УЩ); Інгулецько-Криворізької, розташованої між Криворізько-Кременчуцьким і Інгулецьким розломами; Криворізько-Кременчуцької, західною межею якої є Криворізько-Кременчуцький глибинний розлом. Криворізько-Кременчуцька структурно-формаційна зона, яка перетинає УЩ у меридіональному напрямку, достатньо добре вивчена, оскільки в її межах знаходиться найбільший в Європі докембрійський залізорудний басейн (Криворізький та Кременчуцький).

Аналіз цих досліджень показує, що в них не в повному обсязі висвітлено проблеми розривної тектоніки докембрію Криворізького гірничорудного району і в першу чергу Кривбасу.

Тому виникла потреба в уточненні та доповненні раніше отриманої інформації з узгодженням попередніх і нових даних сучасного бачення питань диз'юнктивної тектоніки.

Криворізький (Саксаганський) синклінорій. Він має складну внутрішню будову (рис. 1), яка відображається в геофізичних полях (рис. 2, 3). У його будові беруть участь як типові зеленокам'яні породи верхнього архею (конкська світа), так і осадовий комплекс нижнього протерозою (гданцівська світа). Між першими і другими в розрізі структури розташовуються залізисто-кременисті утворення саксаганської світи, що вміщують усі основні родовища залізних руд Кривбасу.

У цій структурі виділено синклінальні та антиклінальні складки високих порядків [Криворожская ..., 2011; Пигулевский и др., 2013; Семенов, 1958]. Шарнір синклінорію занурюється у північному напрямку. Максимальна глибина структури встановлена в районі рудників ім. XX Партз'їзду та ім. Р. Люксембург — 7,0—7,5 км (разом з підстильними породами сурської світи). Східне крило синклінорію складене повним розрізом криворізької серії, західне — зрізане Західним і Тарапаківським розломами, останній проходить на 1,5 км східніше Криворізько-Кременчуцького. У західному крилі на ерозійний рівень виходять утворення гданцівської світи (західне крило розбурено надглибокою свердловиною). Складність внутрішньої будови структури, напевне, пояснюється наявністю давньої зони субдукції, що підкреслюється потужною зоною протяжних сейсмічних площадок, які падають у низах кори на схід під кутами 45—40°, і потовщенням літосфери під цією зоною. М. П. Семенов виділяв тут чотири деформаційні цикли [Семенов, 1958]. Він уважав, що перший відбувся до формування гданцівської та глеєватської світ, що добре пояснюється великою стратиграфічною перервою, зафіксованою після нагромадження відкладів скелюватської та саксаганської світ. У першому циклі була сформована ізоклінальна складчастість, у другому — відкриті складки, у третьому — на субмеридіональні структури перших двох була накладена поперечна складчастість. З четвертим циклом пов'язане утворення блоків, насувів і розломів.

Гравітаційне поле над структурою є лінійновитягнутим, ускладнене трьома локальними аномаліями (рис. 2). Інтенсивність гравітаційного поля варіює у межах 50—55 мГал і певною мірою відображає потужність покладів багатих і окиснених руд.

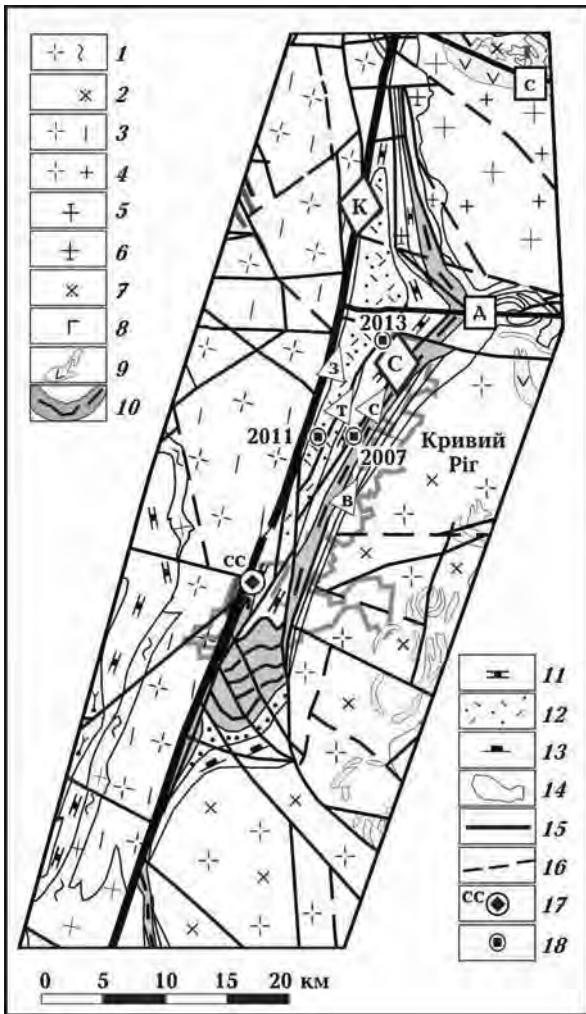


Рис. 1. Фрагмент геолого-формаційної карти Криворізького залізорудного басейну [Пигулевский, 2013]. Букви в ромбі: К — Криворізько-Кременчуцький глибинний розлом; С — Криворізька (Саксаганська) структура; у квадратах: С — Спасівський; Д — Девладівський; у трикутниках: З — Західний; Т — Тарапаківський; С — Саксаганський; В — Східний розломи; 1 — плагіограніти та плагіомігматити біотитові, амфібол-біотитові; 2 — граніти та мігматити біотитові, амфібол-біотитові порфіробластичні; 3 — плагіограніти та плагіомігматити, амфіболіти та діорити; 4 — апліто-пегматоїдні граніти, граніти біотитові, амфібол-біотитові, рівномірнозерністі та порфіробластичні, плагіомігматити біотитові, амфібол-біотитові; 5 — апліто-пегматоїдні граніти, граніти біотитові, амфібол-біотитові, рівномірнозерністі та порфіробластичні; 6 — граніти апліто-пегматоїдні, граніти біотитові, амфібол-біотитові порфіробластичні, плагіомігматити біотитові, амфібол-біотитові, амфіболіти, амфіболіти; 7 — гнейси і кристалосланці біотитові, амфібол-біотитові, амфіболіти, амфіболіти; 8 — габроїди; 9 — амфіболіти та сланці плагіоклаз-амфібол-хлоритові, плагіоклаз-амфіболіти гранатвмісні, актиноліти, силікатно-магнетитові кварцити; 10 — залізисті кварцити, кварцити силікатно-магнетитові, багаті залізні руди; 11 — метапісковики, кварцити, сланці слюдисто-хлоритові, мармури, кальцифіри, офікальцити, гнейси та сланці біотитові, гранат-біотитові, слюдисто-графітові, лінзи залізистих кварцитів; 12 — метапісковики, метаконгломерати, метаалевроліти, сланці слюдисті; 13 — гнейси амфіболіти, біотитові, гранат-біотитові, амфіболіти, амфіболіти сланці; 14 — літологічні межі; 15 — розломи I і II рангів, встановлені за матеріалами буріння; 16 — розломи різних рангів, передбачувані в геофізичних полях; 17 — положення сейсмостанції "Кривий Ріг"; 18 — епіцентри землетрусів.

Магнітне поле над структурою має смугастий вигляд (рис. 3). Смуга максимумів Z_a розділяє структуру на східну та західну частини. Східна характеризується підвищеною інтенсивністю магнітного та гравітаційного полів. За геофізичними даними припускається, що в західній частині щільні та магнітні залізисті породи мають меншу густину і занурені на відносно більшу глибину порівняно зі східною частиною. На східному крилі горизонтальний градієнт більше західного, що вказує на загальне західне занурення магнітних залізистих порід.

Характерним для смуг магнітних аномалій є їх ланцюгоподібна будова. Максимальні значення магнітних аномалій досягають 20—40 тис. нТл, а в зонах пережимів часто не перевищують 1000 нТл [Государственная ..., 1992; Захаров и др., 2002; Пигулевский и др., 2013]. Пережими, ймовірно, пов'язані із зонами розривних порушень (пережими симетричні в обох смугах — західній та східній). Криворізька структура, крім

відомих величезних родовищ заліза, перспективна на пошуки благородних металів у грубоуламкових утвореннях та рідкісних і радіоактивних елементів у зонах розривних порушень.

З півдня до Криворізького (Саксаганського) синклінорію примикає Лихманівська синкліналь, яка дугоподібно відходить від Криворізько-Кременчуцького розлому і з'єднується з Високопільською синкліналлю. У гравітаційному полі вона характеризується витягнутою у північно-західному напрямку аномалією. В центральній частині має кілька пережимів. Магнітне поле, як і гравітаційне, визначається витягнутими аномаліями, які характеризуються пережимами в окремих місцях. Зі сходу до гравітаційної аномальної смуги примикає ще одна смуга підвищеного гравітаційного поля, яка пов'язана з амфіболітами сурської світи, що підстилають криворізьку серію

Розривні тектонічні порушення. За масштабами впливу порушення розділено на чоти-

ри ранги: I — трансрегіональний глибинний Криворізько-Кременчуцький розлом; II — регіональні розломи (Девладівський, Комісарівський та ін.); III — субрегіональні розломи; IV — локальні порушення (див. рис. 1). Майже всі регіональні розломи складаються з двох-трьох зближених паралельних порушень, а трансрегіональні (в межах Кривбасу) — з трьох-чотирьох. Перші дві групи розломів визначають переважно вид тектоніки протерозойського ярусу і частково архейського. Це можна пояснити тим, що максимальний їх розвиток (або закладання) відбувався в палеопротерозої в умовах появи геодинамічних обставин розтягування—стискання [Геолого-геофизическая ..., 2006; Государственная ..., 1992; Захаров и др., 2002].

Найважливішим порушенням на площі досліджень, її віссю, є трансрегіональний Криворізько-Кременчуцький глибинний розлом, який досягає верхньої мантії і розділяє мегаблоки з різною будовою та геологічною історією. За останніми даними [Государственная ..., 1992; Захаров и др., 2002; Геолого-геофизическая ..., 2006; Криворожская ..., 2011], цей розлом у межах Кривбасу є багатоосьовою системою порушень, де Західний розлом — західна вісь, центральну вісь знаменує Тарапаківський розлом, а на сході — Саксаганський та Східний розломи (див. рис. 1). З глибиною, порушення змінюють круте падіння на пологіше. Зміна падіння особливо характерна для Західного розлома. В його межах відомі як західне, так і схід-

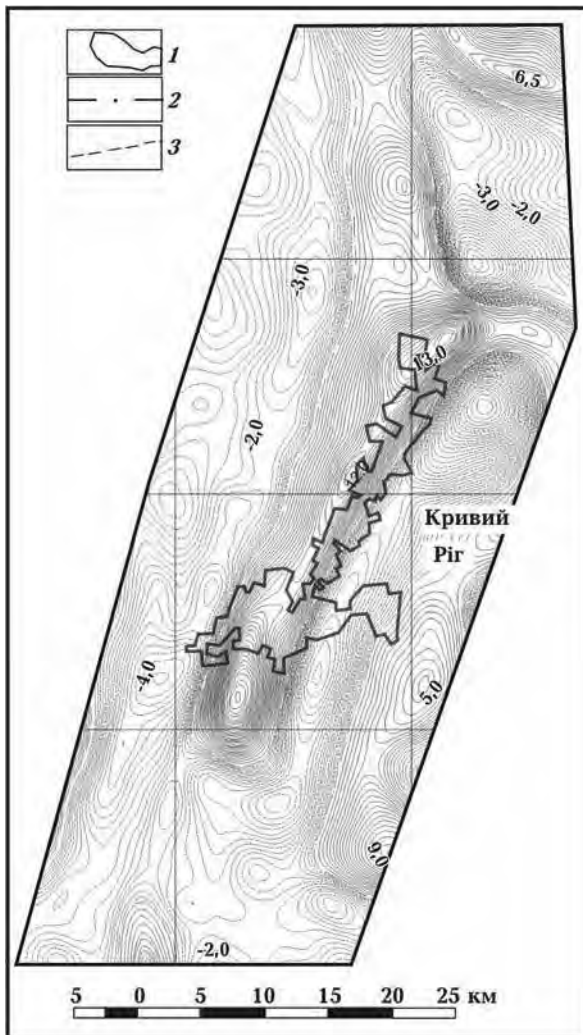


Рис. 2. Карта локальних аномалій гравітаційного поля ($R_{oc} = 7,5$ км) території Кривбасу: 1 — позитивні; 2 — нульові; 3 — негативні.

