

От поверхностных структур к интегральной глубинной модели Кировоградского рудного района (Украинский щит). 1

© В. И. Старостенко¹, В. И. Казанский², Н. И. Попов³, Г. М. Дрогицкая¹,
В. Б. Заяц³, О. Ф. Макивчук³, А. А. Трипольский¹, М. В. Чичеров², 2010

¹Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

³КП «Кировгеология», Киев, Украина

Поступила 13 августа 2009 г.

Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым

Раніше в Кіровоградському рудному районі був установлений просторовий зв'язок родовищ урану, золота, літію із широтним прогином у рельєфі поділу М. Це відкриття змінило традиційні уявлення про металогенію району і визначило нову проблематику: простеження його поверхневих структур на глибину, включаючи поділ кора—мантія.

У статті із широким залученням даних картувального й глибокого розвідувального буріння детально охарактеризовано поверхневі структури Кіровоградського рудного району, розглянуто співвідношення внутрішньокорового Кіровоградсько-Новоукраїнського масиву, підкорового Корсунь-Новомиргородського масиву й поділу Мохо, зіставлено поверхневі й глибинні структури урановорудних полів й описано вертикальну метасоматичну й рудну зональність великих уранових родовищ.

The discovery of a middle-scale mantle trough in the Kirovograd ore district under uranium, gold and lithium deposits brought a new insight into metallogeny of the district and made it necessary to trace its surface structures to the M boundary.

In this study, surface structures are described in more details using numerous data from exploration drilling, relationships between the crustal Kirovograd-Novoukrainsk granitoid massif, mantle-related Korsun-Novomirgorod massif and M interface are discussed, surface and deep structures of uranium ore fields are correlated and vertical metasomatic and ore zonality of large uranium deposits is considered.

Введение. Проблема соотношений рудных месторождений с глубинными неоднородностями литосферы занимает одно из важных мест в области геологии, геофизики и геохимии. Она разрабатывается на глобальном уровне, в масштабах металогенических провинций, металогенических зон, рудных районов и в разных направлениях.

Одно из направлений — создание интегральных глубинных моделей рудных районов на всю мощность коры на основе корреляции геологических и геофизических данных [Казанский, 2009]. Модели ориентированы на выявление локальных (среднемасштабных) неоднородностей коры и раздела кора—ман-

тия и установление связи с ними рудоносных поверхностных структур. Возможность разработки указанных моделей зависит от степени геолого-геофизической изученности районов и смежных площадей и от объема сведений об условиях локализации рудных месторождений. Кировоградский рудный район — одно из немногих мест на древних щитах, где удачно сочетаются эти условия.

Кировоградский рудный район расположен в центральной части Украинского щита, которая служит опорным регионом для исследований литосферы геофизическими методами, а также для фундаментальных работ по тектонике, магматизму и металогении докем-

брия. Мощным стимулом для детального изучения Кировоградского района было открытие здесь крупных урановых месторождений [Бакаржиев и др., 2005]. В ходе их поисков осуществлена обширная картографическая и глубокая бурения, а также комплексных научных исследований. Позднее на смежных площадях были найдены и изучены месторождения и рудопроявления золота и редких металлов. В настоящее время центральная часть Украинского щита рассматривается как одна из главных площадей для расширения минерально-сырьевых ресурсов страны.

Данная статья является продолжением двух публикаций о соотношениях поверхностных структур Кировоградского рудного района с локальными неоднородностями коры и раздела Мохо [Дрогицкая и др., 2007; Старостенко и др., 2007]. В них предложена более широкая трактовка пространственных и возрастных границ Кировоградского рудного района, которая следует из объединения Новоукраинского гранитоидного массива и Корсунь-Новомиргородского массива гранитов рапакиви и анортозитов в единый Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородский плутон и включения в эти границы не только главных для района урановых месторождений в натровых метасоматитах, но также месторождений и рудопроявлений лития и золота. На основе согласованного анализа геологических и сейсмических данных показано, что установленный на поверхности структурный план Кировоградского рудного района отражается в разрезах коры и морфологии раздела Мохо. Впервые отмечено, что месторождения урана, золота и лития сосредоточены над субширотным прогибом в рельефе раздела Мохо, дискордантным по отношению к Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородскому плутону. Это второй после Печенгского рудного района случай обнаружения пространственной связи рудных месторождений со среднемасштабными неоднородностями раздела кора—мантия в кристаллическом основании древних щитов.

В развитие этих публикаций в настоящей статье рассмотрены геолого-геофизическая позиция и геологическое строение Кировоградского рудного района, а также поведение на глубину Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородского плутона и сопряженных с ним разломов. С привлечением материалов детальных геологоразведочных работ охарактеризо-

ваны структуры урановорудных полей и месторождений.

Геолого-геофизическая позиция Кировоградского рудного района. Украинский щит состоит из нескольких мегаблоков, разделенных крупными глубинными разломами и шовными зонами. Мегаблоки различаются по возрасту, разрезам земной коры, литологии стратифицированных комплексов, структурному плану, магматизму и металлогении [Щербаков, 2005, Гурский и др., 2005, Куприенко и др., 2007; Старостенко и др., 2008].

Кировоградский рудный район располагается в палеопротерозойском Ингульском мегаблоке. С запада к нему примыкает Голованевская, с востока — Ингулецко-Криворожская шовные зоны (рис. 1, а).

Ингульский мегаблок занимает центральное положение на Украинском щите, и по отношению к нему щит разделяется на два сектора с разными разрезами земной коры и разной морфологией раздела Мохо. В западном секторе кора относится к гранит-диоритовому типу и рельеф раздела М более дифференцирован, в восточном — кора принадлежит к гранитному типу и рельеф раздела М более спокойный. Граница между западным и восточным секторами совпадает с трансрегиональным тектоническим швом Херсон—Смоленск.

Для Ингульского мегаблока характерны пониженная по сравнению со смежными шовными зонами мощность сиалической коры и, соответственно, более высокое положение раздела Мохо. В Ингульском мегаблоке мощность коры изменяется от 35 до 46 км, в Голованевской шовной зоне — от 50 до 65, в Ингулецко-Криворожской — от 45 до 52,5 км. Обе шовные зоны характеризуются повышенными значениями плотности (основности) пород во всем разрезе коры и наличием в ее нижней части «коромантийной» смеси.

Стратифицированный палеопротерозойский комплекс Ингульского мегаблока представлен ингуло-ингулецкой серией. Ее мощность оценивается в 10—15 км, возрастные границы в 2,3 и 2,1 млрд лет. Серия сложена терригенными и вулканогенными породами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации и превращенными в биотитовые гнейсы с переменными количествами гранатов, амфиболов, графита, пироксенов.

Отличительная черта Ингульского мегаблока — мощное и контрастное проявление палеопротерозойского (2,1—1,65 млрд лет) маг-

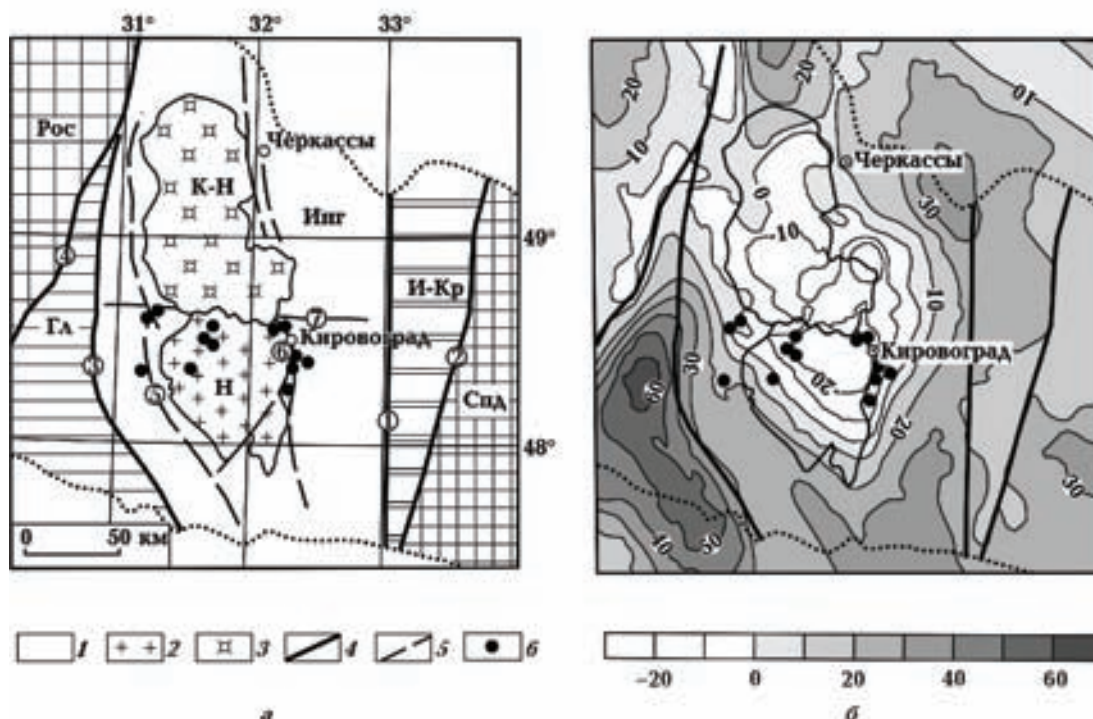


Рис. 1. Положение Кировоградского рудного района в тектонических структурах (а) и наблюдаемом гравитационном поле (б) центральной части Украинского щита. Мегаблоки: Инг — Ингульский, Рос — Росинско-Тикичский, Спд — Среднеприднепровский; шовные зоны: Гл — Голованевская, И-Кр — Ингулецко-Криворожская; 1 — ингуло-ингулецкая серия; Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородский плутон: 2 — гранитоиды, 3 — рапакиви, анортозиты; зоны разломов (цифры в кружках): 4 — межблоковые (1 — Западно-Ингульская, 2 — Криворожско-Кременчугская, 3 — Первомайская, 4 — Тальновская), 5 — внутриблоковые (5 — Звенигородско-Анновская, 6 — Кировоградская, 7 — Субботско-Мошоринская); 6 — рудные месторождения; интрузивные массивы: К-Н — Корсунь-Новомиргородский, Н — Новоукраинский. Пунктирная линия — граница обнаженной части щита.

матизма в виде Новоукраинского гранитоидного и Корсунь-Новомиргородского рапакиви-анортозитового массивов. Первый имеет площадь около 3500 км², сложен породами диорит-монцонитовой и гранитово-мигматитовой формации и, согласно петрологическим данным, принадлежит к анатектическим коровым интрузиям. Второй, более молодой массив имеет площадь около 5000 км², представлен породами габбро-анортозитовой и рапакиви-гранитной формации и имеет мантийно-коровое происхождение. Оба массива приурочены к осевому поднятию стратифицированной ингуло-ингулецкой серии. Геотектонические условия их формирования трактуются по-разному: как инверсионный и орогенный этапы развития палеопротерозойской геосинклинали, сочетание коллизионных и постколлизионных обстановок и др. Согласно преобладающей точке зрения, указанные массивы образовались в эпоху палеопротерозойской активизации Украинского щита.

Согласно принятой в настоящей статье трактовке Кировоградского рудного района, его главными структурными элементами являются Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородский плутон, Звенигородско-Анновская, Кировоградская и Субботско-Мошоринская зоны разломов. Последняя маркирует положение дискордантного мантийного прогиба, над которым сосредоточены рудные месторождения. Месторождения близки по возрасту и принадлежат к разным типам гидротермального класса: высокотемпературному апопегматитовому (Li), среднетемпературному метасоматическому (U) и среднетемпературному прожилково-жильному (Au).

На поверхности Кировоградский рудный район отчетливо фиксируется в наблюдаемом гравитационном поле благодаря наличию крупной отрицательной аномалии Δg , направление которой совпадает с расположением Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородского плутона (рис. 1, б). Новоукраинский массив

представлен округлой аномалией с минимальной величиной силы тяжести, Корсунь-Новомиргородский массив — более спокойной аномалией, состоящей из чередующихся полей разной интенсивности. Полоса сосредоточения рудных месторождений располагается несогласно относительно продольной и поперечной зональности гравитационного поля. В пределах Новоукраинского массива и его восточного обрамления месторождения тяготеют к области минимальных значений Δg , в Звенигородско-Анновской зоне смещены в сторону более высоких его значений.

На уровне раздела Мохо Кировоградскому рудному району соответствует аномальная комбинация субширотных и субмеридиональных изоглубин этого раздела, которая согласуется с общим планом его поверхностных структур и отличается морфологией от остальной территории Украинского щита. Заметим, что впервые эта комбинация была отражена на структурной схеме раздела М в пределах Украины, составленной В.Б. Соллогубом [Соллогуб, 1986]. На схеме показан и глубокий прогиб раздела М, ось которого проходит через г. Кировоград (рис. 2). Тогда прогиб не привлек особого внимания. Ныне установле-

но, что именно под ним располагаются месторождения Кировоградского рудного района.

Голованевская и Ингулецко-Криворожская (Криворожско-Кременчугская) шовные зоны резко отличаются от Ингульского мегаблока. Согласно плейттектоническим моделям, они представляют собой коллизионные швы, развивавшиеся в интервале 2,8—2,0 млрд лет и погружающиеся под Ингульский мегаблок [Азаров и др., 2006; Анциферов и др., 2008]. Голованевская шовная зона выделяется по развитию карбонатно-железисто-кремнисто-метабазитовой формации, чарнокитов, основных и ультраосновных пород. Они слагают серию чешуй, вплоть до меланжа, которые разделены мощными тектоническими швами, наклоненными на восток и расходящимися к югу. Металлогению Голованевской шовной зоны определяют месторождения железистых кварцитов, как бы впаянные в гранитоиды, магнетитсодержащих кальцифиров, хромитов в ультрабазитах, золота в биотит-кварц-олигоклазовых метасоматитах, графита. В гравитационном поле она представлена обширной и интенсивной (до 60 мГал) положительной аномалией, в разрезе коры — максимальной (до 65 км) ее мощностью.

Ингулецко-Криворожская шовная зона возникла на окраине архейского Среднеприднепровского блока. В ее разрезе, охватывающем промежуток времени в 0,7 млрд лет, встречаются позднеархейские зеленокаменные породы и доминирует палеопротерозойская криворожская серия, с которой связаны крупные месторождения железных руд. Выше располагаются терригенные породы. В структурном отношении Ингулецко-Криворожская шовная зона представляет собой систему тесно сжатых, нередко опрокинутых складок, осложненных надвигами. Палеопротерозойские магматические породы Ингулецко-Криворожской шовной зоны имеют ограниченное распространение и представлены преимущественно плагиогранитами. По сейсмическим и гравиметрическим данным она фиксируется по увеличению мощности коры до 52 км и ступенчатым смещениям раздела Мохо по Криворожско-Кременчугской зоне разломов.

Геологический очерк Кировоградского рудного района. Геологическое строение Кировоградского рудного района показано на рис. 3. Рассмотрим некоторые особенности его поверхностных структур, важные для построения глубинной модели Кировоградского рудного района.

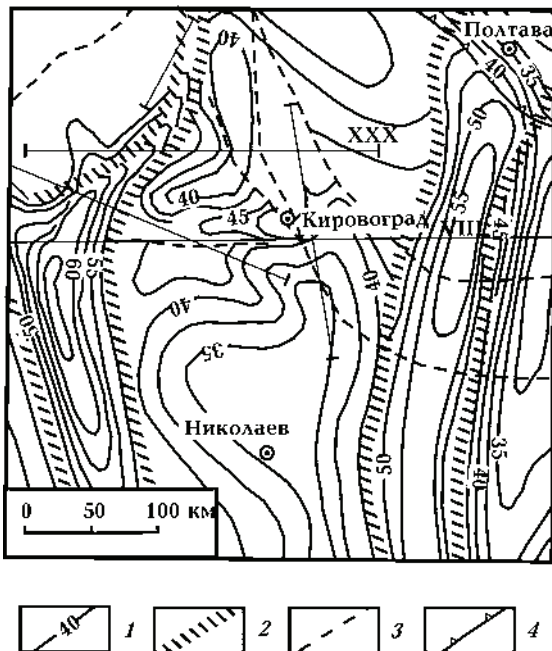


Рис. 2. Фрагмент структурной схемы раздела Мохо в пределах Украины (Соллогуб, 1986): 1 — изогипсы раздела М, км; 2 — глубинные разломы, разделяющие протерозойские протоплатформенные и протогеосинклинальные зоны; 3 — глубинные разломы, выделяемые по геологическим данным; 4 — границы рифейского Днепровско-Донецкого авлакогена.