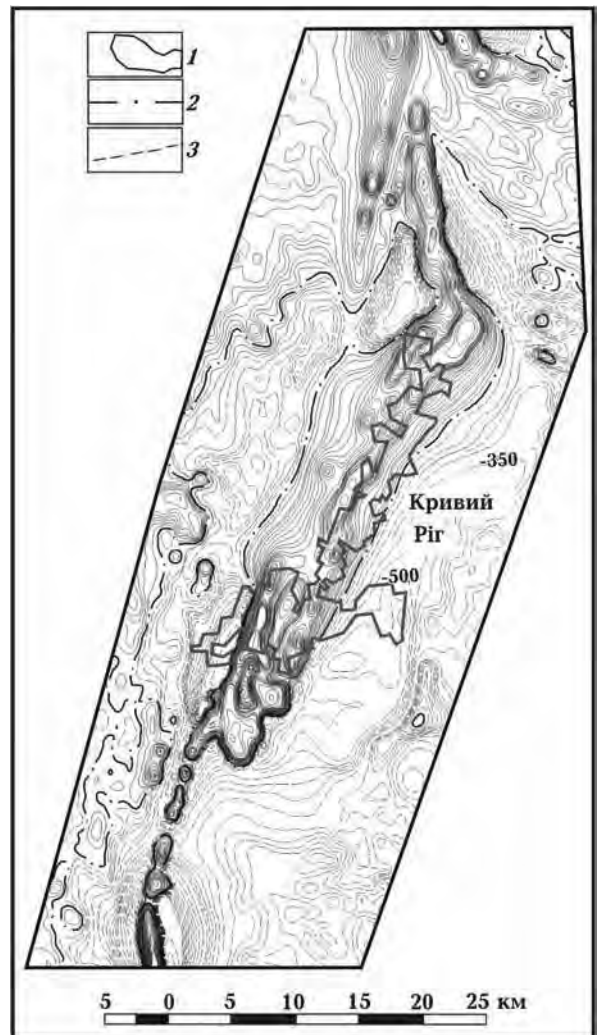


Рис. 3. Карта локальних аномалій магнітного поля території Кривбасу: 1 — позитивні; 2 — нульові; 3 — негативні.

не падіння. На глибині, де його зона дугоподібно вигинається [Геолого-геофизическая ..., 2006; Захаров и др., 2002], встановлено, що східне падіння змінюється на західне. Другорядні розриви розміщуються зазвичай паралельно головному, сполучаючись з ним, іноді під гострими кутами або розщеплюються і затухають [Захаров и др., 2002].

Зафіксовано описані порушення, як правило, різними видами крихких деформацій (брекчюванням, катаклазом, мілонітизацією), потужністю від перших до сотень і більше метрів. Поряд з крихкими деформаціями в зонах розломів широко проявлені в'язко-пластичні утворення — бластичні, очково-гнейсоподібні породи, а також різні метасоматити, діафторити й дайки різного складу. В Тарапаківському розломі крім стиснутих складок і розломно-дислокаційних структур є утворення типу тектонічного меланжу, представлені брилами мармуру, зцементованими графіт-слюдяною масою, локальними проявами високотемпературного метаморфізму та гранітизації порід [Геолого-геофизическая ..., 2006; Государственная ..., 1992; Захаров и др., 2002].

Тарапаківський розлом (див. рис. 1), який є центральною віссю глибинного, простягається через весь Кривбас, розсікає його на дві частини — західну та східну. При цьому по його площині західна частина басейну насунута на східну (приблизно на 3,5—4,0 км) і досі зберігає тенденцію до підняття [Государственная ..., 1992; Захаров и др., 2002]. Тарапаківський розлом — дуже складно побудована зона з пакетом сильно стиснених складок-лусок і пластинами архейських гранітоїдів [Захаров и др., 2002].

Проведений аналіз та узагальнення результатів вивчення розривної тектоніки безпосередньо території Кривбасу дають змогу виділити три основні групи розривних тектонічних порушень: субмеридіональні, що відповідають загальному простягання найголовніших складчастих структур; діагональні, відповідні простягання основних складчастих структур; субширотні, що є поперечними до простягання складчастих структур.

Найбільшими розривними порушеннями першої групи є Лихманівський, Саксаганський та Східний насуви і тектонічний зсув по контакту порід залізородної та сланцевої світ. Лихманівський насув має розвиток у межах західного борту Лихманівської синклінали. Він проходить по контакту порід метаморфічної серії і сірих гранітів кіровоградського типу, зрізує західне крило, а місцями деформує й східне крило Лих-

манівської синклінали, повністю знищуючи останню північніше шахти ім. М. І. Калініна.

Саксаганський насув простежується по всьому простягання Саксаганської смуги і представлений декількома зонами складнолускатої будови. Основна зона Саксаганського насуву зрізує східне крило Саксаганської синклінали й західне крило Саксаганської антиклінали, внаслідок чого ці складки є однокрилими.

У південній частині Саксаганського району насунання утворює з лінією середнього простягання порід гострий кут, а потім до рудника ім. Жовтневої революції проходить майже паралельно простягання порід. Північніше згаданого рудника насув доволі різко відхиляється на захід з переходом у породи верхньої сланцевої світ. Північніше рудника ім. М. В. Фрунзе морфологію насуву точно не встановлено.

Окремі насувні поверхні, що формують зону Саксаганського насуву, як правило, мають західне падіння під кутом від 45 до 85°. Вони відзначаються невитриманістю за простяганням й падінням, утворюючи іноді складну мережу тектонічних поверхонь, що переплітаються, незгідних з нашаруванням порід. Унаслідок цього загальна потужність зони прояву насувних переміщень змінюється у широких межах: від 50—100 до 300—400 м, а ув'язані між окремими насувами поверхні луски порід часто стають лінзоподібними. Крім того, у межах західного крила Саксаганської антиклінали, що зберегла в цілому свою структуру, також спостерігається декілька (3—5) лускатих насунань, які отримали назву Західної зони Саксаганського насуву й проходять паралельно простягання порід.

Східний насув й тектонічне порушення по контакту порід верхньої й середньої світ, як і Саксаганський насув, розвинені в межах Саксаганської смуги. Східне насунання проходить по контакту порід нижньої й середньої світ. Північніше рудника ім. Карла Лібкнехта, де цей насув чітко прослідковується, у ряді випадків виявлено зрізання порід талькового горизонту й окремих горизонтів нижньої й середньої світ. На руднику ім. Карла Лібкнехта й південніше від нього Східне насунання проявлене досить слабо і по ньому лише на окремих ділянках спостерігаються тектонічні рухи по контакту порід нижньої й середньої світ.

Тектонічний зсув по контакту середньої й верхньої світ є поздовжнім порушенням, для якого характерна внутрішньопластова роздробленість порід із численними площами мікрозсувів.

До найбільших діагональних порушень належить Діагональне порушення, що розвинуто у межах Саксаганської синкліналі на рудниках "Більшовик", ім. Жовтневої революції і ім. М. В. Фрунзе. Діагональне порушення відходить від Саксаганського насуву на території рудника "Більшовик", утворюючи із Саксаганським насупом у плані кут близько 20° і далі у північно-східному напрямку перетинає породи Саксаганської синкліналі, з'єднуючись на руднику ім. М. В. Фрунзе зі Східним насупом. По Діагональному порушенню з південного заходу на північний схід перемістився північний блок відносно південного на відстань близько 400—500 м. При цьому спостерігається зона брекчування і розсланцювання порід потужністю від 10 до 70 м. Падіння порушення до північного заходу під кутом близько $50\text{--}65^\circ$, яке близьке до падіння порід Саксаганської смуги.

Крім трансрегіонального і регіональних розломів на площі обох мегаблоків поширені локальні розривні тектонічні порушення, які перетинають або супроводжують контакти складчастих побудов і мають меншу протяжність. Здебільшого їхні зони заповнені тріщинуватими та розсланцьованими породами, брекчією, катаклазитами, мілонітами, часто разом з продуктами низькотемпературного метасоматозу (окварцювання, хлоритизації, епідотизації тощо). Нерідко в цих розломах є дайки діабазів і жили пегматитів.

Розривні порушення третьої групи, що мають субширотне простягання площі розривів, є найпоширенішими. Вони звичайно утворюють серії субпаралельних порушень, зумовлюючи блокову будову тієї або іншої частини складчастих структур. У північній частині Саксаганського району субширотні розривні порушення виповнені діабазами.

Крім зазначених вище розривних порушень у породах метаморфічної серії є багато інших дрібніших за розмірами і різних за простяганням тектонічних порушень. У породах метаморфічної серії не менш поширеними є тріщини окремостей, тріщини розшарування, тріщини відколу й різні типи кліважу, що детально описані М. П. Семененко (1946).

Серед розривних тектонічних порушень кристалічних порід розрізняють групи у відповідності до їхньої внутрішньої будови: розривні тектонічні порушення, де проявлено лише дислокаційний метаморфізм, представлений підвищеною тріщинуватістю, катаклазом, розсланцюванням, мілонітизацією. Крайнім ступенем механічного впливу дислокаційних порушень є утворення таких порід, як ультрамілоніти та

псевдотахіліти [Геолого-геофизическая ..., 2006; Государственная ..., 1992; Захаров и др., 2002]. Оскільки розривні порушення, де поширені процеси дислокаційного метаморфізму, слугують одночасно каналами для проникнення глибоких флюїдів, значна їх частина під впливом глибоких гідротермально-метасоматичних процесів перетворена у так звані тектонічно-метасоматичні зони (ТМЗ). Саме в таких зонах поряд з механічно зміненими первинними породами з'являються вторинні утворення, які, у свою чергу, розділяються на змінені вмісні породи та новоутворення, представлені жильними асоціаціями кварцового, кварц-сульфідного, апліт-пегматоїдного та іншого складу. Залежно від складу навколишніх порід і переважного складу проникних флюїдів виділено декілька типів ТМЗ, де поширені різні види гідротермально-метасоматичних перетворень.

На відміну від кристалічного фундаменту тектонічні особливості осадового чохла характеризуються відносно простою одноманітною будовою й зумовлені докембрійською тектонікою. Осадкові породи підвищеної потужності виповнюють понижені ділянки докембрійського рельєфу — Західнокриворізька й Східнокриворізька депресії. Залягання порід переважно субгоризонтальне з незначним схилом за простяганням депресій на південь, що спричинено загальним зануренням у південному напрямку поверхні кристалічного фундаменту.

Сучасні геодинамічні рухи та сейсмічність Кривбасу. Значно більший інтерес щодо тектонічної будови району становлять сучасні тектонічні процеси (неотектоніка).

Вимірювання напруженості у гірничих виробках центральної частини Криворізької зони методом повного розвантаження показало, що розломні ділянки характеризуються її підвищеними значеннями, пов'язаними із сучасними рухами земної кори. У сучасній активізації Східноєвропейської платформи (СЄП) основну роль відіграє Криворізько-Кременчуцький глибокий розлом (ККГР), тому для інструментального вивчення сучасних рухів земної кори уздовж розлому в 1960-ті роки був створений стаціонарний геодинамічний полігон [Ананьин, 1972]. Згідно з результатами досліджень, розлому відповідає зона аномально високих значень швидкості рухів — до 10 мм/рік (в окремі роки це є абсолютним максимумом для південно-західної частини СЄП). Причому по різні боки від ККГР земна поверхня піднімається з різною швидкістю: на захід від р. Інгул — до 11 мм/рік, а на схід — до 5 мм/рік.

Установлено, що значення швидкості сучасних вертикальних рухів, отриманих за різні проміжки часу уздовж однієї лінії спостережень (вимірів), відрізняються за величиною і навіть за знаком. Зміна знака рухів виникає за короткі проміжки часу (5—15 років), а у вертикальних рухах земної кори наявна компонента зміни напрямку з періодичністю, близькою до 1 року, та амплітудою до 12 мм/рік. Значні зміни модуля і напрямку векторів зсувів вказують на диференційований характер горизонтальних рухів по всій площі Криворізького регіону (до 3—10 мм/рік). Це, у свою чергу, свідчить про наявність зон тиску і розтягування, пов'язаних з розривними порушеннями і блоковими рухами, які спричиняють сейсмічні події різної потужності (див. рис. 1).

Під час проведення, з середини 1960-х років, на території Кривбасу стаціонарних геодинімічних досліджень методом повторних геодезичних спостережень Криворізькою геологорозвідувальною експедицією "Кривбасгеологія" під керівництвом О. І. Денісова, Р. Я. Самарського, А. Г. Бондарука [Ананьин, Лилиенберг, 1972] було встановлено, що в межах цієї території відбуваються новітні горизонтальні та вертикальні рухи блоків, обмежених розломами докембрійського часу закладення. Згідно з результатами вивчення неотектонічних рухів ширина зони Криворізько-Кременчуцького глибинного розлому на півдні району сягає 10, а на півночі 20 км. Найактивнішими є периферійні частини зони порівняно із центральною, загальна швидкість вертикальних рухів у її межах варіює від 2 до 3 мм/рік [Ананьин, Лилиенберг, 1972]. Крім активності Криворізько-Кременчуцької і Девладівської зон розломів підтверджено також існування Девладівської зони на захід від Криворізької структури.

Сучасні рухи зафіксовано й за межами Криворізько-Кременчуцької зони. Причому в західному напрямку (Інгулецький вал, Західноін-

гулецька структура) швидкість вертикальних рухів збільшується з півдня на північ, тоді як на схід Криворізької структури ця тенденція має зворотний характер, швидкість вертикальних рухів збільшується у південному напрямку. Слід також зазначити, що швидкість рухів за межами зони розлому трохи вища, ніж у її межах, і досягає 3,8 мм/рік. Спостерігається диференціація швидкостей вертикальних рухів і усередині самих блоків I порядку. Встановлено, що синформні структури характеризуються тенденцією до сповільнених вертикальних рухів порівняно з антиформними.

Крім вертикальних відбуваються й горизонтальні рухи, що фіксується відносним зануренням блоків. Однак наявні поодинокі спостереження на цьому етапі неотектонічних досліджень не дають змоги зробити однозначні висновки щодо зон тектонічних тисків і пояснити механізм рухів. Це питання потребує істотного довивчення за допомогою стаціонарних GPS-станцій, що, на наш погляд, відіграватиме значну роль при поясненні сучасних особливостей тектонічної будови кристалічного фундаменту.

Разом з проявами відносно повільних сучасних рухів у регіоні також зафіксовано прояви швидких рухів. У зоні впливу ККГР [Андрущенко и др., 2012, 2013; Здешиц та ін., 2015; Пигулевский и др., 2015] упродовж останніх двох десятиліть було зареєстровано значну кількість землетрусів з магнітудою до 4,6. Дані щодо землетрусів у районі м. Кривий Ріг, що відбулися за останні 10 років, наведено у таблиці (див. також рис. 1). Значення магнітуди землетрусів наведені за даними розрахунків, зареєстрованих станціями Головного центру спеціального контролю (ГЦСК) та Інституту геофізики НАН України (ІГФ) [Андрущенко и др., 2012, 2013; Пигулевский и др., 2015].

Координати епіцентрів і глибина вогнищ землетрусів мають такі значення: 48,03°N, 33,44°E,

Дати та параметри землетрусів, що відбулися в центральній частині Українського щита у 2007—2013 рр.

Дата			Час			Координати гіпоцентру			Магнітуда
Рік	м	д	год	хв	с	φ , °N	λ , °E	h , км	m_b
2007	12	25	04	09	31	48,03	33,44	16,0	3,9
2011	01	14	05	03	12	48,03	33,40	12,8	3,5
2013	06	23	21	16	33	48,10	33,47	11,6	4,6

16 ± 4 км (25 грудня 2007 р.); за даними ГЦСК 48,03 °N, 33,40 °E; ± 12,8 км (14 січня 2011 р.); 48,10 °N, 33,47 °E, ± 11,6 км (23 червня 2013 р.).

Як показано на рис. 1, епіцентри вогнищ землетрусів розміщуються у зоні Саксаганського розлому, поблизу полів шахтних виробок (25 грудня 2007 р.); між Західним і Тарапаківським розломами (14 січня 2011 р.); у зоні перетину Тарапаківського і Девладівського розломів (23 червня 2013 р.).

Отримані дані свідчать про сучасну неотектонічну активність Криворізько-Кременчуцької і Девладівської зон розломів протягом останніх 50 років [Государственная ..., 1992; Пигулевский и др., 2013, 2015; Здешиц та ін., 2015].

Висновки. Кристалічний фундамент Криворізького гірничорудного району складається з порід різного петрографічного складу, розбитий багатьма тектонічними порушеннями різних рангів, які розділяють його на рівновеликі блоки. Останні мають тенденцію постійного руху внаслідок діючих глибинних процесів.

За масштабами впливу розривні порушення Криворізького гірничорудного району розділено на ранги: I — трансрегіональний глибинний Криворізько-Кременчуцький розлом; II — регіональні розломи (Девладівський, Комісарівський та ін.); III — субрегіональні розломи; IV — локальні розривні тектонічні порушення. Перші дві групи розломів визначають переважно характер тектоніки протерозойського ярусу і частково архейського.

Основною розломною структурою є трансрегіональний глибинний Криворізько-Кременчуцький розлом, який в межах Кривбасу представлений багатоосовою системою порушень:

західна вісь — Західний розлом; центральна вісь — Тарапаківський розлом; східна вісь — Саксаганський та Східний розломи. Майже всі регіональні розломи складаються з двох-трьох зближених паралельних розривів.

Локальні розривні тектонічні порушення переважно пересікають або супроводжують контакти складчастих побудов. Їхні зони здебільшого заповнені тріщинуватими та розсланцьованими породами, брекчіями, катаклазитами, мілонітами, часто разом з продуктами низькотемпературного метасоматозу (окварцювання, хлоритизації, епідотизації тощо). Нерідко в розломах виділяють дайки діабазів і жили пегматитів.

На території Кривбасу можна виділити три основні групи розривних тектонічних порушень: субмеридіональні, що відповідають загальному простяганню найголовніших складчастих структур; діагональні, відповідні простяганню основних складчастих структур; субширотні, що є поперечними до простягання складчастих структур.

Більша частина розломів добре проявлена в геофізичних полях, що дає змогу їх виділяти за комплексом ознак у гравітаційних і магнітних полях й за результатами електрометрії. Вони переважно відображаються як протяжні лінійні зони. Над локальними розривними порушеннями фізичні поля мають мозаїчний характер.

У результаті розвитку і модернізації сейсмічної мережі України за останні 20 років у межах Кривбасу зареєстровано землетруси з магнітудою до 4,6, що підтверджує сучасну неотектонічну активність земної кори Криворізького гірничорудного району.

Список литературы

- Ананьин И. В., Лилиенберг Д. А. Соотношения современных вертикальных движений и сейсмичности Восточной Европы. В кн.: *Современные движения земной коры: труды VI Всесоюз. совещания и IV Межвед. совещания*. Таллин, 1972. С. 6—7.
- Андрущенко Ю. А., Кутас В. В., Кендзера А. В., Омельченко В. Д. Слабые землетрясения и промышленные взрывы, зарегистрированные на Восточно-Европейской платформе в пределах территории Украины 2005—2010 гг. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 3. С. 49—60.
- Андрущенко Ю. А., Кутас В. В., Кендзера А. В., Омельченко В. Д., Калитова И. А. Локальные землетрясения на Украинском щите. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 6. С. 116—129.
- Геолого-геофизическая модель Криворожско-Кременчутской шовной зоны Украинского щита. Под ред. Н. Я. Азарова. Киев: Наук. думка, 2006. 196 с.
- Государственная геологическая карта Украины. Масштаб 1 : 50000. Криворожский горнорудный район. Криворожская группа листов (М-36-139-Б, Г; М-36-140-А, В; L-36-7-Б; L-36-8-А). Сост. И. С. Паранько, В. К. Бутырин, Г. Е. Змеєвский и др. Київ: Геоінформ, 1992. 220 с.
- Захаров В. В., Мартинюк А. В., Токар Ю. Н. Дер-

жавна геологічна карта України. Масштаб 1 : 200 000. Серія Центральноукраїнська, аркуші: М-36-XXXIV (Жовті Води), L-36-IV (Кривий Ріг). Пояснювальна записка. Київ: Геоінформ, 2002. 101 с.

Здешиц В. М., Калініченко О. А., Пігулевський П. Г., Рибалко Б. І., Щербіна С. В. Дослідження мікросейсмічних явищ техногенного походження. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 5. С. 132—142.

Криворожская сверхглубокая скважина СГ-8. Под ред. Е. М. Шеремета. Донецк: Ноулідж, 2011. 555 с.

Пігулевський П. І., Свистун В. К., Щербіна С. В. О сейсмічному події в Кривбасі (Україна) і механізмі його очога. *Вестник ВГУ. Сер. Геологія.* 2015. № 1. С. 102—108.

Пігулевський П. І., Свистун В. К., Щербіна С. В. О тектоническом строении, геодинамических и сейсмологических особенностях Кривбасса. *Екологія і природокористування: Зб. наук. праць ІППЕ НАНУ.* 2013. Вип. 17. С. 37—46.

Семенов Н. П. Стратиграфия докембрия Украинского кристаллического массива. В кн.: *Геология СССР.* Т. 5. Ч. I. Москва: Госгеоиздат, 1958. С. 65—88.

Features of disjunctive tectonics of Krivoy Rog iron ore area

© P. G. Pigulevskyy, V. K. Svistun, Yu. P. Mechnikov, O. S. Kyrylyuk, Yu. V. Lisovoy, 2016

The article describes the features of display of faults on the territory of Kryvyi Rig mining area, characteristic of which is different by complicated tectonic structure and covers the main stages of the formation of the crust from the lower Archaean till Late Proterozoic. Faults in the form of wide zones of concentration of gaps, fractures, mylonitization, cataclase, brecciation, magmatism, metamorphism, play a major role in formation of the modern fold-block structure of Kryvbas are well traced in geophysical fields. The main fault structure of the district is the trans-regional deep Krivoy Rog-Kremenchug fault that within Krivbass is presented by multi-axial system of faults: western axis — West fault; the central axis — Tarapakovsky fault; Eastern axis — Saksagansky and East faults. Almost all regional faults consist of two or three closely spaced parallel ruptures. By length, the inner overlay, behavior in geophysical fields in Krivbass the faults are subdivided into three groups: submeridional, corresponding to general spread of the main folded structures; diagonal, corresponding to the spread of the basic fold structures; sub-latitudinal that are transverse to the spread of folded structures.

Key words: Kryvbas, tectonics, neotectonic structure, fault, seismicity.

References

Anan'in I. V., Lilienberg D. A., 1972. Ratios modern vertical movements and seismic activity in Eastern Europe. In: *Modern crustal movements: the works of VI All-Union. meeting and IV Interdepartmental meeting.* Tallinn, 6—7 (in Russian).

Andrushchenko Yu. A., Kutas V. V., Kendzera A. V., Omelchenko V. D., 2012. Weak earthquakes and industrial explosions recorded in the East European platform within the territory of Ukraine 2005—2010. *Geofizicheskiy zhurnal* 34(3), 49—60 (in Russian).

Andrushchenko Yu. A., Kutas V. V., Kendzera A. V.,

Omelchenko V. D., Kalitova I. A., 2013. Local earthquake on the Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy zhurnal* 35(6), 116—129 (in Russian).

Geological and geophysical model of Krivoy Rog-Kremenchug suture zones of the Ukrainian Shield, 2006. Ed. N. Ya. Azarov. Kiev: Naukova Dumka, 196 p. (in Russian).

State geological map of Ukraine. 1 : 50 000. Krivoy Rog Mining District. Krivoy Rog group sheets (M-36-139-B, G; M-36-140-A, B; L-36-7-B; L-36-8-A), 1992. Comp. I. S. Paran'ko, V. K. Butyrin, G. E. Zmevskiy et al. Kiev: Geoinform, 220 p. (in Russian).

- Zakharov V. V., Martynyuk A. V., Tokar Yu. N., 2002. State geological map of Ukraine. 1 : 200 000. Central Ukrainian Series, sheet M-36-XXXIV (Yellow Water), L-36-IV (Krivoy Rog). Explanatory letter. Kiev: Geoinform, 101 p. (in Ukrainian).
- Zdeshits V. M., Kalinichenko O. A., Pigulevskiy P. G., Rybalko B. I., Shcherbina S. V., 2015. Study of micro-seismic events technogenic origin. *Geofizicheskiy zhurnal* 37(5), 132—142 (in Ukrainian).
- Krivoy Rog ultra-deep well SG-8, 2011. Ed. E.M. Sheremet. Donetsk: Noulidzh, 555 p. (in Russian).
- Pigulevskiy P. I., Svistun V. K., Shcherbina S. V., 2015. About seismic event in Krivbass (Ukraine) and the mechanism of its centre. *Vestnik VSU. Ser. Geologiya* (1), 102—108 (in Russian).
- Pigulevskiy P. I., Svistun V. K., Shcherbina S. V., 2013. On the tectonic structure, geodynamic and seismic features Kryvbas. In: *Ecology and Nature: Coll. Sciences. works IPPE of NASU*, Is. 17, 37—46 (in Russian).
- Semenenko N. P., 1958. Stratigraphy of Precambrian Ukrainian crystalline massif. In: *Geology of the USSR*. Vol. 5, Part I. Moscow: Gosgeolizdat, 65—88 (in Russian).

Mathematical model of seismic signal, as a flow of physically non realizable single seismic waves

© V. S. Mostovoy, S. V. Mostovyi, 2016

Institute of Geophysics, NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine

Received June 15, 2016

Presented by the Editorial Board Member V. I. Starostenko¹

Запропоновано нову концепцію аналізу сейсмічних даних. Вона базується на попередньому вивченні сейсмічного фону. Для його параметризації використовується математична модель з фізично нездійсненними сигналами. Також пропонується специфічна математична модель самого сейсмічного сигналу. Особливість моделі полягає в тому, що вона дозволяє симулювати сейсмічні хвилі різними класами сигналів, кожен з яких з'являється в потці зі своєю тимчасовою затримкою. Цей процес розглядається на мікросейсмічному фоні. Природно моделювати потік фізично здійсненними сигналами. Мається на увазі, що сигнали не мають передісторії. Але таке уявлення сигналу неприйнятно з двох причин. Перша пов'язана з гладкістю сигналу в точці його появи на сейсмічному записі. Друга пов'язана з тим, що на фоні сейсмічного шуму не можливо чітко виділити час вступу сигналу. Остання обставина не дає можливості отримати точний детермінований час вступу сигналу. Тому час вступу сигналу представляється як випадкова величина з довірчим інтервалом, що залежить від рівня мікросейсмічного шуму. Поняття узагальненого сейсмічного сигналу представлено як функцію часу і вектора параметрів, які визначають його форму, енергію, місце в потоці інших сигналів, його спектральні характеристики і в цілому його поведінку в усій історії його існування. Будь-яка широко поширена модель сейсмічного сигналу є окремим випадком запропонованої моделі. Або, більш строго, будь-який інший клас широко відомих моделей сейсмічного сигналу є гіперплощиною в просторі параметрів запропонованої моделі.

Ключові слова: сейсмічний сигнал, випадковий потік, апостериорна вірогідність, сейсмічний шум, математична модель.