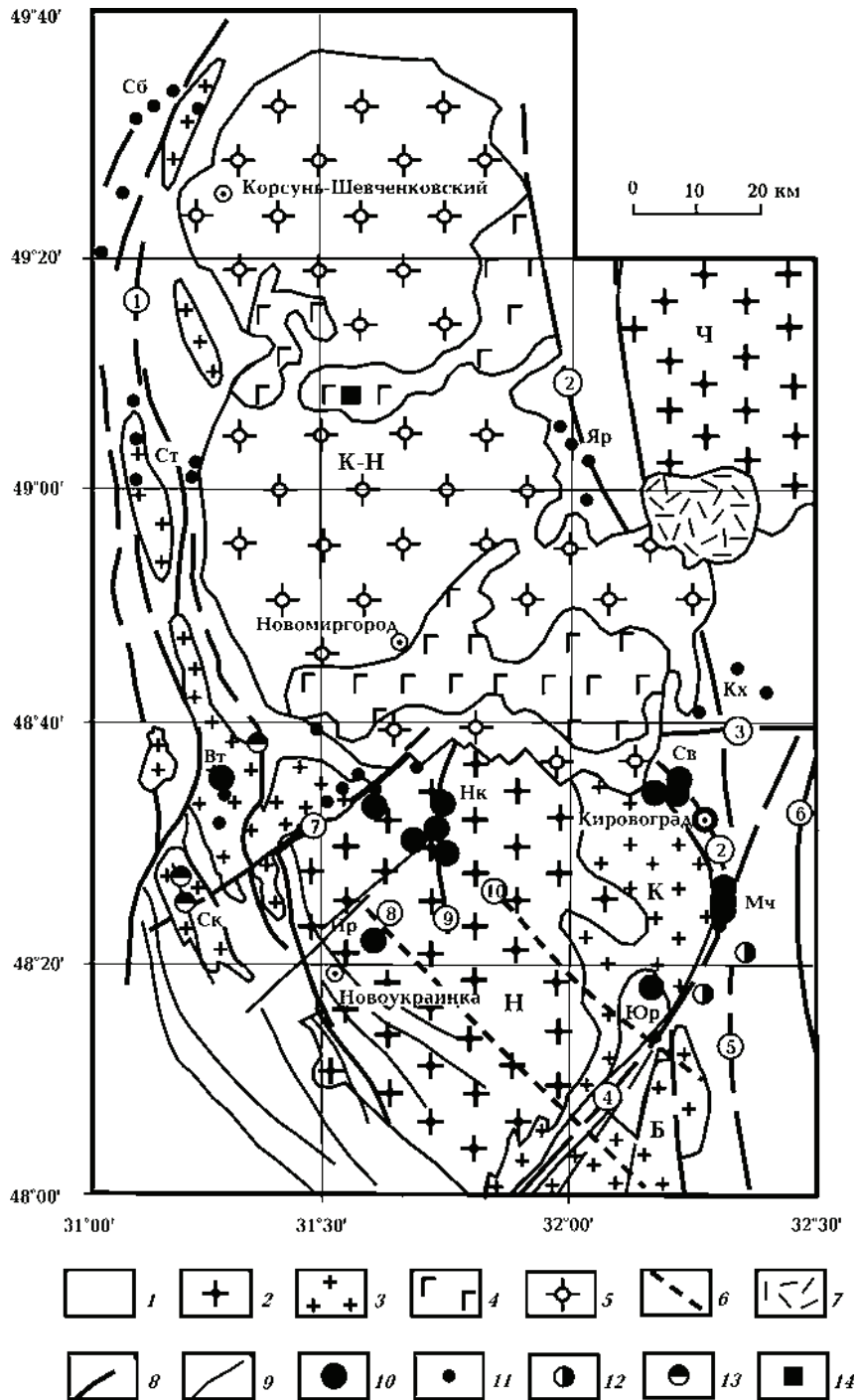


Рис.3. Схематическая геологическая карта Кировоградского рудного района. Составлена по материалам КП «Кировгеология»: 1 — стратифицированная ингуло-ингулецкая серия; интрузивные комплексы: 2 — новоукраинский; 3 — кировоградский; 4, 5 — корсунь-новомиргородский (4 — габбро-анортозиты, 5 — граниты рапакиви), 6 — дайковый; 7 — дациты, туфы (Болтышская впадина); разломы: 8 — главные, 9 — второстепенные; 10 — урановые месторождения; 11 — урановые рудопроявления; 12–14 — месторождения и рудопроявления золота (12), лития (13), титана (14); интрузивные массивы: Н — Новоукраинский, К — Кировоградский, Б — Бобринецкий, К-Н — Корсунь-Новомиргородский, Ч — Чигиринский; разломы (цифры в кружках): 1 — Звенигородско-Анновский, 2 — Кировоградский, 3 — Субботско-Мошоринский, 4 — Софиевско-Компанеевско-Марьевский, 5 — Грушко-Калиновский, 6 — Ингуло-Каменский, 7 — Глодосский, 8 — Адабашский, 9 — Новокопстантиновский, 10 — Андреевский; рудные поля: Вт — Ватутинское, Мч — Мичуринское, Нк — Новокопстантиновское, Пр — Партизанское, Св — Северинское, Ск — Станковатское, Юр — Юрьевское; группы урановых рудопроявлений: Кх — Кохановская, Яр — Яровская, Ст — Стетцовская, Сб — Стеблевская.

Большую часть его площади занимают палеопротерозойские магматические породы, подразделяемые на три комплекса: новоукраинский, кировоградский и корсунь-новомиргородский. Остальная часть площади сложена породами ингуло-ингулецкой серии, преобразованными в ультраметаморфический комплекс. Развитые в районе дайки диабазовых порфиринов, габбродиабазов, диабазов, пикритов, кимберлитоподобных пород с некоторой долей условности объединяются в самостоятельный дайковый комплекс. Характеристика перечисленных комплексов приведена в работе И. Д. Щербакова [Щербаков, 2005].

Возрастные границы ультраметаморфического комплекса оцениваются в 2,3 и 2,1 млрд лет, новоукраинского и кировоградского комплексов — на уровне 2,0 млрд лет, корсунь-новомиргородского комплекса — в 1,78 и 1,75 млрд лет [Державна, 2007]. По данным прецизионного датирования по цирконам и монацитам, новоукраинский и кировоградский комплексы образовались в интервале 2,06—2,02 млрд лет, корсунь-новомиргородский комплекс — 1,75—1,72 млрд лет [Щербак и др., 2008].

Ультраметаморфический комплекс сложен главным образом чечелеевской свитой ингуло-ингулецкой серии, метаморфизованной в условиях амфиболитовой фации и в разной степени гранитизированной. Чечелеевская свита состоит из двух подсвит: нижняя сложена гранат-биотитовыми, кордиерит-гранат-биотитовыми и графит-биотитовыми гнейсами, верхняя — биотитовыми, кордиерит-биотитовыми, амфибол-биотитовыми гнейсами, содержащими будины клинопироксеновых сланцев. Предполагается, что чечелеевская свита образовалась за счет флишоидной алевролит-песчаниковой формации. Ее подстилают метаосадочные и метавулканогенные породы кремнисто-сланцевой формации и метаосадочные породы сланцево-карбонатной формации.

Новоукраинский комплекс представлен широкой гаммой пород от норитов и монцититов до преобладающих кислых — гранат-биотитовых, биотит-амфиболовых трахитоидных гранитов и аплит-пегматоидных гранитов. Граниты содержат ксенолиты биотит-гиперстеновых гнейсов. Некоторые исследователи рассматривают их в качестве реликтов гранулитового субстрата. Кировоградский комплекс более однороден по составу. Его образуют гранат-биотитовые и биотитовые пор-

фировидные, равномернозернистые и трахитоидные двуполевошпатовые граниты, аплит-пегматоидные граниты, аплиты и пегматиты. Контакты новоукраинских и кировоградских гранитов иногда резкие, но во многих случаях постепенные. Согласно общепринятой точке зрения, гранитоиды кировоградского комплекса образовались за счет пород ингуло-ингулецкой серии. Об этом свидетельствуют обилие в кировоградских гранитах ксенолитов пород амфиболитовой фации, главным образом метапелитов чечелеевской свиты, развитие широких эндоконтактных зон мигматизации и появление на еще большем удалении кировоградских гранитов в ядрах мелких куполовидных складок метаморфических пород. Соответственно, новоукраинский комплекс относится к диорит-монцититовой, а кировоградский — к гранитово-мигматитовой формации.

Для Корсунь-Новомиргородского комплекса характерен иной набор магматических пород, которые подразделяются на две формации: габбро-анортозитовую и рапакивигранитную. Первая представлена габбро, габброноритами, анортозитами, вторая — гранитами рапакиви, сиенитами, кварцевыми сиенитами, монцититами. Возрастные соотношения основных и кислых пород служат предметом дискуссий. Одни авторы считают, что габбро и анортозиты внедрились в граниты рапакиви по системе широтных разломов, другие придерживаются мнения о более раннем образовании основных пород относительно кислых. Контакты корсунь-новомиргородского комплекса с ультраметаморфическим новоукраинским и кировоградским комплексами резкие интрузивные, без зон мигматизации.

Следовательно, в Кировоградском рудном районе послепротерозойский интрузивный магматизм проявился в виде двух мощных контрастных и краткосрочных (около 40—20 млн лет) эпизодов, разделенных длительным (около 200 млн лет) промежутком времени. В течение первого эпизода были сформированы новоукраинский и кировоградский комплексы, в течение второго — корсунь-новомиргородский.

Новоукраинский комплекс слагает одноименный массив¹, кировоградский комплекс

¹ Название «Новоукраинский массив» употребляется в двух вариантах: более узком и более широком. В первом варианте массиву соответствует пло-

— Кировоградский и Бобринецкий массивы. Будучи близки по составу и возрасту, новоукраинский и кировоградский комплексы фактически образуют единый двухфазный Кировоградско-Новоукраинский гранитоидный массив.

Согласно структурно-петрологической модели, Кировоградско-Новоукраинский массив образовался на абиссальном уровне глубинности путем частичного плавления сиалической коры и неоднократного внедрения гранитной магмы и в процессе формирования испытал сильные деформации сжатия, которые запечатлены в виде текстур течения и перекристаллизации пород в температурных границах амфиболитовой фации [Прохоров и др., 1975]. Необходимо подчеркнуть, что сопряженные с Кировоградско-Новоукраинским массивом Кировоградская и Звенигородско-Анновская зоны разломов на ранних этапах развития были связаны с ним не только пространственно, но и генетически.

В Кировоградской зоне разломов эта связь возникла при внедрении порфиридных и трахитоидных кировоградских гранитов в породы ингуло-ингулецкой серии. Позднее она выразилась в виде дополнительных «внутриразломных» интрузий равномернозернистых гранитов, протоклаза этих интрузий, образовании аплит-пегматоидных жил и бластомилонитовых зон. Аналогичная последовательность событий характерна для Звенигородско-Анновской зоны разломов — ее образование начинается с формирования в ультраметаморфическом комплексе пород гранитизационного вала, удаленного от западного контакта Новоукраинского массива на 5—20 км. В пределах вала порфиридные и аплитовидные кировоградские граниты залегают в ядрах антиклиналей и нередко с ними отождествляются.

Кировоградско-Новоукраинский гранитоидный массив и ранние структурные элементы сопряженных с ним разломов образуют интрузивно-ультраметаморфический цоколь, в котором формировались зоны катаклаза, регрессивного метаморфизма и ураноносного натрового метасоматоза. Они состоят из ми-

лонитовых швов и более широких зон диафторированных и катаклазированных пород. В катаклазитах встречаются обломки более ранних бластомилонитов амфиболитовой фации. Минеральные ассоциации милонитов и катаклазитов отвечают зеленосланцевой фации регрессивного метаморфизма. Натровые метасоматиты также образовались в обстановке массового хрупкого дробления и перетирания пород. Внешние ореолы метасоматитов связаны постепенными переходами с диафторитами и представлены частично десилицированными породами (сиенитами), внутренние ореолы — альбититами с переменными количествами эгирина, рибекита, арфведсонита, эпидота, хлорита, что указывает на формирование метасоматитов среднетемпературными гидротермальными растворами с высокой активностью натрия. Урановые руды подчинены этой метасоматической зональности и локализуются в альбититах в виде тонкой вкрапленности браннерита, уранинита, коффинита в ассоциации с флогопитом, карбонатами, поздним альбитом и некоторыми другими минералами.

Ураноносные тектонометасоматические зоны не только образованы в принципиально иной по сравнению с интрузивно-ультраметаморфическим цоколем обстановке. Они резко обособлены от него во времени. Так, по данным изохронного уран-свинцового метода, возраст уранинита из альбититов Ново-константиновского уранового месторождения равен 1812 ± 42 млн лет, уранинита из альбититов Партизанского уранового месторождения — 1808 ± 18 млн лет при возрасте вмещающих новоукраинских гранитоидов 2038 — 2028 млн лет [Щербак и др., 2008].

Несмотря на возрастной разрыв порядка 200 млн лет, ураноносные зоны наследуют тектонический план интрузивно-ультраметаморфического цоколя. Они простираются вдоль ранее возникших структурных элементов цоколя, пересекают их под острыми углами, разветвляются и соединяются между собой, что, в конечном счете, определяет многообразие структурных форм урановых месторождений при более устойчивом характере их метасоматической зональности.

Урановые месторождения Кировоградского рудного района составляют основу минерально-сырьевой базы урана Украины [Макивчук, Зыков, 2009]. Три из них (Мичуринское, Ватутинское, Центральное) разрабатываются, два (Северинское, Подгайцевское) пе-

щадь распространения новоукраинского комплекса, во втором — в состав массива входит и кировоградский комплекс. В предыдущих публикациях авторов термин «Новоукраинский массив» был использован в более широком смысле.

реданы добывающей промышленности, Ново-константиновское подготавливается к эксплуатации.

Урановые месторождения группируются в урановорудные поля, которые в зависимости от геологической позиции можно подразделить на два типа. К первому относятся Мичуринское, Лелековское, Юрьевское рудные поля, приуроченные к Кировоградской зоне разломов, и Ватутинское рудное поле в Звенигородско-Анновской зоне разломов. Их отличают линейно-групповое распределение месторождений в соответствии с ориентировкой разломных зон и более полная комбинация разнотипных структурных элементов. Урановорудные поля второго типа (Новоукраинское, Партизанское) находятся в Новоукраинском гранитоидном массиве. Для них характерны приуроченность месторождений к узлам сочленения различно ориентированных разломов и более простые комбинации структурных элементов. На этом фоне месторождения золота и лития, сопровождающие урановые месторождения, имеют более ограниченное распространение. Месторождения золота размещаются на флангах Кировоградской зоны разломов. Месторождения лития располагаются в Звенигородско-Анновской зоне.

Корсунь-Новомиргородский комплекс составляет одноименный рапакиви-анортозитовый массив, который, в отличие от Кировоградского гранитоидного массива, является автономным по отношению к интрузивно-ультраметаморфическому цоколю. Основные и кислые породы Корсунь-Новомиргородского массива сохраняют первичные магматические текстуры и не затронуты процессами метаморфизма амфиболитовой фации. Контакты Корсунь-Новомиргородского массива с породами цоколя интрузивные, без зон мигматизации, часто тектонические. По данным тектонофизических исследований, в Корсунь-Новомиргородском массиве отсутствуют признаки пластических деформаций, и присущие массиву трещины хрупкого разрыва образовались в гипабиссальных условиях в результате понижения температуры при внедрении и кристаллизации расплавов [Гинтов, 2005].

Формирование рапакивигранитсодержащих магматических комплексов связано с дискретным функционированием сублитосферных мантийных источников и процессами мантийно-корового взаимодействия. Последние заключаются в контаминировании пер-

вичных базитовых магм коровым материалом и проявлении мантийного метасоматоза в низах коры, где создаются наиболее благоприятные условия для возникновения родоначальных магм гранитов рапакиви [Ларин, 2008].