Introduction. For creation of a universal model of seismic signal we took into account the fundamental empirical research of seismic signal and mathematical models were used for their approximation [Berzon et al., 1962; Ricker, 1953]. Also we used the streaming nature of seismic process and we considered that seismic signal must be a wave as it was noticed in [Addison, 2002]. So far as the aim of discussed modeling is to use the model for estimating the real signal parameters, which is registered against the background microseismic noise, we use the next additional restrictions. The first one is connected with the accuracy of the signal parameter evaluation that is dependent on the background noise power. The second one is connected with the fact that such evaluation depends on the prehistory of signal energy. The prehistory we represent as a time of signal existence under the level of background noise. Key property of mathematical model of every seismic signal: is this signal model physically realizable or it isn't? We will set such a frame rule. If the mathematical model is different from physically realizable one in a selected metrics less than ϵ , we consider the model may be taken in as a physically realizable model. Of course the ϵ is dependent from the power of background noise. Note that the physical reliability of the signal is to satisfy two conditions. These conditions have causality and stability [Robinson, 1967].

¹ С учетом комментария В. Н. Пилипенко (с. 170).

Mathematical model. The seismic process as a stochastic one has a dual nature. The coda of seismic waves consists of superposition of a set of single waves. Every of these elements of a set is a supplement for this composition in different time. These time moments are the structure of stochastic flow. The second stochastic component of seismic process is the stochastic vector that defines the form of every single wave from this set. In proposed mathematical model of seismic process we assembled the parameters that are defining a flow nature of process and the stochastic vector of wave shape into common stochastic vector. This vector defines the every single wave in the set but when vectors are combined into matrix this matrix represents the whole process.

Stochastic flow process. Taking into account the physical essence of Bernoulli flow as flow of points we stopped our attention at this one as a more suitable to model the real seismic process. Without loss of generality in mathematical modeling of seismic process we shall use Bernoulli one as one of possible flow process.

In definition of stochastic Bernoulli process we shall be followed by [Bolshakov, 1969]. We call Bernoulli flow such a stream in which the events are falling out independently, and their number in the Ω area is fixed or, in more general case, do not exceed the specified number K . Let into Ω area there are appeared K or less then K events, but no more than K , that occurs with known partial probability density $e_i(t, \mathbf{P}_i)$, $i = 1, K$. \mathbf{P}_i is vector of free parameters of distribution. Moreover the events under number i might be not occurred because of the fact that for probability p_i of such event it is permitted to be less than unit. It depends from area Ω .

$$p_i(\Omega, \mathbf{P}_i) = \int_{\Omega} e_i(t, \mathbf{P}_i) dt \leq 1, \quad i = 1, K. \quad (1)$$

From our point of view we stopped our attention at Bernoulli process as a more suitable to model the real seismic one. Without loss of generality in mathematical modeling of seismic process we shall use Bernoulli one as one of possible. For modeling seismic background we use Poisson process as a flow arrival time of a single microseism.

Mathematical model of isolated single generalized seismic impulse. In composing the mathematical model of seismic signal we are basing on the results of fundamental empirical researches of seismic signal. The big part of these outcomes are reflected in [Berzon et al., 1962]. To follow this result we have a possibility to formulate the main requirement to mathematical model of seismic signal. It should be compatible with the physical principles of mechanics on the one hand. And the same time model should satisfy the requirements of a particular mathematical model in estimating the parameters in the optimization procedure with the other hand. But these principles are included partly in mutual contradiction. And we have to smooth these differences due to the approximation approach to solving the problem. Moreover, it is unavoidable in the conditions of the presence of natural microseismic background.

We have to taking into account seismic signal has to satisfy the three main properties [Berzon et al., 1962]. The specifics of these properties in are not discussed in rigorous manner but rather verbal one. Into mentioned investigation there is assumed that the signal is physically realizable one and is considered it is appearing at the moment $t = 0$. The prehistory of seismic process before the signal appearance is not discussed. The set of successful examples of the mathematical models of signal are given. The requirements are as the following.

1. The duration of impulse has to be approximately not less than duration of several the dominant periods.
2. The seismic impulse has to have the smooth pulse envelope function. The beginning of velocity equals zero. Its smoothing degree has to be not less than degree of smoothing acceleration.
3. The wave front of seismic impulse has to be rather smooth one. Its smoothing degree has to be not less than degree of smoothing acceleration. It means at beginning of ground motion the speed is equal zero. The first derivative, which has discontinuity might be starting not before than with acceleration.

We complete the requirements to a single seismic signal in more rigorous manner following for [Robinson, 1967; Addison, 2002]. In order to be classified as a single seismic signal $S(t)$, this function must satisfy certain mathematical criteria. The first one is stability. It means to have finite energy E in L_2 metric:

$$E = \int_{-\infty}^{\infty} (S(t))^2 dt < \infty. \quad (2)$$

The second one have to be a causal function. It means to satisfy such requirement:

$$\int_{-\infty}^{\infty} (S(t))^2 dt = \int_{\tau}^{\infty} (S(t - \tau))^2 dt. \quad (3)$$

The last property means the signal has a prehistory in which it does not exist and appears only after moment τ .

Together, these mentioned conditions are known as physically realizable requirements.

And the last condition for the signal is to be a wave. It means to satisfy such requirement as it does not contain constant constituent in Fourier transform. If $\tilde{S}(f)$ is the Fourier transform of $S(t)$, i. e.

$$\tilde{S}(f) = \int_{-\infty}^{\infty} S(t) e^{-i(2\pi f)t} dt. \quad (4)$$

Than such a condition must be fulfilled

$$\int_0^{\infty} \frac{|\hat{\Psi}(f)|^2}{f} df < \infty. \quad (5)$$

But working with such a kind of model for the flow of signals are associating with the difficulties with using of the variation approach [Kirkpatrick et al., 1983] to the problem of estimating the parameters of the flow. To say more accurate to calculate analytically the derivatives of parameters associated with the appearance of signals in the stream. Taking into consideration that the process is accompanied by micro-seismic background [Mostovoy et al., 2008], we cannot accurately estimate the parameters of the signal in the stream. This caused the need to consider the model physically unrealizable signals, but other than realizable ones is not more than the amount of the background power in metric L_2 .

Heaviside function is used in mathematical model of seismic signal in [Mostovoy, Mostovyi, 2014]. The cumulative probability function (1) as a function of t (upper limit of integral in (1)) is a probability of arrival time of the signal number i . Moreover vector \mathbf{P}_i has components P_{i1} — mathematical expectation and P_{i2} — a dispersion. For instance when we use $p_i(t, \mathbf{P}_i)$ normal distribution in our mathematical model we use it as an approximation of Heaviside function. If we approximate a cumulative probability function of the normal distribution the degree of approximation quality is determined by the dispersion of the distribution. The smaller the variance P_{i2} more accurate approximation of the Heaviside function. But this approximation is infinitely differentiable at each point in contrast to the Heaviside function. The same parameter is the variance of the distribution of the signal appearance. Naturally, this dispersion depends on the power of the background. Hereinafter we'll use instead of Heaviside function for ranging signals not a real Heaviside function, but a mollified approximation $H(t, \tau, \sigma)$, which is infinitely differentiable. The last condition is necessary for optimization approach to the solution [Evans, 1998]. $H(t, \tau, \sigma) = F(t, \tau, \sigma)$, where $F(t, \tau, \sigma)$ is cumulative normal distribution function with dispersion σ that is depending on background power.

Let us define the single seismic signal $S(t, \mathbf{P})$ as a function of argument t and of a vector \mathbf{P} that consists of eight free parameters of model. The transposed vector \mathbf{P}^T looks like as following:

$$\mathbf{P}^T = (\tau, a, \alpha, \omega, \gamma_1, \gamma_2, \psi, \sigma), \quad (6)$$

where: τ stands as an arrival time of this signal in a wave train; a is an amplitude of signal; α is a damper in form characteristic of signal; ω is an angle frequency in carrier function; γ_1 is a damper power in form characteristic of signal; γ_2 is a growing power of signal front in form characteristic; ψ is a carrier function phase shift; σ is dispersion of Heaviside approximation. We choose such a model of single seismic signal $S(t, \mathbf{P})$:

$$S : \mathbb{R} \times \mathbb{R} \times [-A, A] \times \mathbb{R}_+ \times [\Omega_1, \Omega_2] \times \mathbb{N} \cup \{0\} \times \mathbb{N} \cup \{0\} \times \mathbb{R}_+ \times \mathbb{R}_+ \cup \{0\} \rightarrow \mathbb{R},$$

$$S(t, \mathbf{P}) = H(t, \tau, \sigma) a(t - \tau)^{\gamma_1} \exp\left\{-\left(\alpha(t - \tau)^{\gamma_2}\right)\right\} \sin(\omega((t - \tau) - \psi)),$$

$$\mathbf{P}^T = (\tau, a, \alpha, \omega, \gamma_1, \gamma_2, \psi, \sigma).$$
(7)

We can see this function is the point into eight dimension space of free model parameters and time τ

$$S(t, \mathbf{P}) = Cr(t, \omega, \psi) En(t, \tau, a, \alpha, \gamma_1, \gamma_2, \sigma).$$
(8)

This chosen function as mathematical model of generalized seismic signal (8) is convenient to represent by the product of two independent factors: $Cr(t, \omega, \psi)$ and $En(t, \tau, a, \alpha, \gamma_1, \gamma_2, \sigma)$. The first one of the product in (8) is the carrier frequency function. In signal model it is responsible only for carrier frequency parameters

$$Cr(t, \omega, \psi) = \sin(\omega(t - \tau) + \psi).$$
(9)

The second factor in (8) is enveloping function $En(t, \tau, a, \alpha, \gamma_1, \gamma_2, \sigma)$ which is responsible for the shape of this single signal and for the placement of this signal in the streaming process. By the way the function $H(t, \tau, \sigma)$ in envelope function is responsible for signal shape in period before its appearance up to the time of overcoming the noise threshold. Another part of (10) controls the signal shape after the time of overcoming mentioned threshold.

$$En(t, \tau, a, \alpha, \gamma_1, \gamma_2, \sigma) = H(t, \tau, \sigma) a(t - \tau)^{\gamma_1} \exp\left\{-\left(\alpha(t - \tau)^{\gamma_2}\right)\right\}.$$
(10)

Particular cases. The universal impulse model gives us ability to get different models which are spread used in practice. For this aim we have to choose the vector of free parameters in full space or in hyperplane of this space or in a crossing some of hyper-planes. For instance if we choose the vector \mathbf{P} when $\gamma_1 = 1$ and $\gamma_2 = 1$ it is a crossing of two hype-planes. We get the well known Berlage impulse [Berzon et al., 1962]. So vector \mathbf{P} looks like as following: $\mathbf{P}^T(\tau, a, \alpha, \omega, 1, 2, \psi, \sigma)$. In such case free parameters give us dot in $(n - 2)$ dimension space ($n = 8$) and result looks like as (11).

$$S(t, \mathbf{P}) = H(t, \tau, \sigma) a(t - \tau) \exp\{-\alpha(t - \tau)\} \sin(\omega((t - \tau) - \psi)).$$
(11)

Another example when the vector $\mathbf{P}^T(\tau, a, \alpha, \omega, 0, 2, \psi, \sigma)$. when $\gamma_1 = 0$ and $\gamma_2 = 2$ it is a crossing of two hypeplanes as well. We get the well known Puzirov impulse [Berzon et al., 1962]. In such case all free parameters give us dot in $(n - 2)$ dimension space and result is given as (12).

$$S(t, \mathbf{P}) = H(t, \tau, \sigma) a \exp\left\{-\left(\alpha(t - \tau)^2\right)\right\} \sin(\omega((t - \tau) - \psi)).$$
(12)

The third important particular case is discussed in [Berzon et al., 1962] it is damping sinusoid. In this case vector \mathbf{P} will be as $\mathbf{P}^T(\tau, a, \alpha, \omega, 0, 1, \psi, \sigma)$. Result will be

$$S(t, \mathbf{P}) = H(t, \tau, \sigma) a \exp\{-\alpha(t - \tau)\} \sin(\omega((t - \tau) - \psi)).$$
(13)

Numerical simulation. Numerical experiment was directed at simulation all discussed aspect of proposed mathematical model of seismic data analysis when the data is a wave flow against background. To check up a possibility to get the information about signal behaviour under background by using specific unrealizable seismic signals models. Under such condition estimation of wave parameters might be only in probability sense. Background noise was simulated as Poisson flow (Fig. 1). Waves flow was simulated as Bernoulli stream of discussed signal models (Fig. 2). The mo-

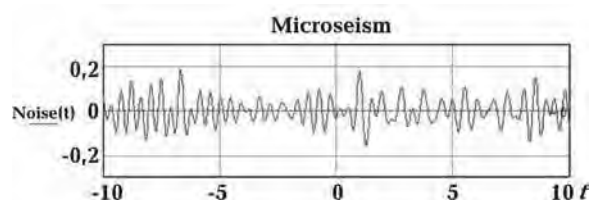


Fig. 1. Here is represented simulation of microseismic background noise as Poisson flow of microseismic signals with intensity one per one second. In metric C power is at level 2.

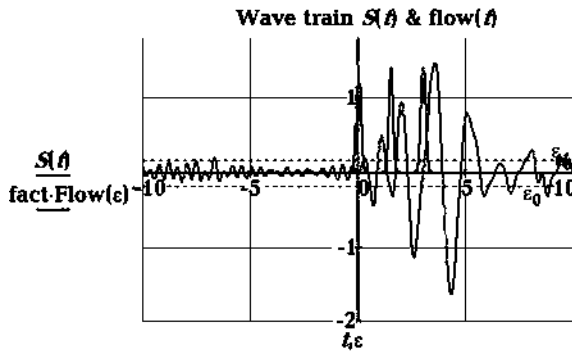


Fig. 2. Here is represented a simulation of Bernoulli flow of seismic waves against microseismic background noise. The wave train is consisted from three unresolved signals. Three sharp curves are evaluated a posteriori probability density of parameters τ . The result was got by variation method by Levenberg—Marquardt algorithm [Pujol, 2007].

del of wave train is determined by matrix

$$\mathbf{M} = \left\{ \mathbf{P}^{(1)}, \mathbf{P}^{(2)}, \mathbf{P}^{(3)} \right\}.$$

Conclusions. A new conception of seismic data analysis is proposed. It is based on preliminary studying seismic background. Its characteristic is a base for using mathematical models of non realizable seismic signals. The specific mathematical model of the seismic signal is proposed as well. If we take into account the seismic background, the timing of the seismic wave packet can be estimated only as a posteriori characteristics in the form of a random vector. These estimates are based on the power of this background, proposed as a functional vector probability density functions or confidence intervals matrices.

Mathematical model of seismic signal, as a flow of physically non realizable single seismic waves

© V. S. Mostovoy, S. V., Mostovyi, 2016

The new conception of seismic data analysis is proposed. It is based on preliminary studying of seismic background. Its characteristics are a base for using mathematical models of non realizable seismic signals. The specific mathematical model of the seismic signal is proposed as well. The peculiarity of the model is that it allows you to simulate the flow of seismic waves of different classes each of them appears in the stream with specific time delay. This process takes place against the micro-seismic background noise. It is natural to model the flow of signals by the physically realizable signal. It means those signals which do not have a trace in prehistory. But this representation of the signal is unacceptable for two reasons. The first one is related to the smoothness of the signal at the time of its appearance on the seismic record. The second one is related to the fact that the fade of the signal in the noise does not allow us to determine the time of its appearance on the record accurately. The latter circumstance does not leave us the possibility to simulate the time of the signal occurrence by using the determined value. Therefore, the time of occurrence of the signal is simulated by random variable with variance depending on the level of micro-seismic background. We introduce the notion of generalized seismic signal as a function of time and of the vector of parameters, which determine its shape, the energy, the place in flow of the other signals, spectral characteristics, and in general behaviour in the entire history of its existence. Any widely spread seismic signal models used in practice are a particular case of this one. Or in a more rigorous approach to the definition the different particular cases of the signals classes are transformed into the different hyper-planes into space of parameters.

Key words: seismic signal, stochastic flow, a posterior probability, seismic background noise, mathematical model.

References

Addison P. S., 2002. The illustrated wavelet transform handbook. Institute of Physics Publishing, Bristol. 353 p.

- Berzon I. S., Epinateva A. M., Pariyskaya G. N., Starodubrovskaya S. P.*, 1962. Dynamical characteristics of seismic waves in real media. Moscow: Moscow: Publ. House of the USSR Academy of Sciences, 511 p. (in Russian).
- Bolshakov I. A.*, 1969. Stochastic problem of signal flow extraction from background noise. Moscow: Sovetskoye radio, 464 p. (in Russian).
- Evans L. C.*, 1998. Partial Differential Equation. In: *Graduate Studies in Mathematics*. Providence, RI: Amer. Math. Soc. 19.
- Kirkpatrick S., Gelatt C. D., Vecchi M. P.*, 1983. Optimization by simulated annealing. *Science* 220, 671—680.
- Mostovoy V. S., Mostovyi S. V.*, 2014. Estimation of the seismic waves parameters. *Dopovidi NAN Ukrainy* (2), 118—123 (in Russian).
- Mostovoy V. S., Mostovyi S. V., Panchenko M. V.*, 2008. Seismic signal and microseismic background phone (mathematical models and estimations). *Geoinformatica* (1), 28—38 (in Russian).
- Pujol J.*, 2007. The solution of nonlinear inverse problems and the Levenberg—Marquardt method. *Geophysics* 72(4), W1—W16.
- Ricker N.*, 1953. The form and laws of propagation of seismic wavelets. *Geophysics* 181, 10—40.
- Robinson E.*, 1967. Predictive decomposition of time series with application to seismic exploration. *Geophysics* 32(3), 418—484.

Комментарий к статье V.S. Mostovoy, S.V. Mostovyi "Mathematical model of seismic signal, as a flow of physically non realizable single seismic waves"

© В.Н. Пилипенко, 2016

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 19 сентября 2016 г.

Представлено членом редколлегии В.И. Старостенко

Из названия статьи и первых слов ее текста следует, что авторы предлагают некоторую специфическую модель сейсмического сигнала для реализации новой концепции анализа сейсмических данных. Если упоминается слово "model", следовательно предполагается и операция "modeling". Понятие "modeling" в сейсмике имеет двойной смысл. Определение волнового поля по известным характеристикам среды и сигнала означает "forward modeling", а обратная процедура анализа волнового поля именуется "inverse modeling" (Sheriff R. E., 2002. Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics (fourth edition). SEG, 249 p.). Если используется термин "modeling" без прилагательного, то имеется в виду "forward modeling" (Шерифф Р., Гелдарт Л., Сейсморазведка. Обработка и интерпретация данных. Т. 2. Москва: Мир, 1987. 223 с.). Однако в статье речь идет об анализе сейсмических данных, что, видимо, предполагает постановку некоторой задачи ("inverse modeling") по определению параметров сейсмических сигналов в рамках стохастического подхода, но эта задача четко не сформулирована. В частности, нет информации об исходных сейсмических данных, которые должны подвергаться анализу.

Попробуем, ориентируясь на содержание статьи, кратко сформулировать задачу, которую предполагают решать авторы.

Исходные данные задачи:

- наблюдаемая сейсмическая запись определенной длины, на которой зарегистрировано ограниченное число сигналов различного типа при наличии фона сейсмических помех;
- банк функций, аналитически описывающих возможные типы сигналов, присутствующие на записи.

Искомые результаты решения задачи:

- положение на записи каждого сигнала;

- числовые значения параметров по каждому сигналу согласно описанию, приведенному для данного типа сигнала в упомянутом банке;
- числовые значения дисперсии, полученные при расчете параметров сигналов.

Название статьи, которое можно перевести "Математическая модель сейсмического сигнала, как некоторый поток физически нереализуемых отдельных (одиноких) сейсмических волн", отражает лишь один из аспектов решения данной задачи. А именно, привлечение к решению задачи по определению значений параметров сейсмических сигналов стохастической информации о сейсмическом шумовом фоне.

Из начальной части статьи "... new conception of seismic data analysis ... is based on preliminary studying seismic background" следует вывод о важной роли, которую авторы отводят сейсмическому шуму в процессе решения данной обратной задачи. Причем "предварительное изучение сейсмического фона", видимо, завершается моделированием естественного сейсмического шума пуассоновским потоком: "Background noise was simulated as Poisson flow". Таким образом, на предварительном этапе предполагается выполнить обратное моделирование (inverse modeling) с целью определения параметров пуассоновского процесса по сейсмическому фону. В статье нет информации о том, как проводится "предварительное изучение", и как выполняется это обратное моделирование.

Все описание основного процесса анализа сейсмической записи в рамках стохастического потока Бернулли с применением вариационного метода и параметрической оптимизации по алгоритму Левенберга—Марквардта изложено весьма кратко, преимущественно в тезисной, вербальной форме. При таких обстоятельствах особое значение приобретает эксперимен-

тальное подтверждение состоятельности "new conception of seismic data analysis". Но раздел статьи "Numerical simulation", посвященный этому вопросу, также изложен очень сжато. В нем приведен численный пример анализа модельной сейсмической записи, которая образуется в процессе инициирования трех сейсмических импульсов на фоне случайных сейсмических помех.

В качестве результата численного эксперимента демонстрируется лишь три графика на временной оси, которые определяют области вероятного времени прихода каждого из трех сигналов. Параметр τ , соответствующий времени прихода сигнала, входит в число шести параметров, которые подлежат расчету по каждому сигналу.

К сожалению, в статье полностью отсутствует информация о значениях параметров сигналов (в сумме 18, включая и τ), которые были использованы на этапе формирования модельной сейсмической записи. Поскольку в этом случае речь должна идти о прямом моделировании ("forward modeling"), то при инициировании указанных сигналов на исходной модельной сейсмической записи сигналы не могут содержать свободных параметров. Все параметры, предусмотренные в описании сигналов, должны были быть представлены в числовом виде, а их значения необходимо было учесть при модельном расчете исходной сейсмической записи. Не имея численных параметрических данных по исходной сейсмической записи, затруднительно в последующем провести сравнительную оценку результатов данного численного эксперимента.

В процессе решения обратной задачи должны быть определены численные значения "сво-

бодных параметров", а это те же 18 параметров, о которых речь шла выше, но уже в рамках модели, используемой в "inverse modeling". Полученные в результате расчетов значения этих параметров (математические ожидания) в статье отсутствуют.

Таким образом, можно сделать вывод, что в статье при описании численного эксперимента не приведены ни исходные численные значения сигнальных параметров, ни их значения, полученные в результате расчетов, выполненных авторами в процессе анализа исходной сейсмической записи.

Читателю данной статьи, возможно, было бы интересно познакомиться с предыдущей публикацией авторов (Mostovoy V.S., Mostovyi S.V. Estimation of the parameters of seismic waves. Доп. НАН України. 2014. № 2. С. 118—123). В этой публикации рассматривается аналогичная задача, но с позиций ее детерминированного решения. Обе эти статьи объединяет сходное параметрическое описание сейсмических сигналов, а также привлечение метода Левенберга—Марквардта и вариационного метода к расчету сигнальных параметров. К сожалению, ни практического, ни модельного примера, подтверждающего правомерность такой постановки задачи, в упомянутой публикации не найти.

Возможно, что в случае полноценного экспериментального опробования двух алгоритмов анализа сейсмических данных, приведенных в этих публикациях, и сравнения полученных результатов у авторов появятся убедительные доказательства в пользу применения именно "Mathematical model of seismic signal, as a flow of physically non realizable single seismic waves" при расчетах параметров сейсмических сигналов.

*Посвящается Георгию Ивановичу Елисееву —
первому руководителю группы ядерной геофизики
на руднике “Каула-Котсельваара” комбината
“Печенганикель”*

Достояние мировой геологии и подземный ядерный моги́льник

© В. Н. Комлев, 2016

Апатиты, Россия

Поступила 1 июня 2016 г.

Представлено членом редколлегии В. И. Старостенко

Рассмотрен пример применения архивных геологических материалов для выбора места захоронения радиоактивных отходов.

Ключевые слова: Кольская сверхглубокая скважина, разведочные скважины, радиоактивные отходы, захоронение, Печенгская вулканогенно-осадочная структура.

Существует важная горно-геологическая задача (при геологическом приоритете) по изоляции в земных недрах радиоактивных отходов (РАО). К сожалению, ФГУП “Национальный оператор по обращению с радиоактивными отходами” (ФГУП “НО РАО”) испытывает, мягко говоря, трудности при обосновании мест подземного размещения/захоронения РАО (<http://zmdosie.ru/chitalnyj-zal-zm/stati/5974-zakhoronenie-radioaktivnykh-otkhodov-prikladnoj-sistemnyj-analiz>; <http://viperson.ru/articles/zahoronenie-radioaktivnyh-otkhodov-sistemnyu-analiz>). Необходима помощь “гражданских” геологов при обсуждении проблемы и выборе сильных решений, основанная на их знаниях и опыте, а также на ресурсах геологической отрасли России. Согласно этому, предложен вариант площадки для РАО (прежде всего, высокой активности).

Сошлемся на пример локального хорошего качества горного массива вблизи знаменитой Кольской сверхглубокой скважины в пределах Печенгского рудного поля (СГ-3, [Филимонов, 1992], раздел “Характеристика гидрогеологических условий”, табл. 4.2.2, приложение № 65). Разведочные скважины 3360 и 3344 заложены

на расстоянии примерно 1 км одна от другой. На глубинах 300—1000 м вмещающие их породы вне рудных тел устойчиво имеют коэффициент фильтрации (поинтервальное/детальное опробование уникальным оборудованием, институт ВСЕГИНГЕО) большей частью на один-два порядка меньше границы допустимых значений для приповерхностного и подземного размещения РАО (0, 001 м/сут), которая инструментально на практике надежно выбраковывает различного генезиса зоны активного водообмена. Условный блок 1 км × 1 км × 1 км — штатный проектный объем, позволяющий разместить основные сооружения подземного моги́льника (РАО-модули в виде горных выработок или скважин большого диаметра). Залегающие чуть выше породы являются относительным водоупором (зона глубин 150—200 м). Сква. 3360 вскрыла руду лишь на глубине порядка 1 км. Отстоящая от нее на 700 м СГ-3 (в том же комплексе пород) до этой глубины не показала даже признаков никеля. Следовательно, обозначенный скв. 3344 и 3360 блок безрудных пород высокого качества имеет потенцию прирастать (по крайней мере, в сторону СГ-3).

Вблизи скв. 3360 и 3344 есть и другие с кер-

новым опробованием пустых пород, но гидрогеологическое их поинтервальное опробование специалистами ВСЕГИНГЕО не входило в задачи разведки на медно-никелевые руды. Гидрогеологические исследования собственными силами Мурманской ГРЭ по упрощенным методикам также показали неплохие интегральные результаты по соседним скважинам в целом, хотя и не отбраковывали верхние (естественно весьма обводненные) их участки (скв. 3218 и 3221). Неплохая гидрогеология и по породам, вскрытым другими скважинами изученного участка (скв. 3228, 3240, 3223, 3313, 3337).