Корсунь-Новомиргородский массив по площади превосходит Кировоградско-Новоукраинский массив, но в его пределах тектонометасоматические зоны и урановые месторождения не выявлены. Изотопные датировки урановых руд (1,84—1,8 млрд лет) и пород рапакиви-анортозитовой ассоциации (1,75—1,72 млрд лет) близки, но получены разными методами. Вместе с тем вблизи массива в ультраметаморфических породах располагаются небольшие урановые рудопроявления, объединяемые в несколько групп: Кохановскую, Стеблевскую, Стетцовскую, Яровскую. Предполагается, что они находятся в узлах пересечения субмеридиональных разрывных структур субширотными. На этих рудопроявлениях встречаются сиениты и местами альбититы с урановой минерализацией, но в гораздо меньших масштабах, чем на урановых месторождениях.

Следовательно, Кировоградский рудный район был сформирован в результате сложного сочетания магматических, метаморфических, дислокационных и рудообразующих процессов в интервале 2,1—1,7 млрд лет. Более поздние дайковые пояса и Болышская впадина не нарушают его архитектуры. Он не претерпел существенных изменений на протяжении последующей геологической истории. Это и служит отправным пунктом для анализа поведения поверхностных структур района на глубину.

В настоящей работе такой анализ выполнен по двум направлениям, в двух вертикальных диапазонах и на разной фактической основе:

- прослеживание на глубину до 50 км Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородского плутона, слагающих его интрузивных массивов и обрамляющих его разломов с помощью геофизических, прежде всего сейсмических, методов;
- прослеживание урановорудных полей до глубины 3 км с опорой на материалы геологоразведочного бурения.

Поведение на глубину Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородского плутона и сопряженных с ним разломов. Как видно на рис. 4, площадь Кировоградского рудного ра-

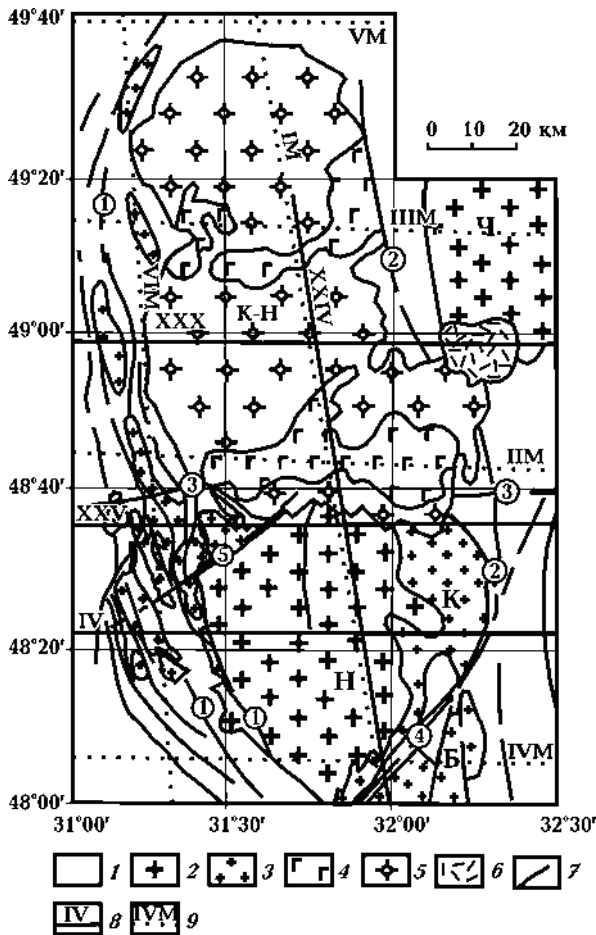


Рис. 4. Сейсмическая изученность Кировоградского рудного района: 1 — стратифицированная ингулоингулецкая серия; интрузивные комплексы: 2 — новоукраинский, 3 — кировоградский, 4, 5 — корсунь-новомиргородский (4 — габбро-анортозиты, 5 — граниты рапакиви); 6 — дациты, туфы (Болтышская впадина); 7 — главные разломы; 8 — сейсмический профиль ГСЗ; 9 — сейсмический профиль МОВЗ. Интрузивные массивы: Н — Новоукраинский, К — Кировоградский, Б — Бобринецкий, К-Н — Корсунь-Новомиргородский, Ч — Чигиринский; разломы (цифры в кружках): 1 — Звенигородско-Анновский, 2 — Кировоградский, 3 — Субботско-Мошоринский, 4 — Софиевско-Марьевский, 5 — Глодосский.

йона исследована по плотной сети профилей и геотраверсов ГСЗ широтного (IV, XXV, XXX) и субмеридионального (XXIV, XXXIV) направлений. Профили обоих направлений также изучены методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) — ИМ, ПМ, ШМ, IVМ, VМ. И те, и другие пересекают главные структурные элементы района — Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородский плутон, Кировоградскую, Звенигородско-Анновскую и Субботско-Мошо-

ринскую зоны разломов. Результаты глубинных сейсмических исследований рассматриваемой площади изложены в многочисленных публикациях. Наиболее полный обзор приведен в работе [Сологуб, 1986].

Для прослеживания на глубину Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородского плутона в настоящей статье использован метод МОВЗ со статистической обработкой исходных данных.

Метод МОВЗ основан на регистрации и последующей интерпретации волн PS , которые, распространяясь первоначально как продольные (P), при прохождении через анизотропную среду меняют свою природу на поперечные (S). Для построения границ обмена используется разность времен прихода обменных и образующих их продольных волн. Метод позволяет изучать строение земной коры и верхней мантии до глубин 100—150 км.

Работы МОВЗ в районе Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородского плутона были выполнены в 1977—1980 гг. Регистрация обменных волн PS осуществлялась станциями типа «Земля», расстояние между пунктами приема равнялось 3—4 км, продолжительность наблюдения на расстановке составляла 15—20 сут [Крюченко, Исанина, 1981, Крюченко, Исанина, 1984]. Кроме стандартной обработки МОВЗ, с целью сопоставления с данными ГСЗ, было выполнено осреднение точек обмена в узлах преобразующей сети, что повысило достоверность выделения и идентификации внутрикоровой границы K_2 и поверхности раздела M . С учетом субгоризонтальной ориентировки этих сейсмических горизонтов исходное поле было преобразовано с помощью прямоугольной палетки размером 3×12 км.

Ниже приведены результаты статистического анализа исходного поля обменов по меридиональным и широтным профилям с использованием программного пакета «КОС-КАД—3D» [Никитин и др., 2004]. Для трансформации поля обменов выбраны три параметра: обменонасыщенность среды, плотность расположения точек обмена по глубине и разрезу; обменоспособность среды — отношение амплитуды обменной волны к образовавшей ее продольной — A_{PS}/A_P ; кратность обменов в одной и той же точке. Все параметры интерполированы в плоскости каждого разреза по сетке 1×1 км. Результаты статистического анализа всех разрезов показывают, что между указанными параметрами существует четкая кор-

реляционная зависимость, что подтверждает надежность выполненных построений.

В дальнейшем при характеристике разрезов МОВЗ приоритет отдан параметру A_{PS}/A_P , отражающему обменоспособность среды, поскольку он менее других зависит от условий проведения эксперимента: времени наблюдения, расстояния между станциями, и является объективной характеристикой границ и поверхностей обмена. Все три параметра характеризуют гетерогенность разреза или слоенность среды.

Ввиду значительной неравномерности распределения наблюдаемых точек в разрезах и больших размеров целевых объектов поле было оптимальным образом осреднено (профильтровано), исключая доминирующие направления. Соответственно, было выбрано круговое окно с радиусом, отвечающим среднему радиусу автокорреляции аномалий (11,5 км) для всех разрезов. В результате построены меридиональные и широтные сечения в изолиниях отношения A_{PS}/A_P . Значения изолиний соответствуют среднему значению (С), верхнему пределу фона ($C+1,3 \times \text{СКО}$), нижнему пределу аномалии поля ($C+3 \times \text{СКО}$) в разрезе, где СКО — среднее квадратичное отклонение от среднего значения.

В наблюдаемом поле имеется значительное количество обменов, произошедших вне

плоскости профиля (так называемые боковые обмены). Их следует рассматривать как проекции истинных точек обмена на плоскость профиля. При расчетах всех трех параметров они были исключены из исходных данных.

Обменоспособность изучаемых массивов ниже охарактеризована по двум меридиональным (IM, VM) и трем широтным профилям (IIM, IIII, IVI).

Профиль IM пройден в осевой части Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородского плутона (рис. 5). Он начинается в его северном эндоконтакте, пересекает Корсунь-Новомиргородский анортозит-рапакивигранитный плутон, Субботско-Мошоринскую зону разломов, Новоукраинский массив трахитоидных гранитов, Бобринецкий гранитный массив и южный склон щита (см. рис. 4).

Обменоспособность северного эндоконтакта, сложенного, в основном, гнейсами ингуло-ингулецкой серии, ниже средних значений (22,7%) и может рассматриваться как фоновая по отношению к изучаемым гранитным массивам. Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородский плутон почти на всем своем протяжении характеризуется повышенными значениями обменоспособности. Но распределение повышенных значений внутри плутона неравномерно как по горизонтали, так и по глубине.

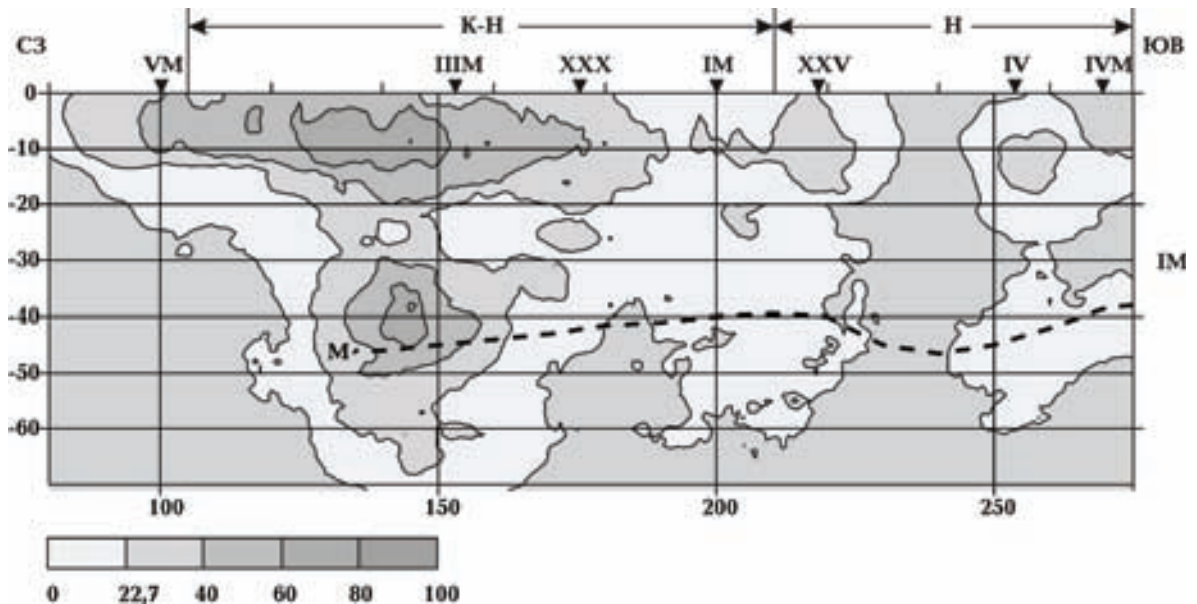


Рис. 5. Обменоспособность среды в вертикальном продольном сечении Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородского плутона. Обменоспособность среды представлена в изолиниях A_{PS}/A_P . A_{PS}/A_P — отношение амплитуды обменной волны к образовавшей ее продольной волне. К-Н — Корсунь-Новомиргородский рапакиви-анортозитовый массив; Н — Новоукраинский гранитоидный массив; М — раздел Мохо; IV, XXV, XXX — пересечения с профилями ГСЗ; IM — VM — пересечения с профилями МОВЗ.

В пределах Корсунь-Новомиргородского рапакиви-анортозитового массива установлены две аномальные области. Первая, размером 80—85 км, захватывает почти весь массив, достигая максимальных значений (80% и более) на глубинах 9—10 км на широте Городищенского и Смелянского габбро-анортозитовых массивов. Аномалия асимметрична. Она протягивается на север за пределы контакта с породами рамы, а на юге за профилем XXV резко затухает. Около Новомиргородского габбро-анортозитового массива обменоспособность не превышает 40%, что соответствует нижнему пределу аномалии. Вторая аномалия обнаружена на глубине 40 км, в переходной зоне кора—мантия. Она имеет изометричную форму, меньшие размеры, но соизмерима с первой по интенсивности.

Меридиональный профиль VIM расположен на расстоянии 40—50 км от профиля IM в пределах Звенигородско-Анновской зоны разломов (см. рис. 4). В целом разрез по профилю характеризуется средними (20—40%) значениями обменоспособности (рис. 6, а). Но на широте профиля ШМ на участке Городищенского габбро-анортозитового массива зафиксирована аномалия до 70% на глубине 5—7 км. Она же зарегистрирована на профиле ШМ за пределами Корсунь-Новомиргородского массива (рис. 6, б). Это указывает на возможность распространения пород массива за пределы его обнаженной части. Ранее аналогичный вывод был сделан по материалам площадных работ ОГТ [Дрогицкая, Шимкив, 1986] (рис. 7).

Кроме того, на широтном профиле ШМ подтверждена более глубокая аномалия обменоспособности с интенсивностью 70—80%, расположенная на глубине 35—40 км. Однако она смещена ближе к восточному контакту Корсунь-Новомиргородского массива.

Общее снижение обменоспособности в южном направлении, зафиксированное на профиле IM, подтверждается и на широтном профиле ШМ, пересекающем Корсунь-Новомиргородский массив в его южной части (см. рис. 6, в). Здесь на западе значения параметра A_{PS}/A_P не превышают 40% и лишь в восточной части возрастают до 60%.

Новоукраинский гранитоидный массив изучен МОВЗ менее детально, чем Корсунь-Новомиргородский плутон. На профиле IM в северной части Новоукраинского гранитоидного массива зафиксирована аномальная зона с несколько повышенными значениями обме-

носпособности. Вместе с тем на широтном профиле IVM (рис. 6, г) обнаружена аномалия до 70% на глубине 5—15 км.

Особый интерес представляет сопоставление обменоспособности среды и положения раздела Мохо в продольном сечении Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородского плутона (см. рис. 5). По данным глубинного сейсмического зондирования, верхняя граница раздела Мохо в этом сечении располагается на глубинах от 38 до 46 км и состоит из локальных относительных поднятий и прогибов [Дрогицкая и др., 2007]. Самый глубокий прогиб, получивший название «мантийный ров», вытянут в широтном направлении, т. е. перпендикулярно к профилю IM.

Судя по форме изолинии 22,7% параметра A_{PS}/A_P , отделяющей фоновые значения обменоспособности от повышенных, Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородский массив почти на всем своем протяжении фиксируется на глубинах 50—70 км, т. е. ниже раздела Мохо. Распределение повышенных значений обменоспособности неоднородно как по горизонтали, так и по глубине. До глубины 20 км повышенные значения при разной интенсивности присущи как Корсунь-Новомиргородскому рапакиви-анортозитовому, так и Новоукраинскому гранитоидному массиву. На более глубоких уровнях, включая раздел Мохо, аномалии обменных волн располагаются лишь под Корсунь-Новомиргородским плутоном. Важно подчеркнуть, что в интервале глубин 30—50 км здесь установлены столь же высокие СКО от средних значений обменоспособности, как и на отметках от 0 до 10 км.

Полученные данные могут служить независимым подтверждением связи Кировоградско-Новоукраинского гранитоидного массива с внутрикоровыми, а Корсунь-Новомиргородского рапакиви-анортозитового массива с подкоровыми источниками и процессами.

По данным обменоспособности среды можно сделать и другие выводы, имеющие отношение к познанию глубинного строения Кировоградского рудного района.