Фактически мы имеем хорошо разведанную, с керновым материалом, вблизи геологической СГ-3 и г. Заполярный готовую площадку (уникальный исследовательский полигон на базе разных скважин) для дальнейших работ по могильнику. Она уже сейчас обеспечивает надежные знания о "эксплуатационном блоке" глубиной до 1 км и его "фундаменте" до 12 км. Загрузка любого объекта РАО 1-й и 2-й категории (высокой активности) может состояться не ранее, чем через 30—50 лет. Якобы мешающая добыча полезных ископаемых на этой и других площадках северной части Печенгской структуры к тому времени прекратится из-за полного и достоверного исчерпания рудных запасов. Нигде таких условий нет и не будет.

Уникальный подземный могильник федерального/мирового класса необходимо пристраивать к достойному природно-техническому наследию. Но не к Красноярскому горно-химическому комбинату, а к Кольской сверхглубокой скважине. Умели люди раньше выбирать места. Хотя И.В. Сталин и верно выбрал Красноярск, но при ином понимании государственной безопасности. Для геологической/вечной изоляции РАО площадка СГ-3 подходит лучше.

Возможно, приведенный пример является идеальным. Думается, близкие ему есть и на других участках Печенгской структуры (обратите внимание на порядок чисел в номерах скважин, свидетельствующий об объемах выполненной геологоразведки). Об этом же свидетельствуют два экспертных заключения по гидрогеологическим условиям Печенгской осадочно-вулканогенной структуры в контексте перспектив захоронения РАО, подготовленные в 1999 г. главным гидрогеологом Мурманской ГРЭ Г.С. Мелиховой по моей просьбе на основании анализа многих материалов гидрогеологических исследований при поисково-разведочных работах в регионе на медно-никелевые руды, поисково-разведочных работ на воду, гидрогеологических наблюдений в подземных выработках и карьерах при добыче руд, государственной отчетности по водному хозяйству, а также на основании личного обследования рудника "Северный" совместно с начальником Мурмангеолкома Н.И. Бичуком, некоторыми главными специалистами рудника и комбината "Печенганикель". Г.С. Мелиховой использованы также вспомогательные материалы газовой съемки и другие. Кроме того, по многолетним данным геологоразведочных работ различного назначения потенциал северо-западной части Мурманской области относительно проблемы захоронения РАО площадками Печенгской структуры не исчерпывается.

Есть ли какое-либо подобие идеальному примеру от Печенги в геологических материалах ФГУП "НО РАО" по потенциальному Красноярскому могильнику и другим? А также в предложениях извне Росатома по другим площадкам Кольского полуострова? Скважины участков "Енисейский", "Губа Башмачная" и "Дальние Зеленцы" — "в студию" для сравнения!

Список литературы

Филимонов Ю.И. Отчет о результатах предварительной разведки месторождения Верхнее, восточного фланга и глубоких горизонтов месторождения Спутник с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.1992 г. Мурманская геологоразведочная экспедиция, Печенгская геологоразведочная партия, 1992 г.

World geological assets and underground nuclear final storage facility

© *V. N. Komlev, 2016*

There is considered an example of using archival geological materials to choose the site for a burial place of radioactive waste.

Key words: the Kola Superdeep Borehole, trial boreholes, radioactive waste, burial, the Pechenga volcanic-sedimentary structure.

References

Filimonov Yu. I., 1992. Report on the results of preliminary exploration field Superior, eastern flanks and deep horizons of the deposit Satellite reserves estimation as of 01/01/1992. Murmansk prospecting expedition, exploration Pechenga Party.

ПРИВЕТСТВИЕ ПРОФ. О. М. РУСАКОВУ В СВЯЗИ С 80-ЛЕТИЕМ



О. М. Русаков на фоне суши и моря (район Фороса, Крым), 2010 г.

13 октября 2016 г. исполнилось 80 лет одному из ключевых научных сотрудников Института геофизики НАН Украины, ветерану Института Олегу Максимовичу Русакову. Имя Олега Максимовича хорошо известно геофизикам и геологам далеко за пределами Украины по его публикациям в ведущих научных отечественных и международных журналах и монографиях, а также по активному участию в выполнении многочисленных международных проектов и программ.

К 70-летию юбилею Олега Максимовича была опубликована хорошая, информативная статья о его основных датах жизни и результатах производственной, научной, педагогической и организационной работы [Олегу ..., 2006]. В последние 10 лет Олег Максимович по-прежнему активно работал. В настоящей публикации осветим результаты его научной деятельности за этот период, а также дополним некоторые сведения о нем, приведенные в статье [Олегу ..., 2006], т. е. относящиеся к предыдущим годам. Подчеркнем, что Олег Максимович по складу характера и стилю работы не является исследователем-одиночкой. Как правило, он работает в составе формальных или неформальных коллективов, где каждый вносит свой вклад в полученный результат. Но вклад Олега Максимовича в суммарный результат всегда ли-

бо основной, либо один из основных. Это обычный стиль работы коллективов, состоящих из честных исследователей, работающих в какой-либо естественно-научной дисциплине, требующей проведения натурных экспериментов, а также обработки и истолкования их результатов.

Формальная и неформальная оценка научной деятельности О. М. Русакова. Проведем такую оценку двумя способами — инновационным, который на Украине пока не получил официального признания, и традиционным, процветающим у нас с советских времен. Сущность первого подхода заключается в следующем.

В 2005 г. в трудах Национальной академии наук США аргентино-американский физик Х. Хирш впервые предложил количественную оценку (h -index, или индекс Хирша) продуктивности ученого либо за весь период его деятельности, либо за избранный отрезок времени [Hirsch, 2005]. Эта оценка сразу получила всемирное признание. Об этом свидетельствуют более 5800 ссылок на статью Х. Хирша, и, что самое главное, за рубежом h -index стал решающим фактором оценки деятельности научного работника при выделении грантов, присуждения престижных премий или осуществления кадровой политики.

В последнее десятилетие h -index стал наиболее объективным показателем профессиональной деятельности ученого, поскольку эта оценка одновременно учитывает как количество его публикаций, так и количество ссылок на них. Очевидно, что индекс Хирша обеспечивает более адекватную рейтинговую оценку исследователей, чем число их публикаций либо их цитирований.

Индекс Хирша равен h , если автор опубликовал h статей, каждая из которых процитирована не менее h раз. Например, h -index научного сотрудника равен 10, если на каждую из его 10 публикаций приходится не менее 10 ссылок.

Индекс Хирша определяется по международным библиографическим базам данных, причем они престижнее даже в тех странах, где создана своя система (например, в России). Каждая наукометрическая система проводит свою специфическую политику отбора публикаций. Всемирно признанная база данных Web of Sci-

енсе (WOS) осуществляет поиск публикаций среди англоязычных импактных журналов с 1898 г. Она не включает монографии и отдельные статьи в специализированных изданиях, опубликованных до 2005 г., труды конференций, симпозиумов и семинаров (без компетентной оценки их влияния на развитие исследований), патенты и т. д.

В системе SCOPUS (SC) учитываются научные журналы, материалы конференций и серийные книжные издания, которые отбираются после многоступенчатого оценивания, а окончательное решение принимает авторитетная комиссия. В ней требование наличия импакт-фактора (индекса влиятельности) не является обязательным. Все ведущие журналы WOS включаются и в SC.

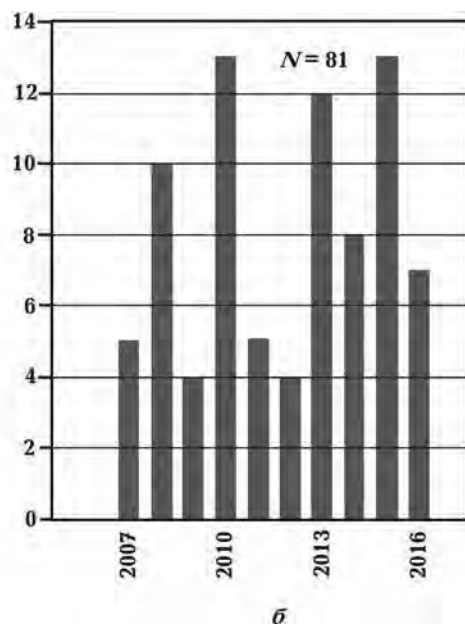
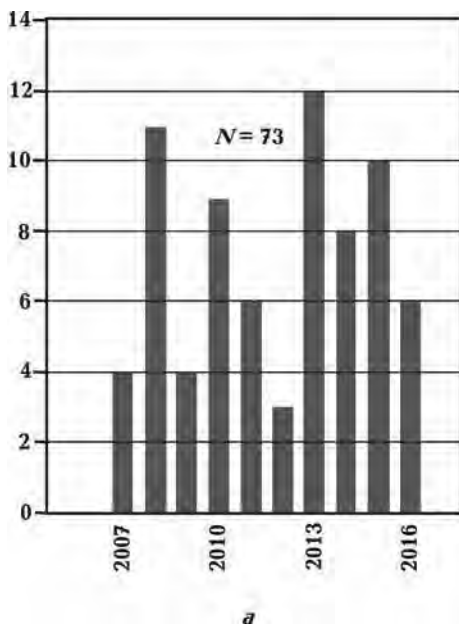
Бесплатная общедоступная система цитирования Google Scholar (GS) без каких-либо определенных критериев индексирует статьи, диссертации, книги, рефераты и отчеты, опубликованные издательствами научной литературы, профессиональными ассоциациями, высшими учебными заведениями и другими научными организациями. При этом она использует различные национальные базы данных, а также WOS и SC.

При всех преимуществах система SC не подходит для подсчета h-index Олега Максимова, поскольку учитывает публикации лишь с 1996 г, а его статьи появились в рейтинговых

журналах на 30 лет раньше [Русаков, 1966; Burlatskaya et al., 1970; Rusakov, Zagniy, 1973 а, б; Chekunov et al., 1984; Belousov et al., 1988; Starostenko et al., 2004].

Поскольку h-index объективно зависит от использованной базы данных, для Олега Максимова он подсчитан согласно WOS и GS по состоянию на 01.07.2016. В первом случае он равен 9, а во втором — 10. Это объясняется тем, что в GS вошли девять статей из рейтинговых англоязычных журналов. Это статьи [Kutas et al., 2002, 2004; Elming et al., 2007] и уже упомянутые выше (помимо статьи [Русаков, 1966], которая собрала мало ссылок), а также дополнительно в систему GS включена статья [Старостенко и др., 2005] (10 ссылок), которая не вошла в WOS. В целом в системе WOS количество ссылок на девять зачетных статей Олега Максимова равно 165. Эти же статьи в GS цитировались 226 раз, что объективно свидетельствует о разных требованиях к выбору публикаций для индексирования.

Для полноты анализа печатных трудов Олега Максимова с 2007 г. привлечена система SC, к этому времени уже заработавшая в полную силу. За последние 10 лет (2007—2016) он опубликовал 24 статьи, из которых 7 проиндексированы в WOS и SC. По данным WOS и SC его публикации за этот период цитировались 73 раза и 81 раз соответственно (рисунок). Самый большой вклад (15 и 20 ссылок) приходится на



Распределение количества ссылок на статьи О.М. Русакова с 2007 г. по данным WOS (а) и SCOPUS (б).

статью [Elming et al., 2007]. Ее авторский коллектив — представители Швеции, Украины, США и Германии. В системе GS статьи Олега Максимовича упоминались 8 раз, а статья об эволюции Родинии [Elming et al., 2007] цитировалась значительно больше — 29 раз.

С 2007 по 2016 г. h-index Олега Максимовича составляет 3 по системам WOS и SC и 5 по GS, на подходе еще две статьи, которые его увеличат. Вся эта десятилетняя персональная статистика лишней раз подтверждает общее правило: 1-2 публикации с высоким числом цитирования не влияют на повышение индекса Хирша¹. Чтобы завоевать хорошую репутацию, научному сотруднику необходимо увеличивать количество и качество печатной продукции. К сожалению, к публикации большого количества трудов без соответствующего экспертного их рецензирования способствует расплодившееся множество издательств, печатающих в большинстве случаев статьи сомнительного качества. В целом же WOS- и GS-статистика свидетельствует, что h-index Олега Максимовича с 2007 г. не меньше его среднедесятилетнего значения за 50 лет (с 1967 г.). Это служит убедительным показателем его неубывающей творческой активности.

Отдав должное стандартному зарубежному подходу к оценке научной продуктивности Олега Максимовича, охарактеризуем ее в традиционном для сегодняшней Украины стиле. Он по своему свидетельствует об исследовательской деятельности юбиляра, ее активности, в том числе и организационной.