Приповерхностная и глубинная аномалии обменоспособности Корсунь-Новомиргородского массива обособлены между собой по вертикали. Поэтому наблюдаемые на поверхности очертания массива без корректировки не следует проецировать ниже 20 км. Кроме того, неясно, связана ли глубинная аномалия с непосредственным продолжением рапакиви-анортозитового массива или она отражает

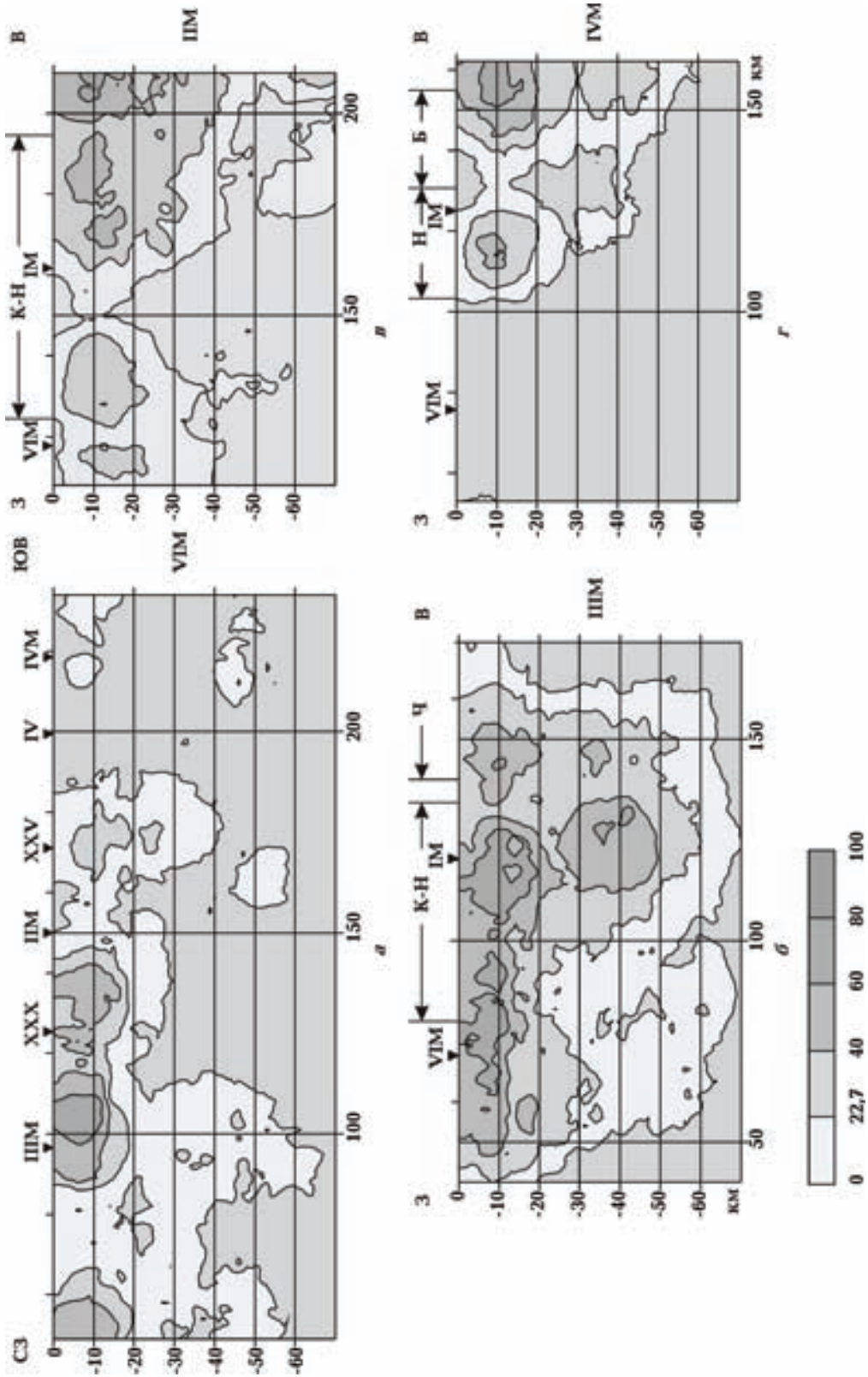


Рис.6. Обменность среды A_{rs}/A_i ; а — профиль VIM; б — профиль IIIМ; в — профиль IVМ; г — профиль IМ. Условные обозначения см. на рис.5.

положение ранее существовавшего магматического очага. Заслуживает внимания вертикальный разрыв поля обменных волн над упомянутым «мантийным рвом», в котором значения параметра A_{ps}/A_p уменьшаются до фоновых.

Как видно на рис. 4, Новоукраинский массив изучен МОВЗ в гораздо меньшей степени, чем Корсунь-Новомиргородский. В то же время Новоукраинский массив пересечен профилями ГСЗ XXIV, XXV и геотраверсом IV. Разрезы ГСЗ характеризуют соотношения массива с окружающими метаморфическими породами, его вертикальную протяженность и поведение на глубину сопряженных с ним разломных зон.

Широтный профиль ГСЗ XXV пересекает Новоукраинский и Кировоградский гранитоидные массивы, Звенигородско-Анновскую и Кировоградскую зоны разломов. Сейсмические исследования на профиле выполнены методами КМПВ—ГСЗ с расстоянием между пунктами взрыва 13—15 км и удалением от источника до 100—120 км, что позволило получить сведения о строении средней и нижней частей земной коры: были выделены глубинные разломы, прослежены сейсмические

границы K_2 и М. Вместе с тем строение верхней части коры до глубины 10—12 км было изучено недостаточно. В этой связи сейсмические исследования были дополнены результатами гравитационного моделирования [Ильченко, Крюченко, 1981].

Согласно разработанной комплексной модели строения коры, Новоукраинский гранитоидный массив и метаморфические породы чечелевской свиты образуют единый гравитационно-активный слой, залегающий предположительно на архейском основании. Его нижняя поверхность примерно совпадает с границей K_2 . Новоукраинский массив приурочен к центральной наиболее прогнутой части этого слоя, подошва которого находится на глубине 10—15 км. Новоукраинский массив асимметричен: на востоке новоукраинские трахитоидные граниты окаймляются гранитами и мигматитами кировоградского комплекса, а на западе он более резко отделен от окружающих пород. В зависимости от глубины проникновения разломы на профиле XXV подразделены на подкоровые и коровые. Первые выделены по сейсмическим наблюдениям, пересекают всю кору и смещают раздел Мохо. К ним, в частности, отнесены

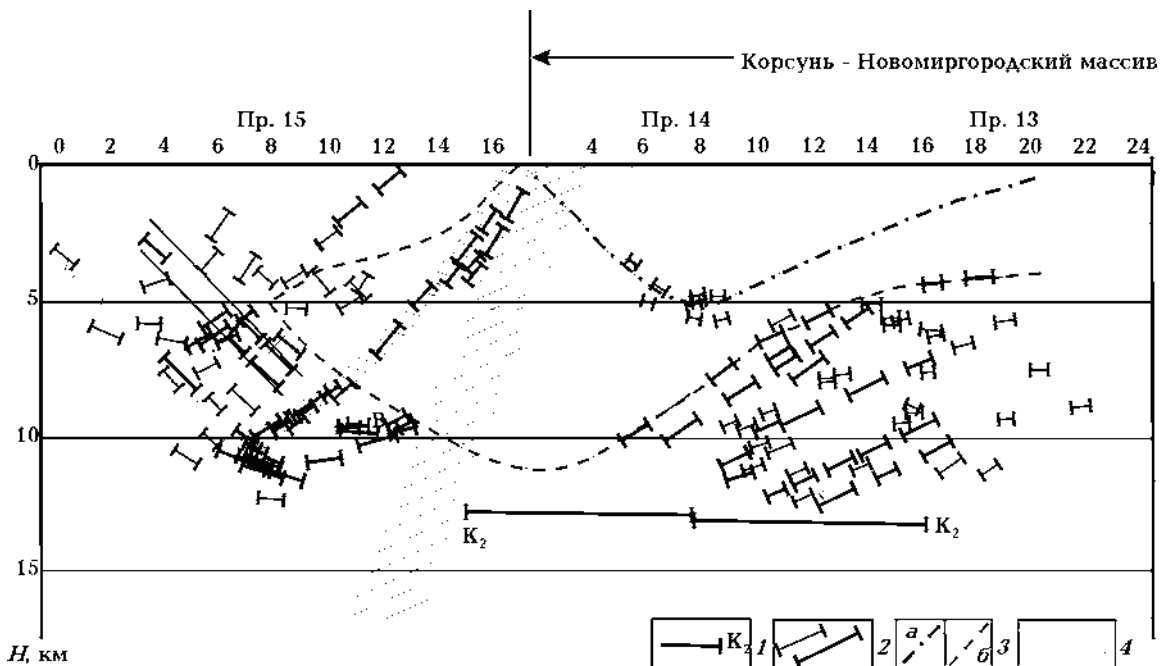


Рис. 7. Сейсмический разрез через западный контакт Корсунь-Новомиргородского массива по данным ОГТ и гравитационного моделирования [Дрогицкая, Шимкив, 1986]: 1 — поверхность K_2 по данным ГСЗ; 2 — отражающие площадки по данным ОГТ; 3 — контуры габбро-анортозитов (а) и гранитов рапакиви (б) по данным гравитационного моделирования; 4 — западный контакт Корсунь-Новомиргородского плутона.

Кировоградская и Звенигородско-Анновская зоны разломов. Положение более мелких разломов второй группы намечено по гравиметрическим данным.

Дополнительные сведения о поведении на глубину Новоукраинского гранитоидного массива получены при разработке петроплотностной модели коры Ингульского мегаблока [Куприенко и др., 2007]. Показано, что в качестве обособленного геологического тела мегаблок прослеживается на глубину 18—20 км и на поверхности разделяется на две части: западную и восточную с плотностью пород 2,62 и 2,66 г/см³ соответственно. Эти величины отвечают параметрам «гранитного» слоя коры. На глубине 17 км наблюдается скачок плотности пород до 2,80—2,90 г/см³, затем разница между западной и восточной частями массива нивелируется и «гранитный» слой плавно переходит в «диоритовый».

Результаты исследований по профилям ГСЗ несут и другую важную информацию о глубинном строении Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородского плутона и его соотношениях с породами рамы. Так, в сечении субмеридионального профиля XXIV поверхность K_2 в пределах Корсунь-Новомиргородского массива залегает на глубинах 10—11 км (в среднем 10,6 км), в зоне сочленения с Новоукраинским массивом она нарушена с опущенным южным крылом. Разлом прослежен через всю толщу коры до раздела М, где южное крыло этой поверхности также смещено вниз на 3—4 км.

На широтном профиле XXX поверхность K_2 в пределах Корсунь-Новомиргородского массива залегает на глубинах от 10 до 16 км (средняя глубина 12 км), восточнее массива — на глубинах 15—17 км (средняя глубина 16,2 км). Согласно сейсмическим данным, с запада и востока Корсунь-Новомиргородский массив ограничен крупными разломами. Западный разлом трассируется во всей толще коры по исчезновению поверхности K_2 и прослеживанию точек дифракции. Восточный разлом выражен в верхней части коры как смещение поверхности K_2 с вертикальной амплитудой 5 км, глубже — до низов коры — в виде серии точек дифракции. На широтном профиле IV в пределах Новоукраинского массива поверхность K_2 залегает на глубинах 13—14,5 км, плавно погружаясь к западу. Восточная граница массива совпадает с Кировоградской зоной разломов, представленной ступенеобразным погружением раздела М на

глубину от 38 км на востоке до 45,5 км на западе.

Исключительный интерес представляют данные регистрации интенсивных субвертикальных докритических, а также закритических отражений от поверхности раздела М в районе пересечения Кировоградской зоны разломов с широтным мантийным прогибом (рис. 8). Кроме Кировоградского района, подобные интенсивные отражения на древних щитах нигде более не зафиксированы. Предполагается, что они вызваны конструктивной интерференцией сейсмических волн, отраженных от границ внутри слоистого раздела кора—мантия.

Структуры урановорудных полей и их поведение на глубину. Первое в Кировоградском районе Мичуринское урановое месторождение было открыто массовыми поисками с помощью каротажа скважин в октябре 1964 г. Оно было разведано Государственным геологическим предприятием (ГПП) «Кировгеология» всего за два года и в 1967 г. передано промышленности [Бакаржиев и др., 1995]. Параллельно была развернута обширная программа картировочного и глубокого разведочного бурения на смежных площадях, что, с одной стороны, привело к открытию новых урановых месторождений, а с другой — позволило проследить и изучить поверхностные рудоносные структуры района с детальностью, недостижимой при региональных геологических исследованиях.

Несмотря на повсеместное развитие мощных (30—50 м и более) рыхлых отложений и наличие сплошных черноземных посевных площадей, урановорудные поля Кировоградского района с помощью бурения и геофизических методов к настоящему времени закартированы в масштабах 1:50 000—1:10 000. Урановые месторождения систематически изучены скважинами на 1,5—2 км ниже эрозионной поверхности раннедокембрийских пород. Отдельные скважины достигали отметок –2,5 и –2,8 км. В некоторых случаях с помощью бурения исследованы не только рудные залежи, но также их надрудные и подрудные части. Результаты бурения подтверждены проходкой подземных горных выработок. Это служит основой для надежной интерполяции поверхностных структур урановорудных месторождений и полей на глубину как минимум в 3 км.

Ниже приведены соответствующие сведения о Мичуринском, Лелековском и Новоко-

стантиновском урановорудных полях. Первые два приурочены к Кировоградской зоне разломов, третье расположено внутри Новоукраинского гранитоидного массива.

Кировоградская зона разломов, с общих геотектонических позиций, относится к меридиональным структурам Украинского щита. Центральный ее отрезок, где находятся Мичуринское и Лелековское рудные поля, напоминает дугу, обращенную выпуклой стороной на восток и приуроченную к контакту Кировоградско-Новоукраинского массива с гнейсами чечелевской свиты (см. рис. 3). Но по данным специализированного геологического картирования, на этом отрезке в полосе шириной от 3 до 5 км доминируют структуры двух направлений: субмеридионального и северо-западного (рис. 9). Они отражаются в ориентировке эндоконтакта кировоградских

трахитоидных и порфиридных гранитов, гнейсовых и мигматитовых полей и массивов «внутриразломных» среднезернистых гранитов (Лелековского, Завадовского и Компаневского). Наложенные структуры, обычно отождествляемые с разломами, наследуют общий план этого интрузивно-метаморфического цоколя и вместе с тем его усложняют. Они образуют систему маломощных рассредоточенных разрывов, изгибаются и сочленяются между собой под острыми и тупыми углами. Восточной границей этой системы служат крупные Мичуринский, Бережинский и Восточный разломы. Западная граница системы не столь определена: ее составными частями, возможно, являются Масляниковский и Западно-Лелековский разломы, пересекающие под острым углом контакт Кировоградско-Новоукраинского массива с мигматитами.