Еще в 1967 г. сравнение координат палеомагнитных полюсов древнейших осадочных отложений Приднестровья и их определений за рубежом позволило Олегу Максимовичу получить независимое дополнительное обоснование позднедокембрийского возраста отложений, о чем тогда много дискутировали [Глевасский и др., 1967]. Почти 40 лет спустя в составе международного коллектива он принял активное участие в палеомагнитных исследованиях в этом регионе, но уже эдиакарских трапшов. Решалась глобальная тектоническая задача: определить детали распада суперконтинента Родиния. Для этого в ходе полевых работ из четырех карьеров было отобрано 148 образцов. Стандартные лабораторные эксперименты на современ-

ном уровне проведены в Технологическом университете (Лулео, Швеция) и Университете Людвиг—Максимилиана (Мюнхен, Германия). Их цель — выделение характеристической остаточной намагниченности, определение ее природы и возраста. Новые ⁴⁰K / ³⁹Ar датировки базальтов определены в Университете Аляски (Фэрбенкс, США). На основании полученной информации предложена новая палеотектоническая реконструкция континентов в неопротерозое. После распада Родинии Балтика все еще не отделилась от Лаурентии, занимая такое относительное положение, как 750 млн лет тому назад. Затем между 580—561 млн лет они вместе дрейфовали с экваториальной зоны в высокие южные широты. Раскол Лаурентии и Балтики произошел 550 млн лет тому назад, после чего Балтика переместилась и развернулась на 180° во время окончательного раскрытия океана Япетус. Вулканическая трапповая формация Вольни как раз является индикатором ранней стадии рифтинга между юго-западной Балтикой и Лаурентией. Эти результаты, опубликованные в 2007 г., вызвали огромный интерес (15 и 27 ссылок в WOS и SC соответственно), поскольку получены интерпретацией палеомагнитного материала высокого качества, с которым не могло сравниться ни одно предыдущее исследование по данной проблеме [Elming et al., 2007].

По инициативе Олега Максимовича в 2005 г. был запущен трехлетний Украинско-Турецкий проект в рамках сотрудничества между Национальной академией наук Украины и Советом по вопросам научно-технических исследований Турции (TUBITAK). Сотрудники Института геофизики НАН Украины и Стамбульского университета впервые по единой программе выполнили палеомагнитные исследования в Горном Крыму и Западных Понтидах на северном и южном побережье Черного моря. По количеству изученных обнажений (119) и объему лабораторных работ проект не имеет аналогов в Черноморском регионе. Все эксперименты на современном уровне выполнены в Институте геофизики в Цюрихе (Швейцария), Утрехтском университете (Утрехт, Нидерланды) и Институте геофизики Польской академии наук (Варшава, Польша). Результаты работ изложены в публикации [Sinku et al., 2013]. Предложена новая схема эволюции Западно-Черноморского региона. В берриасское время (144 млн лет) почти всю акваторию современного Черного моря покрывала карбонатная платформа. Позже она была расколота в процессе рифтинга. Тогда же

¹Приведенные сведения лишней раз подтверждают хорошо известный факт: основным языком науки сегодня является английский язык.

остаточная намагниченность изученных верхнетриасовых—нижнемеловых осадочных и вулканических пород в Крыму и Западных Понтидах подверглась региональному перемагничиванию. Оно было обусловлено образованием химической намагниченности послеберриасского возраста под действием метаносодержащих мантийных флюидов, без которых невозможен сам по себе рифтогенез. Иными словами приобретение этой намагниченности и раскрытие западной части Черного моря сингенетичны. Они увязывают глубинные и поверхностные процессы, что повышает реальность существования, казалось бы, не имеющих ничего общего между собой явлений. По величине наклона характеристической намагниченности Крым и Западные Понтиды располагались на 34° с. ш., составляя единое целое. В кампанское время (83 млн лет) Западные Понтиды отошли на 28° с. ш., образовав Западно-Черноморский бассейн. На этом закончилась совместная эволюция этих регионов.

Второй Украинско-Турецкий проект между Институтом геофизики НАН Украины и Университетом имени С. Демиреля г. Испарта (2011—2013) в рамках сотрудничества между Национальной академией наук Украины и Советом по вопросам научно-технических исследований Турции был организован также благодаря энергичной координационной деятельности Олега Максимовича. Проект был посвящен изучению термической характеристики земной коры Черного моря по данным интерпретации магнитного поля и теплового потока. Впервые термическая структура коры Черного моря изучена двумя независимыми методами. Такой подход существенно повысил достоверность результатов, поскольку расхождение между ними не превышает 8—10 %, что соответствует точности классического метода термального моделирования. Глубина изотермы Кюри магнетита (578°C) в Черном море колеблется в пределах 22—36 км. Наибольшие ее значения (30—36 км) наблюдаются в центральных частях впадин, где зафиксированы максимальные мощности осадочного чехла. Минимальные глубины (22—29 км) изотермы наблюдаются над Центральночерноморским позвоночником, в районе которого толщина осадочного слоя является наименьшей. Результаты опубликованы в "Mar. Geophys. Res." только в декабре 2014 г. [Starostenko et al., 2014], но уже в WOS и SC на статью известно по 3 ссылки, а в GS она упоминается 6 раз.

Нельзя не отметить усилий Олега Максимо-

вича по оценке перспектив нефтегазоносности земной коры Черного моря. Будучи активным сторонником абиогенной концепции происхождения углеводородов, он обосновывал отдельные ее аспекты применительно к конкретным геодинамическим и геологическим условиям Черного моря. Ключевыми требованиями этой концепции являются наличие глубинных каналов доставки углеводородов и их признаков в любой форме в местах, благоприятных для концентрации нефти и газа. Поэтому Олег Максимович систематически занимался выделением разломов в кристаллической коре акватории и картографическим обобщением выходов метана на морское дно. Параллельно собирал аргументы в пользу неорганического происхождения метана и приуроченности его к глубинным тектоническим нарушениям [Kutas et al., 2004; Старостенко и др., 2005; Starostenko et al., 2010; Старостенко и др., 2015]. Обобщив большой фактический материал, Олег Максимович показал, что активность бактерий не могла произвести колоссального количества метана в акватории. Ключевая роль в этом принадлежала интенсивной сульфатредукции и массивному сероводородному заражению среды, что обусловило катастрофическое уменьшение органического вещества уже на стадии седиментогенеза [Русаков, Кутас, 2011, 2014]. Олег Максимович впервые провел анализ результатов бурения 11 скважин на шельфе, в переходной зоне и глубоководной акватории Турции, Болгарии и Румынии. Скважины были заложены в 2011—2013 гг. после сейсмической разведки во всех ее возможных модификациях, исходя из догмы органической концепции происхождения углеводородов. В итоге 10 скважин (на все бурение затрачено несколько миллиардов долларов США) заброшены из-за отсутствия коммерческого интереса, а одна находится на стадии дополнительной оценки. Все это, по мнению Олега Максимовича, свидетельствует о полной несостоятельности использованной стратегии выбора структур для разведочного бурения. Однако, как он считает, нефтегазоносные перспективы Черного моря не следует считать столь безнадежными. Подходить к планированию поисковых работ надо по-новому и осуществлять их там, где геологическая обстановка соответствует упомянутым выше критериям абиогенной концепции, например в конусе выноса Палеоднепра.

Таким образом, два подхода к оценке научной деятельности Олега Максимовича свидетельствуют, что он, во-первых, крупный уче-

ный-геофизик и, во-вторых, в последнее десятилетие работал также активно, как и прежде.

Некоторые дополнительные факты из биографии О. М. Русакова. Родился и вырос Олег Максимович в интеллигентной, хорошо образованной, трудовой семье². Отец — Русаков Максим Григорьевич (1906—1985) — после войны стал кандидатом географических наук, доцентом. Читал курсы лекций в Учительском [Энциклопедия ..., 1986, с. 659] и Педагогическом институтах (Киев), Киевском государственном университете им. Т. Г. Шевченко и Сельскохозяйственной академии (Киев). До войны, в 1939 г., был призван в армию. Артиллерийская часть, где Максим Григорьевич проходил переподготовку, вступила в бой с немцами в начале пятого утра 22 июня 1941 г. Это было недалеко от государственной границы в Рава-Русском укрепленном районе. Только благодаря огромным потерям в живой силе и технике немцам удалось взять г. Рава-Русская. В первые дни боев Максим Григорьевич был тяжело ранен и санитарным поездом эвакуирован вглубь страны. После длительного лечения был признан негодным к строевой службе. С учетом его довоенного педагогического опыта был назначен заместителем начальника 1-го Ленинградского артиллерийского училища в г. Энгельсе (г. Покровск) на Волге в Саратовской области. Демобилизовался в 1946 г.

Старший брат Эдуард (1928—2003) — канд. экономических наук, много лет работал на Киевской киностудии им. А. Довженко в должности директора кинокартин. Во время войны, осенью 1944 г., приписав себе год, добровольцем поступил в артиллерийское училище со сроком обучения 6 месяцев. Встретил День Победы младшим лейтенантом (командиром взвода) на подступах к Берлину.

Вот такие были нестандартные ратные подвиги Максима Григорьевича и его старшего сына Эдуарда.

Младший брат — Евгений, 1939 года рождения. В 1960 г. окончил Московский государственный институт международных отношений, где кроме английского хорошо также овладел японским языком. Кандидат исторических на-

ук, журналист-международник, живет в Москве. Долгие годы работал собственным корреспондентом газеты "Комсомольская правда" в Японии (Токио) и газеты "Правда" в США (Нью-Йорк). Издал две книги. В книге [Русаков Е., 1984] изложена хроника преступлений империализма. В книге [Русаков Е., 1989] показана Америка и американцы через призму личных впечатлений и размышлений о том, как складывался национальный характер американцев, об их обычаях, образе жизни. Это самая популярная книга о США советского автора: в настоящее время в интернете на нее известно более 70 ссылок.

Летом 1949 г. Олег (он тогда еще не был Максимовичем) вместе со студентами географического факультета Учительского института, которые проходили практику в Крыму под руководством Максима Григорьевича, совершил пеший переход по маршруту Симферополь—Алушта через Чатыр-Даг. Все получили значок "Турист СССР". Затем два года подряд Олег занимался альпинизмом в единственном в СССР лагере "Юный альпинист", расположенном в Баксанском ущелье (Приэльбрусье), и заработал значок "Альпинист СССР". Отсюда — геологический факультет университета.

В 1954 г. Олег закончил среднюю мужскую школу № 92 им. И. Франко с серебряной медалью. Здание, в котором была школа, находится на пересечении улиц Б. Хмельницкого и Терещенковской (тогда — Ленина и Репина)³, сегодня в нем — Национальный музей литературы Украины. Преподавание в школе велось на украинском языке с усиленным изучением английского языка. Естественно, что школьное образование, хорошо продуманное и организованное, заложило прочные основы для свободного использования в последующие годы иностранной научной литературы и активного общения с зарубежными коллегами. Это была хорошая фора для Олега Максимовича на старте его научной профессиональной деятельности.

В 1967 г. он защитил кандидатскую [Русаков, 1966], а в 1989 г. — докторскую [Русаков, 1989] диссертации. В апреле 1991 г. ВАК СССР за подготовку 5 кандидатов наук присвоил ему ученое звание "профессор" по специальности "Гео-

²Кстати, родились мы с Олегом Максимовичем в одном и том же роддоме (на ул. Саксаганской, 75), но я увидел мир ровно на полтора года раньше [Старостенко, 2015, с. 154].

³История переименований улиц Киева очень хорошо отражена в замечательном справочнике [Энциклопедия ..., 1986], а также в недавно опубликованной интересной, интеллигентной, пронизанной патриотизмом к родному месту, с глубоким подтекстом книге [Машкевич, 2015], посвященной именно этому вопросу.



О. М. Русаков, С. В. Карабович, В. А. Белоус,
Л. И. Койфман, (слева на право), Гвинея, 1996 г.

физика"⁴. В 2001 г. он в составе творческого коллектива сотрудников Института геофизики НАН Украины был удостоен Государственной премии Украины в области науки и техники за цикл работ "Палеомагнитные исследования в Украине (теория, методология и внедрение в практику нового направления в области наук о Земле)".

Зарубежные командировки и особенно участие во многих рейсах научно-исследовательских судов, которые во времена Советского Союза проводились очень активно (см., например, [Батраков, 2007, 2008]), позволили Олегу Максимовичу побывать на всех континентах земного шара. Более того, в 2004 г. он принял участие в сезонных работах в Антарктиде, проведенных во время пребывания на украинской антарктической станции "Академик Вернадский". Так что знакомы юбиляру не только жара и духота тропической африканской погоды Гвинеи, где он (под кличкой "профессор") много работал в поле (это хорошо описано в очень добротной и интересной книге одного из наших с ним лучших аспирантов С. В. Карабовича⁵ [Карабович, 2013]), но и "... чистота, замороженное целомудрие, независимость и загадочность ..." Антарктиды [Бочкарев, 2002, с. 291].

Вот такой он, наш умный, многогранный, творчески очень активный, много знающий и много издавший, с хорошим чувством юмора Олег Максимович Русаков. Совершенно очевидно, что такие сотрудники, как он, всегда были, есть и будут прочной основой для любого научного коллектива, поскольку они определяют его авторитет и высокий профессионализм на международном уровне.

От себя лично и от имени как всех сотрудников нашего Института, так и многих украинских и зарубежных коллег, сердечно поздравляем Олега Максимовича со славным 80-летним юбилеем и искренне желаем ему и его близким здоровья, благополучия и активной жизни еще долгие годы!

Уверен, что мы еще не раз поздравим проф. О. М. Русакова с его важными творческими успехами!⁶

В. И. Старостенко

⁴Это решение было принято на одном из последующих заседаний ВАК. Вскоре эта Комиссия прекратила свое существование. В результате после Олега Максимовича все последующие по времени звания "профессор" сотрудникам нашего Института присваивали уже соответствующую структуру (они меняли свое название) Украины. Поэтому иногда в шутку мы называем О. М. Русакова "красным профессором".

⁵Интересно заметить, что С. В. Карабович ровно на 15 лет (родился 13 октября 1951 г.) младше Олега Максимовича. Он кандидат геол.-мин. наук [Карабович, 1982], успешный геофизик, работавший и работающий на многих континентах мира. О работе в Африке рассказано в его упомянутой книге.

⁶13 октября по давно установившейся традиции Сергей Карабович и "профессор" поздравляют друг друга с днем рождения. Присоединяемся к поздравлениям Олега Максимовича, которые он послал Сергею Карабовичу в связи с его 65-летним полубюбилеем, и, в свою очередь, дополнительно желаем юбиляру здоровья, добра и успехов в его работе как на близких, так и далеких от нас континентах!

Список литературы

- Батраков Г. Ф. Экспедиционные исследования на НИС "Академик Вернадский". Севастополь: НПЦ "ЭКОСИ-Гидрофизика", 2008, 424 с.
- Батраков Г. Ф. Экспедиционные исследования на НИС "Михаил Ломоносов". Севастополь: НПЦ "ЭКОСИ-Гидрофизика", 2007, 422 с.
- Бочкарев В. С. Соло для Антарктиды ... с оркестром. Кривой Рог: Минерал, 2002. 294 с.
- Глевасский Е. Б., Заика-Новацкий В. С., Русаков О. М., Третьяк А. Н. О возрасте древнейших осадочных образований Приднестровья. *Геофиз. сб.* 1967. № 21. С. 116—121.
- Карабович С. Африканские хроники. Киев: Этнос плюс, 2013. 196 с.
- Карабович С. В. Геологическая интерпретация гравитационного поля основных типов структур северной части Индийского океана: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Киев, 1982. 17 с.
- Машкевич С. Улицы Киева. Ретропутешествие. Харьков: Фолио, 2015. 315 с.
- Олегу Максимовичу Русакову — 70 лет. *Геофиз. журн.* 2006. Т. 28. № 6. С. 169—170.
- Русаков Е. М. Америка без стереотипов. Москва: Мысль, 1989. 254 с.
- Русаков Е. М. В ядерной западне Вашингтона. Москва: Советская Россия, 1984. 238 с.
- Русаков О. М. Некоторые вопросы истории магнитного поля Земли в мезозое: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Киев, 1966. 15 с.
- Русаков О. М. Стабильность ориентационной остаточной намагниченности. *Изв. АН СССР. Физика Земли.* 1966. № 6. С. 408—411.
- Русаков О. М. Тектоносфера Индийского океана по данным гравитационного моделирования: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Киев, 1989. 28 с.
- Русаков О. М., Кутас Р. И. Проблемы оценки нефтегазоносности украинского сектора Черного моря. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 4. С. 50—61.
- Русаков О. М., Кутас Р. И. Фата-моргана биогенной доктрины углеводородов в Черном море. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 2. С. 3—17.
- Старостенко В. И. Опыт юбилейного самообслуживания продолжается: десять лет спустя. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 2. С. 146—170.
- Старостенко В. И., Лукин А. Е., Русаков О. М., Пашкевич И. К., Лебедь Т. В. Углеводородный сквозьформационный флюидоподводящий канал на северо-западном шельфе Черного моря по данным трехмерного моделирования. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана.* 2015. № 2. С. 147—158.
- Старостенко В. И., Пашкевич И. К., Макаренко И. Б., Русаков О. М., Кутас Р. И., Легостаева О. В. Разломная тектоника консолидированной коры северо-западного шельфа Черного моря. *Геофиз. журн.* 2005. Т. 37. № 2. С. 195—207.
- Энциклопедический справочник "Киев". Под ред. А. В. Кудрицкого. Киев: Глав. редакция Украинской Советской Энциклопедии, 1986. 768 с.
- Belousov V. V., Volvovsky B. S., Arkhipov I. V., Buryanova B. V., Evsyukov Y. D., Goncharov V. P., Gordienko V. V., Ismagilov D. E., Kislov G. K., Kogan L. I., Kondyurin A. V., Kozlov V. N., Lebedev L. I., Likholatnikov V. M., Malovitsky Y. E., Moskalenko V. N., Neprochnov Y. R., Ostisty B. K., Rusakov O. M., Shimkus K. M., Shlezinger A. E., Sochel'nikov V. V., Sollogub V. B., Solovyev V. D., Starostenko V. I., Starovoitov A. F., Terekhov A. A., Volvovsky I. S., Zhigunov A. S., Zolotarev V. G., 1988. Structure and evolution of the Earth's crust and upper mantle of the Black Sea. *Boll. di Geofisica Teotica ed Applicata* XXX (117—118), 197—324.
- Burlatskaya S. P., Nachasova I. E., Nechaeva T. B., Rusakov O. M., Zagniy G. F., Tarhov E. N., Tchelidze Z. A., 1970. Archaeomagnetic research in the USSR: Recent results and spectral analysis. *Archaeometry* 12(1), 73—85.
- Chekunov A. V., Sollogub V. B., Starostenko V. I., Kharechko G. E., Rusakov O. M., Kozlenko V. G., 1984. Structure of the Earth's crust and upper mantle below Hindustan and the northern part of the Indian Ocean from geophysical data. *Tectonophysics* 101(1), 63—73.
- Çinkı M. C., Hisarlı Z. M., Orbay N., Ustaömer T., Hirt A. M., Kravchenko S., Rusakov O., Sayın N., 2013. Evidence of Early Cretaceous remagnetization in the Crimean Peninsula: a palaeomagnetic study from Mesozoic rocks in the Crimean and Western Pontides, conjugate margins of the Western Black Sea. *Geophys. J. Int.* 195 (2), 821—843.
- Elming S.-A., Kravchenko S. N., Layer P., Rusakov O. M., Glevasskaya A. M., Mikhailova N. P., Bachtadze V., 2007. Palaeomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age determinations of the Ediacaran traps from the southwestern margin of the East European Craton, Ukraine: relevance to the Rodinia break-up. *J. Geol. Soc. London* 164(5), 969—982.

- Hirsch J.E., 2005. An index to quantify an individual's scientific research output. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 102(46), 16569—16572.
- Kutas R.I., Paliy S.I., Rusakov O.M., 2004. Deep faults, heat flow and gas leakage in the northern Black Sea. *Geo-Mar. Lett.* (24), 163—168.
- Kutas R.I., Rusakov O.M., Kobolev V.P., 2002. Gas seeps in the northwestern Black Sea: geological and geophysical studies. *Geologiya i Geofizika* 43(7), 698—705.
- Rusakov O.M., Zagniy G.F., 1973a. Archaeomagnetic secular variation study in the Ukraine and Moldova. *Archaeometry* 15(1), 153—157.
- Rusakov O.M., Zagniy G.F., 1973b. Intensity of the Geomagnetic Field in the Ukraine and Moldavia During Past 6000 Years. *Archaeometry* 15(2), 275—285.
- Starostenko V., Buryanov V., Makarenko I., Rusakov O., Stephenson R., Nikishin A., Georgiev G., Gerasimov M., Dimitriu R., Legostaeva O., Pchelarov V., Sava C., 2004. Topography of the crust—mantle boundary beneath the Black Sea Basin. *Tectonophysics* 381(1), 211—233.
- Starostenko V.I., Dolmaz M.N., Kutas R.I., Rusakov O.M., Öksüm E., Hisarlız M., Okyar M., Kalyoncuoglu U.Y., Tutunsatar H.E., Legostaeva O.V., 2014. Thermal structure of the crust in the Black Sea: comparative analysis of magnetic and heat flow data. *Mar. Geophys. Res.* 35(4), 345—359.
- Starostenko V.I., Rusakov O.M., Shnyukov E.F., Kobolev V.P., Kutas R.I., 2010. Methane in the northern Black Sea: characterization of its geomorphological and geological environments. In: M. Sosson, N. Kaymakci, R.A. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko (Eds), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 340, 57—75.

CONTENTS

<i>Blokh Yu. I.</i> Krutikhovskaya and Shmidt are a team of iron laureates	3
<i>Yeremenko E. E.</i> Fragments of Z. A. Krutikhovskaya's family tree	9
<i>Pechersky D. M.</i> Occurrence of metal iron inside the planets	13
<i>Orlyuk M., Rolle R., Romanets A., Ullrich B., Zollner H.</i> Micromagnetic survey of the Big Belsky site of ancient settlement of the Scythian time in Poltava oblast	25
<i>Garetsky R. G., Karatayev G. P., Matveyev A. B.</i> Reflectance of radon anomalies in magnetic field and tectonic elements of Belarus	40
<i>Pashkevich I. K., Bakarzhieva M. I.</i> Mafic dykes of Ingul megablock (Ukrainian Shield): relationship of surface and deep structures of the lithosphere, fault tectonics and geodynamics	49
<i>Tsvetkov Yu. P., Ivanov V. V.</i> Magnetic measurements in stratosphere and their role in the studies of magnetic field of the Earth	67
<i>Kutas R. I.</i> Geothermal Conditions and Mesozoic-Cainozoic Evolution of the Carpathian-Pannonian Region	75
<i>Balk P. I., Dolgal A. S.</i> Minimization risk technique for solving gravity inverse problems in weak assumptions about geological noise properties	108
<i>Murovskaya A. V., Nakapelyukh M. V., Vikhot Yu. M., Shlapinskiy V. E., Bubnyak I. N., Mychak S. V.</i> Kinematic evolution of the Pieniny cliffs zone in Cenozoic (Ukrainian Carpathians)	119

Scientific communications

<i>Epuh E. E., Olaleye J. B., Omogunloye O. G.</i> Predicting Depth of Mineral Deposit using Gravity-Density Downward Correlation by Fourier Transform	137
<i>Gadirov V. G., Gadirov K. V., Bekirov M. A.</i> Local magnetic anomalies of Middle Kur depression of Azerbaijan and its geological interpretation	146
<i>Pigulevskyy P. G., Svistun V. K., Mechnikov Yu. P., Kyrylyuk O. S., Lisovoy Yu. V.</i> Features of disjunctive tectonics of Krivoy Rog iron ore area	154
<i>Mostovoy V. S., Mostovyi S. V.</i> Mathematical model of seismic signal, as a flow of physically non realizable single seismic waves	164
<i>Pilipenko V. N.</i> A comment to the paper: V. S. Mostovoy, S. V. Mostovyi "Mathematical model of seismic signal, as a flow of physically non realizable single seismic waves"	170
<i>Komlev V. N.</i> Heritage of global geology and buried nuclear mortuary	172

Jubilees

<i>Congratulations to Prof. O. M. Rusakov on the occasion of his 84th birthday</i>	175
---	-----

Редакция международного "Геофизического журнала" принимает статьи и научные сообщения на русском, украинском или английском языках, материалы публикуются бесплатно.

В начале статьи необходимо указать индекс УДК, ФИО авторов, названия организаций и их полные почтовые адреса, контактные номера телефонов, телефакс и адрес электронной почты (E-mail). Просьба указывать все имена и отчества авторов и с кем вести переписку.

Текст статьи принимается на любом электронном носителе или по E-mail одним файлом, а также распечатанным в двух экземплярах. Рисунки, таблицы, список литературы, подрисуночные подписи и резюме на русском, украинском и английском языках, ключевые слова следует давать на отдельной странице; формулы должны быть набраны обязательно в приложении Equation или MathType. В статьях можно использовать только единицы системы СИ.

Рисунки, вставленные в Word, не принимаются. Кроме того, каждый рисунок не может превышать размера журнальной страницы (160 мм × 230 мм); фотографии и рисунки должны быть хорошего качества; оригиналы принимаются в векторном формате (желательно в формате программы, в которой создавались). Журнал публикует только черно-белые иллюстрации. Цветные иллюстрации могут быть опубликованы как в русской, так и в английской версиях журнала только при условии их оплаты автором статьи.

Список литературы составляется в алфавитном порядке (сначала на русском и украинском языках, а затем — на иностранном) без номеров. В списке литературы по каждому литературному источнику обязательно указывать всех авторов. В тексте при ссылке на литературный источник в квадратных скобках необходимо писать фамилию автора и через запятую — год издания (если два автора, то указывать обоих, если три и более — первого и др.). Все работы, на которые есть ссылки в квадратных скобках, должны быть приведены в списке литературы. И наоборот, на всю приведенную литературу должны быть ссылки в квадратных скобках в тексте статьи.

Верстка статьи направляется автору для проверки и исправления ошибок. Автор не должен вносить существенных изменений. Рекомендуется пользоваться электронной почтой и сообщать об исправлениях в первые три дня после получения верстки.

Статьи направлять в редакцию "Геофизического журнала" по адресу, указанному ниже.

Подача статьи в журнал означает, что она оригинальна, нигде не публиковалась и не направлена для других изданий. Статья должна быть подписана всеми авторами.

Обновленные правила оформления статей и списка литературы (с примерами) см. на сайте: www.igph.kiev.ua.

Обращаем внимание авторов, что в случае воспроизведения ими в статье ранее опубликованных графических или иных материалов, защищенных авторским правом, недостаточно только дать библиографическую ссылку на источник воспроизводимых материалов. Авторы обязаны получить письменное разрешение правообладателя ранее опубликованных (в печатном или электронном виде) материалов на их воспроизведение в статье авторов. При отсутствии письменного разрешения на воспроизведение ранее опубликованных материалов статья не принимается к рассмотрению.