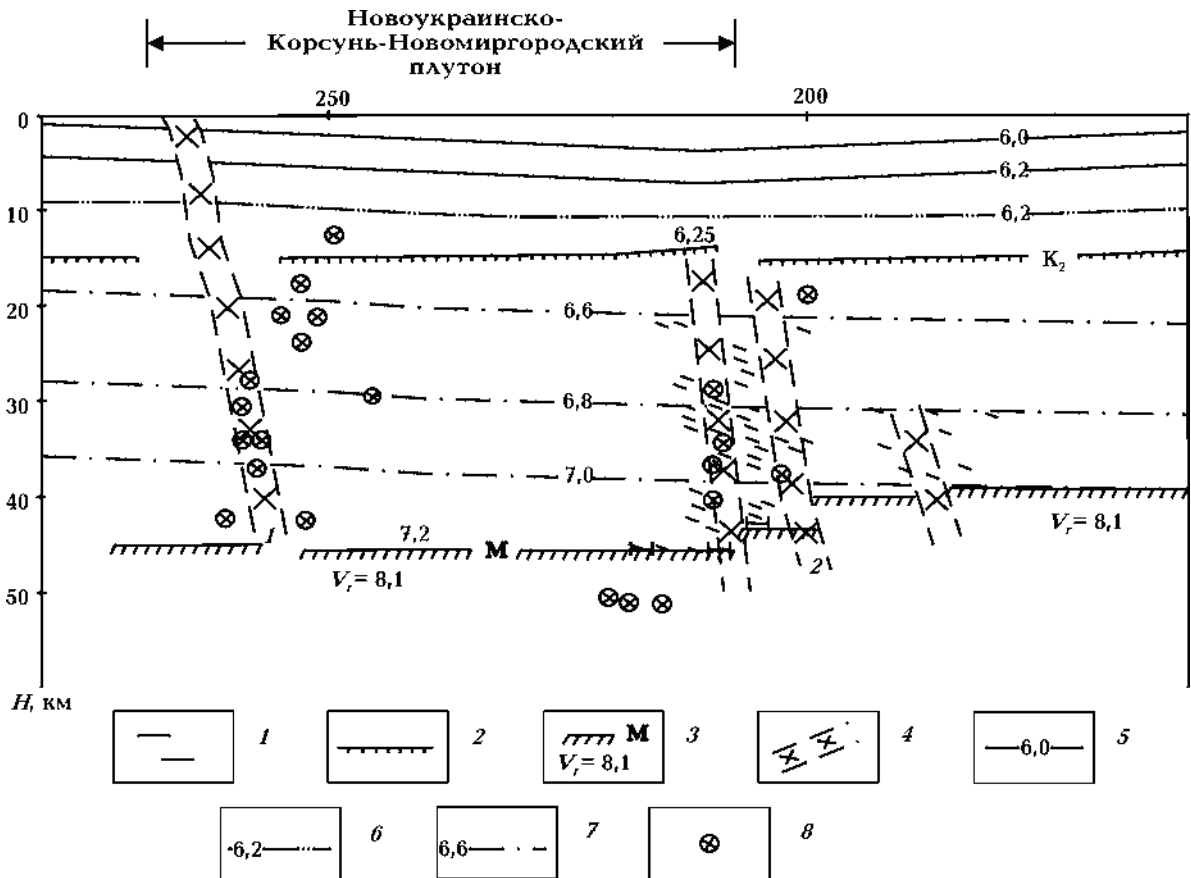


Рис. 8. Глубинный сейсмический разрез Кировоградского рудного района вдоль геотрансверса IV: 1 — отражающие площадки в коре и верхней мантии; 2 — граница K_2 ; 3 — поверхность раздела М со значениями граничной скорости, км/с; 4 — глубинный разлом по данным ГСЗ (цифры на схеме: 1 — Звенигородско-Анновский, 2 — Кировоградский); 5 — изолиния сейсмической скорости, вычисленной по годографам преломленно-рефрагированных волн, км/с; 6 — то же, по годографам волн, отраженных от поверхности K_2 ; 7 — то же, по годографам волн, отраженных от поверхности раздела М; 8 — точка дифракции.

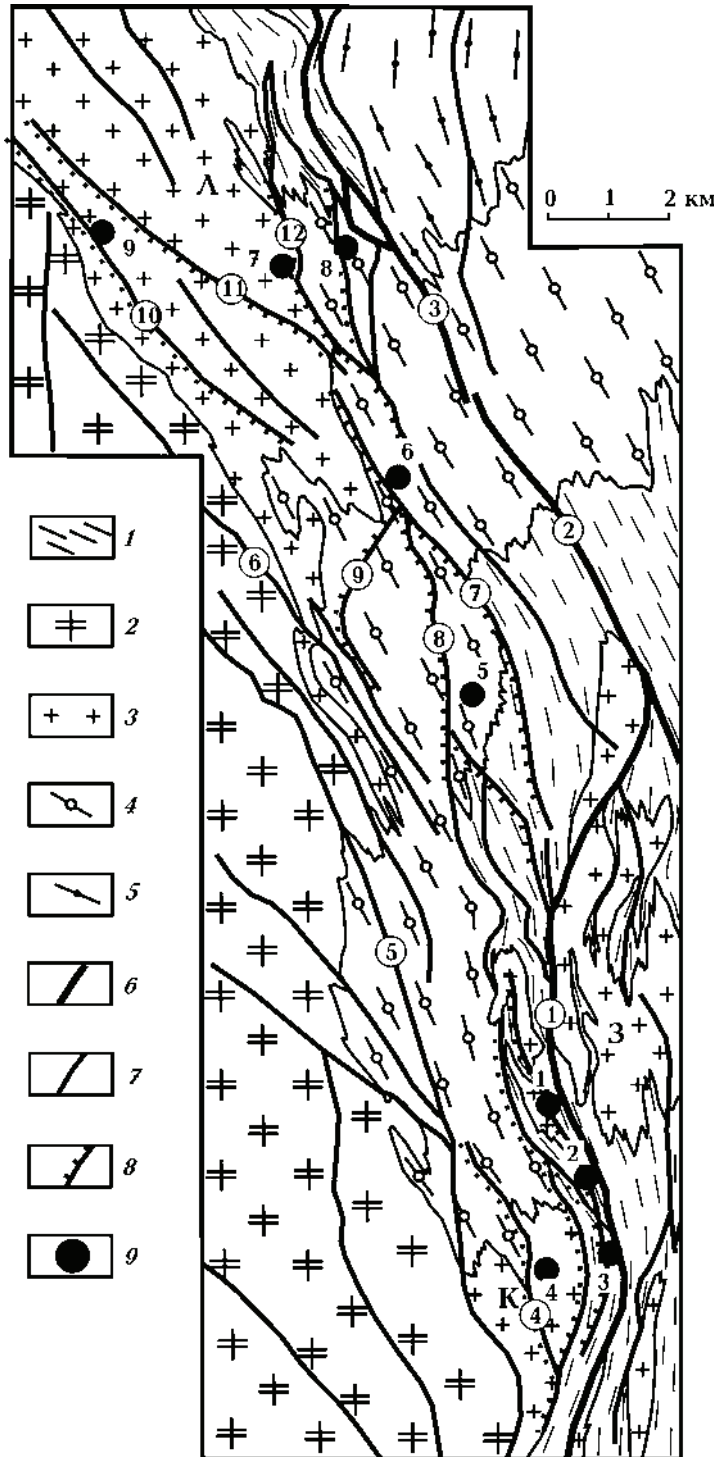


Рис.9. Геологическая карта центрального отрезка Кировоградской ураноносной зоны разломов. Составлена по материалам КП «Кировгеология»: 1 — палеопротерозойские гнейсы; кировоградский гранитоидный комплекс: 2 — трахитоидные и порфиroidные граниты, 3 — среднезернистые граниты; 4 — мигматиты; 5 — гранитизированные гнейсы и кристаллические сланцы; разрывные структуры: 6 — I порядка, 7, 8 — II порядка (8 — дислокационные); 9 — урановые месторождения (1 — Мичуринское, 2 — Северо-Коноплянское, 3 — Южно-Коноплянское, 4 — Западно-Коноплянское, 5 — Центральное, 6 — Лелековское, 7 — Северинское, 8 — Подгайцевское, 9 — Щорсовское); массивы среднезернистых гранитов: 3 — Завадовский, К — Коноплянский, Л — Лелековский; разломы (цифры в кружках): 1 — Мичуринский, 2 — Бережинский, 3 — Восточный, 4 — Западно-Коноплянский, 5 — Масленниковский, 6 — Восточно-Ингульский, 7 — Куцевский, 8 — Центральный, 9 — Литейный, 10 — Западно-Лелековский, 11 — Восточно-Лелековский, 12 — Северинский.

Наложенные разрывные структуры Кировоградской зоны разломов могут быть подразделены на структуры I и II порядков, а структуры II порядка в зависимости от внутреннего строения — на дислокационные и тектонометасоматические. В дислокационных структурах проявлены катаклаз, милонитизация и регрессивные зеленокаменные изменения. В тектонометасоматических структурах с ними сочетаются ураноносные натровые метасоматиты. Традиционно их называют тектонометасоматическими зонами.

Тектонометасоматические зоны сосредоточены в осевой части Кировоградской зоны разломов и образуют расширяющийся на северо-запад пучок, наложенный на более ранние структуры цоколя. На южном фланге они сочленяются с Мичуринским разломом, который пересекает Завадовский и Коноплянский массивы среднезернистых гранитов. Далее на север Кущевская, Литейная и Центральная тектонометасоматические зоны облекают и нарушают обособленный линзовидный блок мигматитов. На северо-западном фланге зоны веерообразно расходятся в соответствии с формой Лелековского массива.

Располагаясь в тектонометасоматических зонах, урановые месторождения также тяготеют к осевой части Кировоградской зоны разломов, но имеют более ограниченное распространение. Они сконцентрированы в сравнительно узкой (2—2,5 км) полосе, ориентированной по азимуту 350°, пересекающей разнородный интрузивно-ультраметаморфический цоколь и занимающей обособленное положение в системе наложенных разрывов. Этим, в частности, объясняются различия структур Мичуринского и Лелековского урановорудных полей при сходной истории их формирования.

Мичуринское рудное поле объединяет одноименное крупное месторождение и размещенные вблизи него Северо-, Южно- и Западно-Коноплянское месторождения (рис. 10). Рудное поле располагается в области перехода от Новоукраинско-Кировоградского гранитоидного массива к стратифицированным породам чечелевской свиты. Интрузивно-ультраметаморфический цоколь рудного поля образуют трахитоидные и порфириовидные граниты кировоградского комплекса, примыкающие к ним обширные поля мигматитов, гнейсы и внедрившиеся в мигматиты и гнейсы Завадовский и Коноплянский массивы среднезернистых гранитов. Доминирующая роль

среди наложенных структур принадлежит Мичуринскому разлому. В рудном поле он плавно изгибается по простиранию и подразделяется на три отрезка, ориентированные на юге и на севере по азимуту 5—10°, а в центральном отрезке, где сосредоточены ураноносные метасоматиты, по азимуту 345—350°. Здесь разлом имеет выдержанное падение на восток под углами 55—65°, и к нему со стороны лежачего бока примыкают многочисленные диагональные разрывы. Мичуринский разлом влияет и на распространение диафтореза в интрузивно-ультраметаморфическом цоколе. К западу от него диафторез развивается по многочисленным разрывам и в промежутках между ними, захватывая до 60—70% площади, к востоку контролируется обособленными тектоническими швами.

Еще во время разведки Мичуринского месторождения было установлено, что на пространственное положение ураноносных альбититов влияют структуры, возникшие в условиях ультраметаморфизма и гранитизации, что натровые метасоматиты образовались в условиях массового хрупкого дробления, но сохранили текстурно-структурные признаки исходных пород при последовательном изменении их минерального состава и что урановая минерализация занимает вполне закономерное положение в метасоматической зональности [Казанский и др., 1968]. История формирования Мичуринского месторождения была разделена на этапы: I — ультраметаморфический, II — пегматитовый, III — бластомилонитизации амфиболитовой фации, IV — милонитизации, катаклаза и зеленокаменных изменений, V — натрового метасоматоза и рудообразования. Одновременно были выделены три типа метасоматической зональности: эгирин-рибекитовый, эпидот-хлоритовый и смешанный, и подчеркнута приуроченность рудной минерализации к альбититам внутренней зоны метасоматического ореола.

Вертикальный разрез Мичуринского уранового месторождения, построенный на основе указанного подхода (рис. 11), отражает три главные особенности поведения на глубину ураноносных натровых метасоматитов:

- комбинированный характер их структурного, точнее структурно-петрологического контроля;
- распространение наложенных на интрузивно-ультраметаморфический цоколь разрывов ниже выклинивания ураноносных альбититов;

- влияние изменившегося состава пород докола на положение нижней границы урановых руд.

На Мичуринском месторождении гнейсы и пересекающиеся с ними кристаллические сланцы образованы вблизи нижней температурной границы амфиболитовой фации, о чем свидетельствует их минеральный состав (олигоклаз, микроклин, кварц, биотит, роговая обманка, гранат, диопсид, иногда ортопироксен). В этих же температурных условиях возникли среднезернистые «шахтные» граниты и сопровождающие их послонные, очковые и теневые мигматиты. В наиболее рудонасыщенном блоке месторождения маломощные гранитные тела и гнейсы многократно чередуются в примерно равном количественном отношении. Блок рассечен многочисленными жилами микроклин-плагиоклазовых пегматитов, переходящих в аплиты, и на востоке ограничен Мичуринским разломом. Все кристаллические породы в лежачем боку этого разлома, где сосредоточены ураноносные натровые метасоматиты, в той или иной степени катаклазированы. Наиболее интенсивно катаклаз проявлен в гранитах и пегматитах, слабее — в гнейсах, что увеличивает гетерогенность упомянутого блока. На глубине от 400 до 600 м этот обособленный блок подстилается сплошными среднезернистыми гранитами.

По наблюдениям в горных выработках Мичуринский разлом представляет собой мощную (20—30 м) зону рассланцованных, милонитизированных, катаклазированных и частично десилицированных гранитов, гнейсов и пегматитов. В ней встречаются фрагменты струйчатых и очковых бластомилонитов, образовавшихся путем высокотемпературных пластических деформаций. Для милонитов и катаклазитов, наоборот, характерны массовое хрупкое дробление и перетиранье пород, появление минеральной ассоциации кварц + альбит + микроклин + хлорит + эпидот.

Наличие обособленного по составу блока кристаллических пород и экранирующего его Мичуринского разлома и определяет поведение ураноносных натровых метасоматитов в вертикальном разрезе Мичуринского месторождения. С глубиной размеры альбититовых залежей и приуроченных к ним урановородных тел уменьшаются и на расстоянии 400—500 м от земной поверхности они выклиниваются. Ниже вдоль Мичуринского разлома прослеживаются лишь десилицированные граниты и пегматиты, которые можно рассматри-

вать в качестве подрудной части месторождения.

Верхняя часть Мичуринского месторождения уничтожена эрозией. С некоторой долей условности о ее строении можно судить по наблюдениям на Южно-Коноплянском месторождении, где натровые метасоматиты локализованы в однородной по восстанию среде и урановые руды располагаются на более низком гипсометрическом уровне. Урановые руды связаны с альбититами рибекит-эгиринового типа. Вверх по восстанию те и другие выклиниваются, не доходя до поверхности. Параллельно в верхних частях метасоматических тел появляются скопления кварца в виде жил и прожилков, брекчий с кварцевым цементом и, наконец, залежи сливного кварца мощностью до 5—10 м, полностью замещающие метасоматиты. Было высказано предположение, что так называемая кварцевая шапка возникла в результате выщелачивания и переотложения SiO_2 при натровом метасоматозе и что она может служить индикатором скрытых на глубине урановородных залежей. Однако наблюдения в других рудных полях показали, что это лишь один из возможных случаев проявления вертикальной зональности ураноносных натровых метасоматитов.

Лелековское рудное поле находится на северо-западном фланге Кировоградской зоны разломов и включает Лелековское, Подгайцевское, Северинское и Щорсовское месторождения урана, пространственно связанные с Лелековским массивом среднезернистых гранитов (см. рис. 9). Последний имеет клиновидную в плане форму, на юго-западе смыкается с трахитоидными порфиридовыми гранитами кировоградского комплекса, на северо-востоке — с гнейсами чечелевской свиты и порфиробластическими мигматитами. Наложённые разрывные структуры здесь имеют преимущественно северо-западное (320—340°) и субмеридиональное простирание. Западно- и Восточно-Лелековская зоны косо пересекают Лелековский массив, Северинская тектонометасоматическая зона следует вдоль его северо-восточного контакта.

Все урановые месторождения Лелековского рудного поля являются слепыми и перекрыты рыхлыми отложениями. На глубину наиболее детально изучен участок, где находятся Северинское и Подгайцевское месторождения (рис. 12). Они пересечены многочисленными буровыми профилями и вскрыты подземными горными выработками на двух

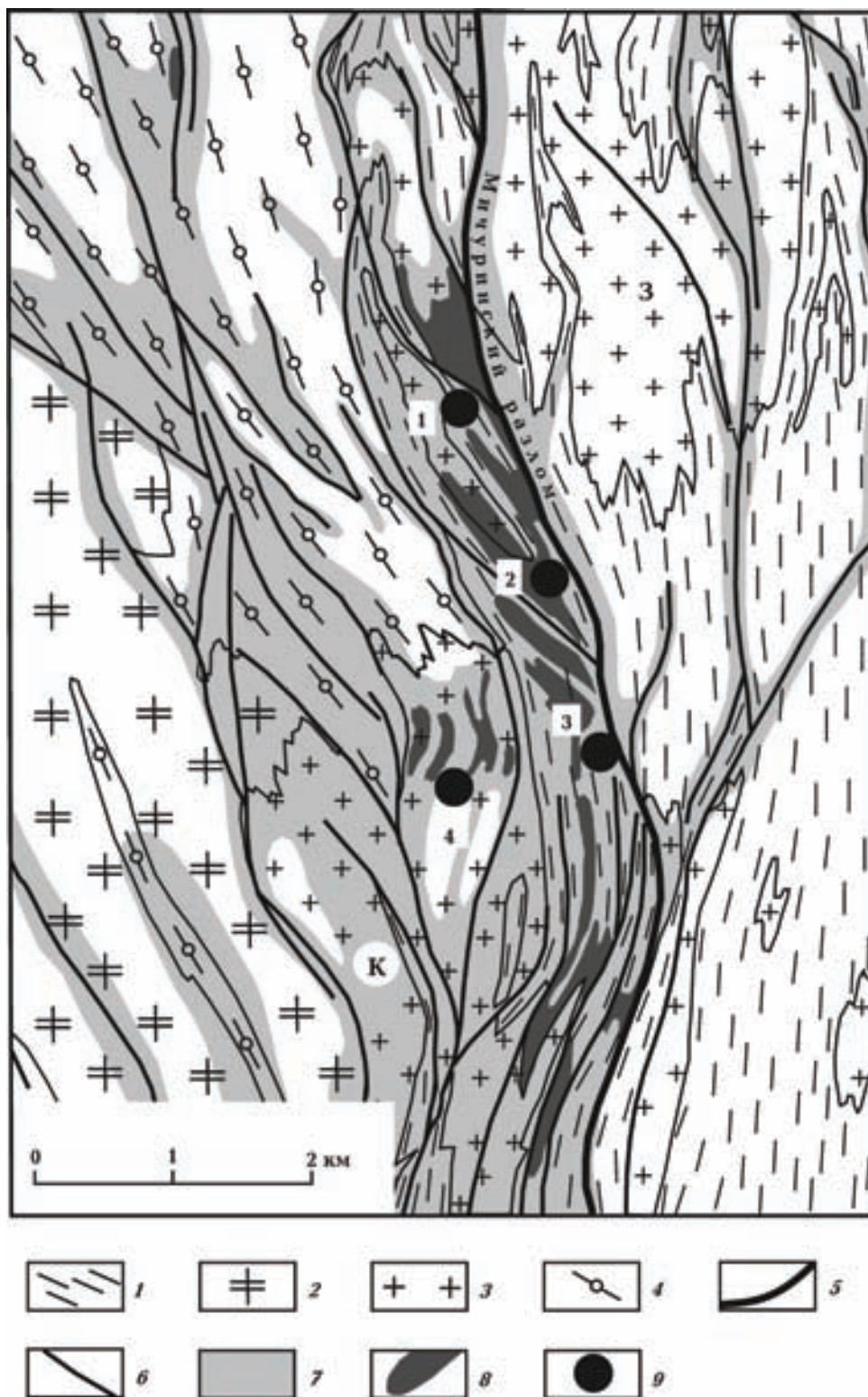


Рис.10. Геологическая карта Мичуринского рудного поля и его обрамления: 1 — биотитовые гнейсы; кировоградский гранитоидный комплекс: 2 — трахитоидные и порфировидные граниты, 3 — среднезернистые граниты; 4 — мигматиты; разломы: 5 — I порядка, 6 — II порядка; 7 — диафортированные породы; 8 — натровые метасоматиты; 9 — урановые месторождения (1 — Мичуринское, 2 — Северо-Коноплянское, 3 — Южно-Коноплянское, 4 — Западно-Коноплянское); массивы среднезернистых гранитов: 3 — Завадовский, К — Коноплянский.

горизонтах. Здесь пройдены две из самых глубоких в Кировоградском районе скважины: С3000 — 3500,2 м и С3002 — 3001,2 м от устья. Обе скважины пересекли подрудную часть Северинского месторождения.

По данным детального картирования и разведочного бурения Северинское месторождение приурочено к мощной (400—600 м по горизонтали) зоне так называемых тневых мигматитов, которая расположена на контакте Лелековского гранитного массива и крупного блока порфиروبластических мигматитов. Эта зона моноклинально падает в восточном направлении под углами 55—65° и состоит из многократно чередующихся мигматитов, гранитов, гнейсов, пегматитов и наложенных тектонических швов. Примыкающие к ней среднезернистые граниты также деформиро-

ваны и представлены гнейсовидными разностями. Почти все породы в зоне полосчатых мигматитов затронуты зеленокаменными изменениями. Сопровождающие диафторез хрупкие деформации наиболее интенсивно проявлены в тектонических зонах 3 и 6, которые выполнены эпидот-хлоритовыми милонитами и под острыми (до 10—15°) углами пересекают более ранние структурные элементы зоны полосчатых мигматитов. Месторождение приурочено к локальному (длиной 1,5—2 км) изгибу тектонических зон 3 и 6 по простиранию.

В современном эрозионном срезе, т. е. под покровом рыхлых отложений, натровые метасоматиты обнажаются в виде разобщенных ореолов десилицированных пород и подчиненных им безрудных альбититов, что соответствует надрудной части Северинского ме-

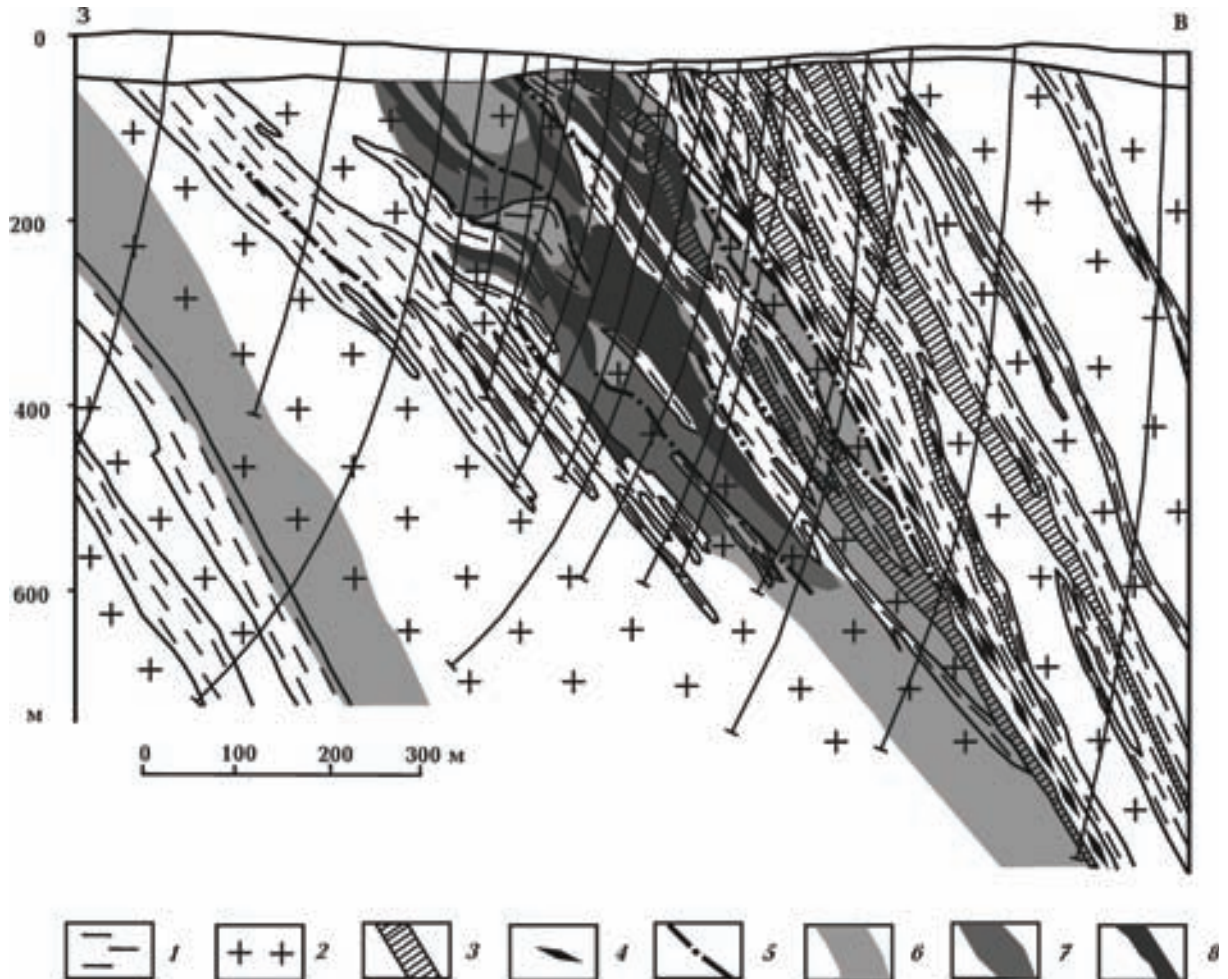


Рис. 11. Геологический разрез Мичуринского месторождения: 1 — гнейсы; 2 — среднезернистые граниты; 3 — пегматитовые жилы; 4 — бластомилониты и милониты (Мичуринский разлом); 5 — милониты; 6 — десилицированные породы; 7 — альбититы; 8 — урановорудные тела.

сторождения. С помощью бурения урановые руды обнаружены на расстоянии 20 м от земной поверхности и прослежены на глубину до 1200 м. Наиболее насыщен урановой минерализацией интервал от –500 до –1000 м, где сопряженные с 3-й тектонической зоной рудные залежи совмещены с рудными залежами параллельной 6-й тектонической зоны. Верхняя часть этого интервала вскрыта подземными горными выработками на горизонте –550 м, в результате чего рудоносная зона полосчатых мигматитов здесь исследована с гораздо большей детальностью, чем вблизи поверхности. Это позволяет охарактеризовать ее как составную часть интрузивно-ультраметаморфического цоколя и выявить соотношения с ним натровых метасоматитов и урановорудных залежей с этим цоколем (рис. 13).

Основу зоны полосчатых мигматитов здесь также создают порфиروبластические мигматиты. Они содержат реликты гнейсов, замещают гнейсы и наследуют их пространственную ориентировку. Порфиробласты занимают до 50 % объема и представлены микроклином, реже олигоклазом, основная ткань сложена микроклином, олигоклазом, кварцем, мелкочешуйчатым биотитом, реже роговой обманкой. Это типичная минеральная ассоциация амфиболитовой фации. Не менее характерный признак порфиروبластических мигматитов — развитие кристаллизационной сланцеватости и плоскопараллельных текстур, которые, как и зона в целом, наклонены на восток под углами 55—65°. По текстурно-структурным признакам, характеру деформаций и минеральному составу порфиروبластические мигматиты сопоставимы с гнейсовидными лелековскими гранитами и вместе с ними отражают наиболее ранний этап развития зоны полосчатых мигматитов.

Обособленное положение и гетерогенное внутреннее строение зоны полосчатых мигматитов четко фиксируется по распределению и морфологии жилообразных тел среднезернистых гранитов, залегающих в порфиروبластических мигматитах и гнейсовидных гранитах. При мощности от 1—3 до 30—50 м они вытягиваются в северо-западном (310—320°) направлении и образуют подобие штокверка. Его усложняют более поздние пегматитовые жилы и наложенные разрывные тектонические швы. Натровые метасоматиты и рудные залежи наследуют ранее возникший структурный план. Залежь 3б-I имеет линзовидную форму и контролируется тектоничес-

кой зоной 3. Более сложная в плане залежь 6б-II не обнаруживает столь явной связи с разрывами, наложенными на интрузивно-ультраметаморфический цоколь. Предполагается, что урановые рудные залежи приурочены к зонам объемного катаклаза вмещающих пород.

В вертикальном разрезе Северинского месторождения ураноносные натровые метасоматиты также наследуют залегание зоны полосчатых мигматитов (рис. 14). Это унаследование проявляется не в виде простого совпадения ранних и поздних структурных элементов, а в более сложной форме. Тектонические зоны 3 и 6 в общем подчиняются моноклиальному падению полосчатых мигматитов, однако местами пересекают их под углами 5—10°. Тектоническая зона 3 на верхних отметках состоит из двух ветвей (3а и 3б), которые соединены между собой на глубине от –600 до –800 м. В свою очередь, ассоциированные с тектонической зоной 3 залежи ураноносных альбититов имеют более пологие углы наклона и на глубине –800 м выходят из полосчатых в порфиروبластические мигматиты. При этом ураноносные натровые метасоматиты замещают все перечисленные выше породы, в том числе милониты и катаклазиты тектонической зоны 3.

На Северинском месторождении, в отличие от Мичуринского месторождения, в альбититах интенсивно развита поздняя гематит-карбонат-флогопитовая ассоциация, содержащая урановые минералы. Последние представлены браннеритом и продуктами его разложения, уранинитом, настураном, вторичными силикатами урана и урановыми чернями. Преобладающим развитием пользуются гематит-карбонат-хлоритовые альбититы. Более ограниченное распространение имеют рибекит-содержащие гематит-карбонат-хлоритовые и гематит-карбонат-эгириновые альбититы, а также флогопитсодержащие гематит-карбонат-хлоритовые альбититы. Однако какой-либо закономерности в распределении указанных типов альбититов пока не обнаружено.

Вместе с тем на Северинском месторождении установлена другая важная закономерность: десилицированные породы не только обрамляют ураноносные альбититы в горизонтальном сечении, но сменяют их вверх и вниз по падению. В надрудной части месторождения на долю десилицированных пород приходится 20—40 % объема натровых метасоматитов. С глубиной эта доля уменьшается, в интервале от –500 до –1000 м колеблется от

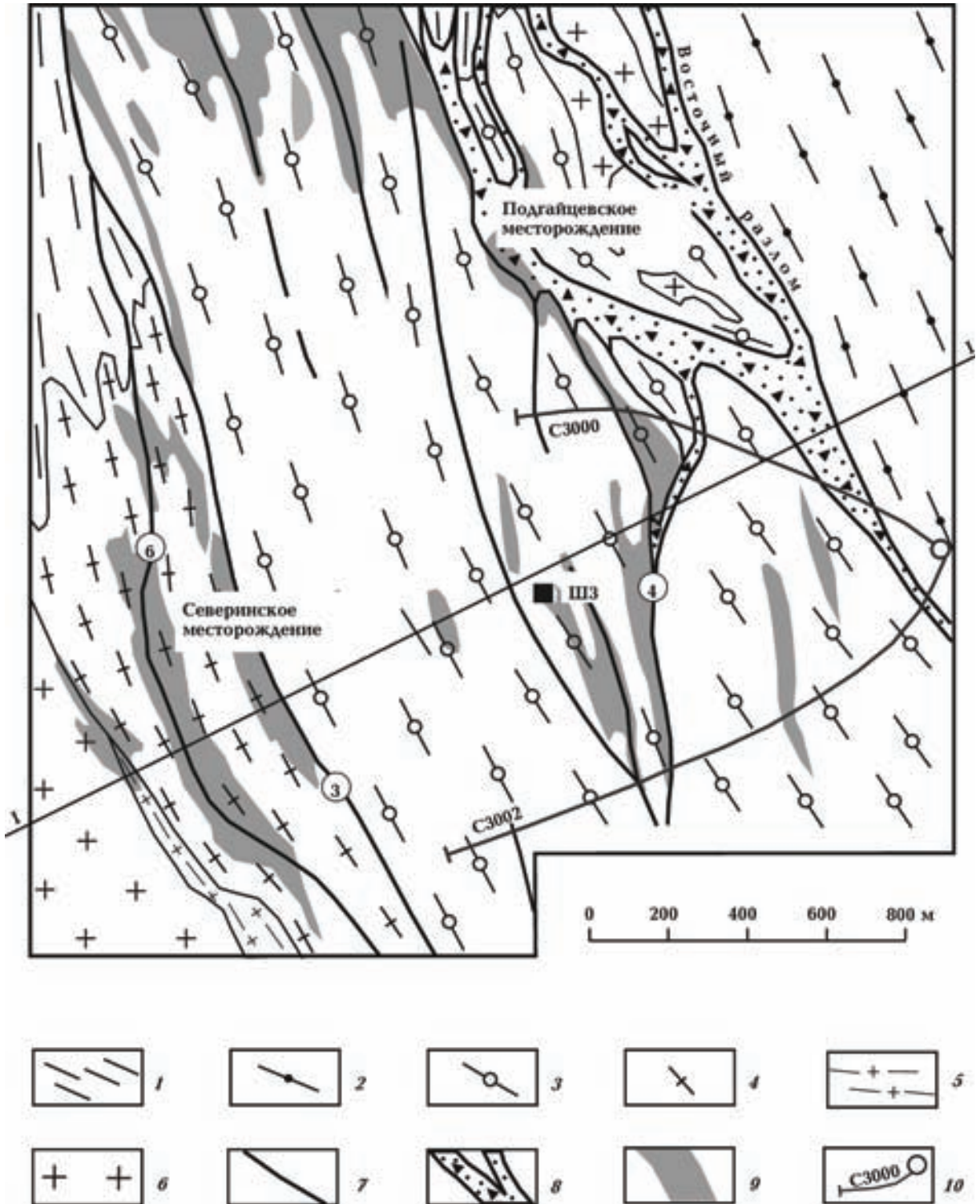


Рис. 12. Схема геологического строения Северинско-Подгайцевского участка Лелековского рудного поля: 1 — биотитовые гнейсы; 2 — гранитизированные гнейсы и кристаллические сланцы; 3 — порфиробластические мигматиты; 4 — полосчатые мигматиты; 5 — гнейсовидные граниты; 6 — среднезернистые граниты; 7 — тектонические зоны (цифры в кружках — номер зоны); 8 — катаклазиты и брекчии с кварцевым цементом; 9 — натровые метасоматиты; 10 — положение глубоких скважин С3000 и С3002; I — I — разведочная линия 103.

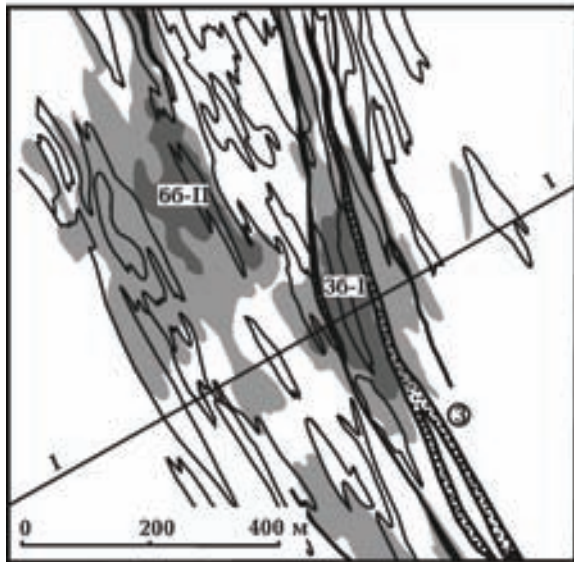
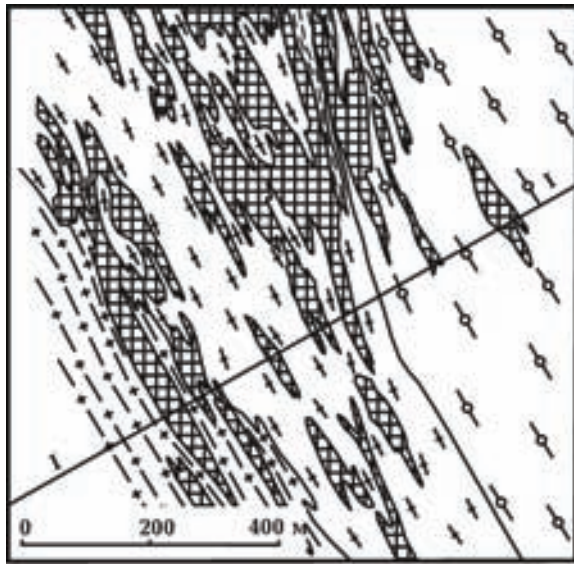


Рис. 13. Строение рудоносной зоны полосчатых мигматитов на горизонте подземных горных выработок –550 м: *а* — интрузивно-ультраметаморфический цоколь; *б* — наложенные разрывы и натровые метасоматиты: 1 — биотитовые гнейсы; 2 — порфиробластические мигматиты; 3 — полосчатые мигматиты; 4 — гнейсовидные граниты; 5 — среднезернистые граниты; 6 — миложенные швы; 7 — натровые метасоматиты; 8 — урановые рудные залежи; 9 — разведочная линия 103; цифра в кружке — номер тектонической зоны; цифры и буквы в прямоугольниках — рудные залежи.

10 до 3% и на выклинивании урановорудных залежей вновь возрастает.

На продольной проекции Северинского месторождения верхняя граница рудной залежи 36-I располагается на отметке –200 м, нижняя — на отметке –1200 м (рис. 15). Рудная залежь 36-Ia протягивается глубже на 150 м. Таким образом, общий интервал развития урановых руд на месторождении составляет 1100 м по вертикали и 1350 м по падению. В его пределах находится и рудная залежь 66-II, связанная с параллельной тектонической зоной 6. Залежь имеет меньшую протяженность по вертикали (около 600 м) и смещена относительно залежи 36-I. В совокупности указанные рудные залежи образуют рудный столб с горизонтальной протяженностью от 400 до 700 м. Его предполагаемая ось склоняется к юго-западу под углами 45–55°. Сопоставление разрезов скважин позволяет убедиться, что рудный столб тяготеет к изгибу тектонических зон 3 и 6 по простиранию.

Проходка скв. С3000 и С3002 показала, что рудовмещающая зона полосчатых мигматитов как минимум протягивается на глубину 2500 м. Скв. С3002 пересекла десилицированные мигматиты и граниты на расстоянии 2020–2350 м от устья. Среди них располагаются маломощные (первые метры) тела альбититов с убогой урановой минерализацией в виде браннерита. Они сложены альбитом, эгирином, рибекитом, хлоритом, флогопитом, карбонатом и гематитом. В скв. С3000 безрудные десилицированные породы обнаружены на расстоянии 2400–2430, 2700–2789 и 2908–2916 м от устья. В обеих скважинах на указанных глубинах отмечены проявления диафтореза кристаллических пород. Они зафиксированы по развитию альбита, микроклина, хлорита, карбонатов в порфиробластических мигматитах, гранитах и пегматитах.

Следовательно, доказанный интервал распространения натровых метасоматитов на Северинском месторождении составляет 3000 м по падению зоны полосчатых мигматитов. Урановые руды сосредоточены в верхней части этого интервала (1350 м по падению). Но какие именно факторы определяют протяженность рудного интервала — пока неясно. Поиски ответа на этот вопрос затрагивают проблему генезиса и эволюции восходящих гидротермальных растворов. Ее обсуждение выходит за рамки настоящей статьи.

Еще до вскрытия подрудной части Северинского месторождения глубокими скважи-

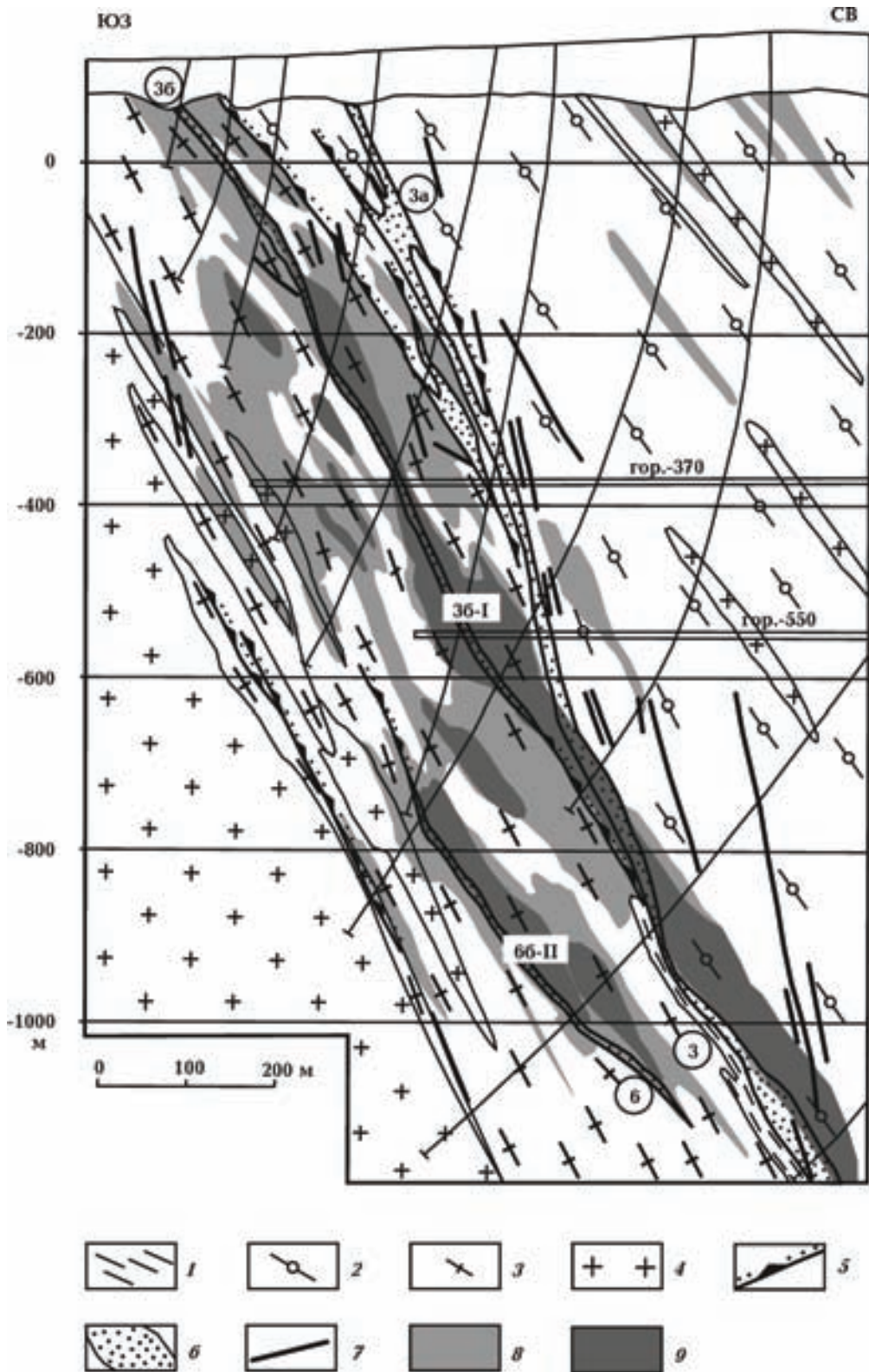


Рис. 14. Геологический разрез Северинского месторождения по разведочной линии 103: 1 — гнейсы; 2 — порфиробластические мигматиты; 3 — полосчатые мигматиты; 4 — среднезернистые граниты; 5 — милонитовые швы (вне масштаба); 6 — тектонические зоны (цифры в кружках — номер зоны); 7 — основные дайки; 8 — натровые метасоматиты; 9 — рудные залежи (цифры и буквы в прямоугольниках).

нами на Мичуринском, Подгайцевском и других урановых месторождениях Кировоградского района были обнаружены пористые разновидности десилицированных пород и альбититов. Их образование объяснялось некомпенсированным по объему замещением пород при натровом метасоматозе. Исследования кернa скв. С3000 и С3002 и дополнительный анализ материалов по более высоким уровням показали, что зоны пористых пород при средней мощности 3—6 м протягиваются до отметки –2600 м и на всем этом протяжении сопровождают тектоническую зону 3. Размеры пор варьируют от долей миллиметра до 1,5 см. Обычно они занимают 5—10% объема, развиваясь в альбититах, десилицированных и реже в диафорированных породах. Поры большей частью открытые. Местами на их стенках наблюдаются скопления хлорита, эпидота, карбонатов, кварца, гематита. Однако в них нет следов каолинитизации и других признаков экзогенных процессов. Природа этого явления неясна. Но его вряд ли можно считать случайным.

Новоконстантиновское рудное поле включает Новоконстантиновское, Докучаевское, Лесное, Летнее месторождения и несколько рудопоявлений, которые располагаются в Новоукраинском гранитоидном массиве вблизи его контакта с Корсунь-Новомиргородским рапакиви-анортозитовым массивом (см. рис. 3).

Новоукраинский массив сложен гранат-биотитовыми и биотитовыми трахитоидными гранитами, среди которых залегают монцититы и габбромонцититы, окруженные гранат-биотит-гиперстеновыми гранитами [Державна ..., 2001]. Местами трахитоидные граниты прорваны аплитовидными биотитовыми гранитами. По петрохимическим данным гранитоиды отвечают субщелочному ряду калиевой серии. Характерный признак новоукраинских гранитоидов — широкое развитие плоскопараллельных текстур течения и протоклаза, ориентировка которых совпадает с ориентировкой сохранившихся при гранитизации биотитовых и биотит-пироксеновых гнейсов.

В отличие от Мичуринского и Лелековского рудных полей, поверхностные структуры Новоконстантиновского рудного поля определяют разломы трех направлений: меридионального, северо-западного и северо-восточного (рис. 16). Сочленяясь между собой, они контролируют распределение мощных и про-

тяженных тел натровых метасоматитов и создают структурные ловушки, в которых в благоприятных по литологическому составу породах располагаются месторождения урана. Судя по ориентировке ксенолитов гнейсов и линейных тел монцититов, наложенные разрывы унаследовали ранее возникшую гетерогенность гранитоидного субстрата. Вместе с тем до и во время формирования ураноносных натровых метасоматитов эти разломы функционировали как единая система.

Убедительным доказательством единства разломов разного простирания служат материалы детального картирования Новоконстантиновского уранового месторождения, которое приурочено к узлу сочленения меридионального Восточного, северо-восточного Западного и расположенного между ними Секущего разлома (рис. 17). О взаимосвязи разломов свидетельствуют их согласованные изгибы, касательные и торцовые сочленения, одинаковое внутреннее строение, в том числе аналогичный состав деформированных гор-

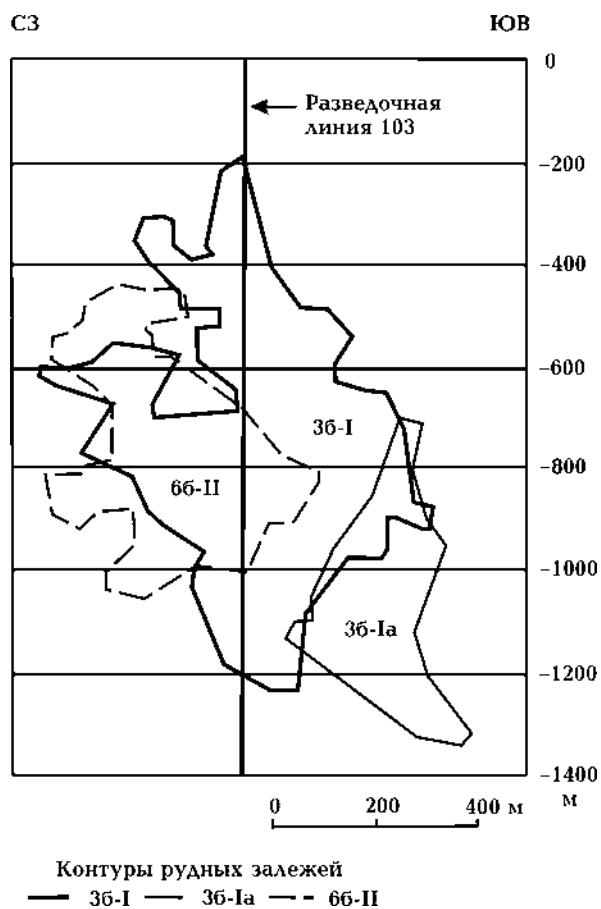


Рис. 15. Продольная совмещенная проекция рудных залежей Северинского месторождения.

ных пород. Последние в основном представлены милонитами и катаклазитами зеленосланцевой фации, образованными в обстановке хрупких деформаций. Но среди них всегда встречаются бластомилониты и бластокатаклазиты — продукт более ранних пластических деформаций.

Наиболее благоприятная среда для локализации натровых метасоматитов крупнопорфиробластовые разности гранитоидов с переменным (10—60%) количеством таблитчатых, линзовидных выделений полевых шпатов, заключенных в мелкозернистой основной ткани. Как и на других урановых месторождениях Кировоградского рудного района, натровые метасоматиты представлены альбититами и десилицированными породами. Но здесь и те, и другие не обнаруживают явных признаков зонального расположения и большей частью слагают самостоятельные тела.

Новокопстантиновское урановое месторождение изучено на глубину в 2 км по плотной сети буровых профилей, отстоящих один от другого на 50—100 м. Самая глубокая скважина (2605 м от устья) достигла отметки –2250 м. Месторождение вскрыто подземными горными выработками на нескольких горизонтах.

По данным геологоразведочных работ, поверхностные структуры Новокопстантиновского месторождения, в том числе Восточный, Западный разломы и параллельные им разрывы, почти без изменений протягиваются на глубину 400—500 м (рис. 18). Ниже Западный разлом соединяется с Секущим разломом, изменяя свое падение с пологого на крутое (около 70°), разрывы расщепляются и образуют расходящийся на глубину раструб. Параллельно на отметках от –600 до –800 м резко возрастает мощность натровых метасоматитов, прежде всего альбититов, и появляются крупные рудные тела нового глубинного яруса. Со структурных позиций эта тенденция может быть объяснена увеличением с глубиной объема пород, испытавших хрупкие деформации до и в период формирования натровых метасоматитов. Установлено, что в местах сочленения и расщепления разломов хрупкие деформации неоднократно возобновлялись, что создавало благоприятные условия для прорыва гидротермальных растворов и образования промышленных урановых руд [Тарасов, 2004].

Поражают масштабы проявления натрового метасоматоза в пределах Новокопстантиновского месторождения. Общая масса альбититов в изученной его части оценивается в

420 млн т. До отметки –300 м альбититы представлены эпидот-хлоритовой и хлоритовой разновидностью. На этих же глубинах в разломах обнаружены зоны окварцевания и брекчии с кварцевым цементом, в обломках которых встречаются альбититы и десилицированные породы. С глубиной набор цветных щелочных минералов изменяется. Для интервала от –300 до –700 м характерны рибекитовые, рибекит-эгириновые альбититы с более поздней слюдисто-карбонатной ассоциацией. Ниже отметки –700 м рибекит исчезает, и преобладающим развитием пользуются эгиринокarbonатно-слюдистые альбититы. Необходимо подчеркнуть, что на глубине от 1000 до 1600 м на выклинивании альбититовых тел локализуются десилицированные породы.



Рис. 16. Пространственные соотношения разломов, натровых метасоматитов и урановых месторождений на площади Новокопстантиновского рудного поля: 1 — гнейсы; 2 — гранитоиды; 3 — монзониты; 4 — разломы; 5 — десилицированные породы; 6 — альбититы. Названия месторождений обозначены в прямоугольниках.

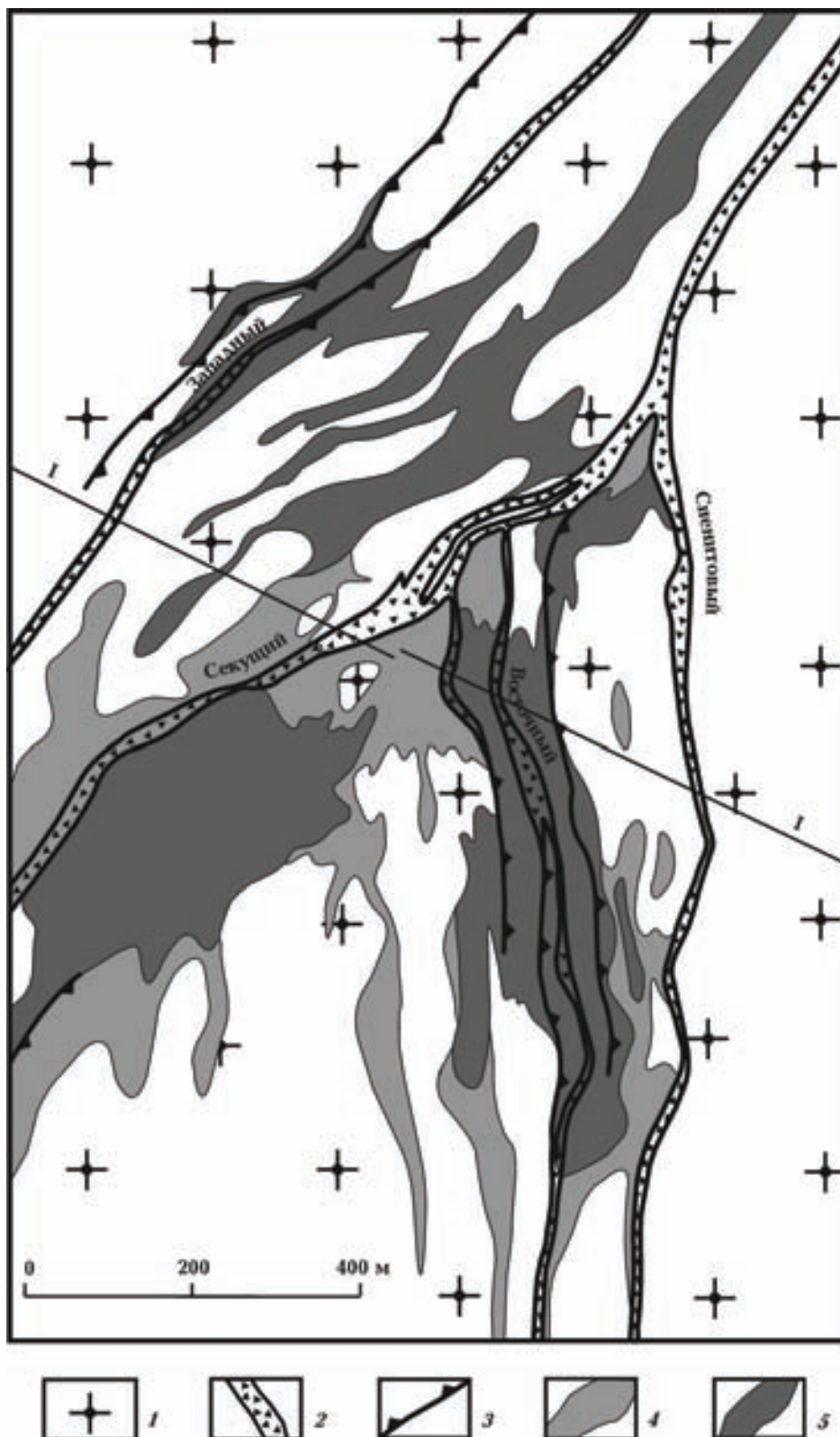


Рис. 17. Пространственные соотношения разломов, десилицированных пород и альбитов в эрозионном срезе Новоконстантиновского месторождения: 1 — гранитоиды; наложенные разрывные нарушения: 2 — в масштабе, 3 — вне масштаба; 4 — десилицированные породы; 5 — альбиты; I-I — разведочная линия 36.

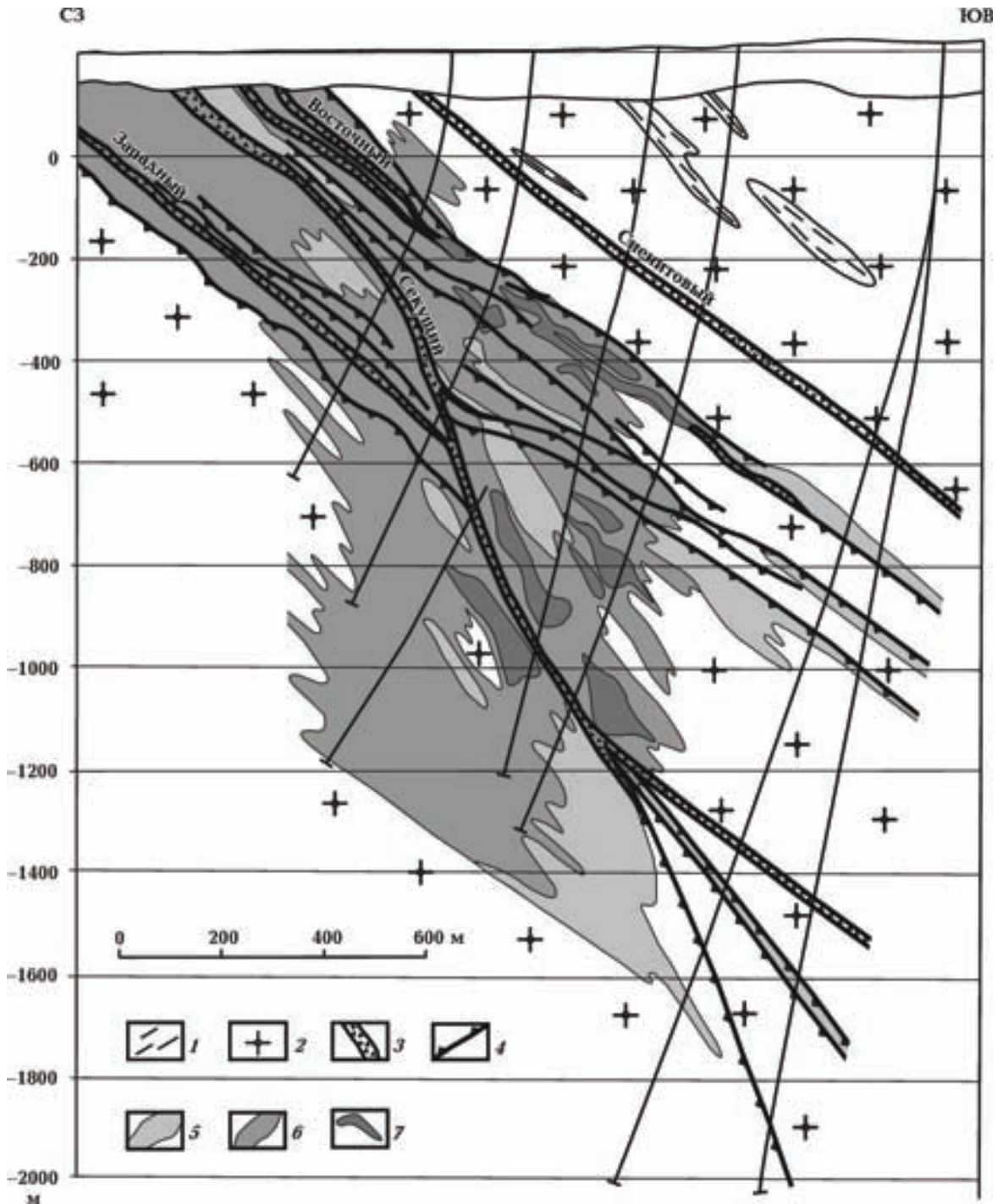


Рис. 18. Разрез Новоконстантиновского месторождения по разведочной линии 36: 1 — гнейсы; 2 — гранитоиды; наложенные разрывные нарушения: 3 — в масштабе, 4 — вне масштаба; 5 — десилицированные породы, 6 — альбититы; 7 — рудные тела.

На этом фоне урановорудные тела сосредоточены на двух уровнях или рудных этажах. Верхний располагается на глубине от 100 до 800, нижний — от 750 до 1200 м.

На верхнем этаже рудные тела контролируются Восточным разломом, имеют уплощенную и линзообразную форму с выдержанным падением на восток—юго-восток под углами

около 40°. Протяженность верхнего этажа по простиранию 1650, по вертикали — 800 м. Рудные тела нижнего этажа тяготеют к Секущему разлому и располагаются в самом крупном теле альбититов. Они имеют более сложную форму с резкими перепадами мощности и более крутое (до 70°) залегание. Протяженность нижнего этажа по горизонтали 500, по вертикали — 700 м. Кроме того, на гистограмме распределения запасов урана по вертикали также обособлены два максимума. Первый находится на глубине 500, второй — 1000 м.

Как и на Северинском месторождении эти эмпирически установленные закономерности нуждаются в генетической интерпретации. Более подробный анализ данной проблемы — задача будущих исследований.

Выводы. Открытие в Кировоградском рудном районе дискордантного широтного прогиба («мантийного рва») и установление пространственной связи с ним месторождений урана, золота и лития [Старостено и др., 2007] повлекли за собой пересмотр традиционных представлений о соотношении поверхностных структур Кировоградского рудного района с глубинными слоями литосферы. В этой связи в 2009 г. с новых позиций было проанализировано геологическое строение Кировоградского рудного района, выяснено поведение на глубину Новоукраинского-Корсунь-Новомиргородского плутона, рассмотрено внутреннее строение ураноносной Кировоградской зоны разломов и охарактеризованы поверхностные и глубинные структуры урановорудных полей.

В результате установлено, что в Кировоградском рудном районе палеопротерозойский интрузивный магматизм проявился в два краткосрочных (не более 40 млн лет) этапа, разделенных длительным (около 200 млн лет) промежутком времени. На первом этапе образовался внутрикоровый Кировоградско-Новоукраинский гранитоидный массив, на втором — подкоровый Корсунь-Новомиргородский рапакиви-анортозитовый массив.

Показано, что они различаются по вертикальной протяженности и соотношениям с разделом кора—мантия. Одно из доказательств — наличие аномалии обменоспособности среды на глубине от 30 до 50 км под Корсунь-Новомиргородским массивом при отсутствии таковой под Кировоградско-Новоукраинским массивом.

Кировоградско-Новоукраинский гранитоидный массив и сопряженные с ним Кировоградская и Звенигородско-Анновская зоны разломов участвуют в строении интрузивно-ультраметаморфического цоколя района. Корсунь-Новомиргородский массив является автономным по отношению к цоколю.

Как следствие, в урановорудных полях зоны катаклаза, регрессивных изменений и ураноносного натрового метасоматоза наследуют ранее возникшие структуры цоколя. По данным разведочных скважин, их тесная связь сохраняется на глубинах в 2—3 км.

И те, и другие влияют на протяженность натровых метасоматитов и урановых руд по вертикали. Она увеличивается в тех случаях, когда наложенные структуры развиваются в однородной по восстанию и гетерогенной в поперечном отношении среде. На Северинском месторождении натровые метасоматиты прослежены на глубину 3000, а урановые рудные тела — 1350 м по падению зоны полосчатых мигматитов.

Этому условию соответствует и Новокоптантинское урановое месторождение. Но его отличают более сложная пространственная организация наложенных структур, увеличение с глубиной объема натровых метасоматитов и локализация урановых рудных тел на двух уровнях или этажах. Наличие нижнего рудного этажа на глубине от 750 до 1200 м доказывает, что потенциальные возможности Кировоградского рудного района еще не раскрыты.

Одновременно определился круг вопросов для дополнительного изучения. Прежде всего, это касается Кировоградской и Звенигородско-Анновской зон разломов. Они представляют собой не просто крупные тектонические разрывы, а сложноорганизованные геологические тела, в которых ураноносные тектонометасоматические зоны контролируются системой мало мощных рассредоточенных разрывов. По физическим параметрам породы из зон разломов мало отличаются от окружающих пород, и пока неясно, какие именно комбинации геофизических методов позволят надежно трассировать зоны разломов в глубоких слоях земной коры.

Работа выполнена по соглашению между Институтом геофизики НАН Украины и Институтом геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН при частичной финансовой поддержке программы П-14 РАН.

Список литературы

- Азаров Н. Я., Анциферов А. В., Шеремет Е. М., Глевасский Е. Б., Кулик С. Н., Есипчук К. Е., Пигулевский П. И., Курлов Н. К., Бурахович Т. К., Сетая Л. Д., Николаев Ю. И., Николаев И. Ю., Захаров В. В. Геолого-геофизические модели Криворожско-Кременчугской шовной зоны Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 2006. — 195 с.
- Анциферов А. В., Шеремет Е. М., Глевасский Е. Б., Кулик С. Н., Есипчук К. Е., Пигулевский П. И., Кривдик С. Г., Бурахович Т. К., Анциферов В. А., Сетая Л. Д., Николаев Ю. И., Николаев И. Ю., Цымбал С. Н., Клочков В. М., Шварц Г. А., Безвиный В. П., Гаценко В. А. Геолого-геофизическая модель Голованевской шовной зоны Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 2008. — 305 с.
- Бакаржиев А. Х., Макивчук О. Ф., Низовский В. Н., Поков Н. И. Кировоградский урановорудный район Украины // Отеч. геология. — 1995. — № 6. — С. 45—54.
- Бакаржиев А. Х., Макивчук О. Ф., Попов Н. И. Создание минерально-сырьевой базы Украины // Разведка и охрана недр. — 2005. — № 10. — С. 50—58.
- Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. — Киев: Феникс, 2005. — 757 с.
- Гурский Д. С., Есипчук К. Е., Калинин В. И., Кулиш Е. А., Нечаев С. В., Третьяков Ю. И., Шумлянский В. А. Металлические полезные ископаемые Украины. — Киев; Львов: Центр Европы, 2005. — 785 с.
- Державна геологічна карта України. — М 1 : 200 000. Центральноукраїнська серія. Аркуш 14-36-XXXIII (Кіровоград). — Київ, 2007.
- Дрогицкая Г. М., Шимкив Л. М. Глубинное строение западной части Корсунь-Новомиргородского плутона по данным сейсмических отраженных волн и гравитационного моделирования // Геофиз. журн. — 1986. — № 2. — С. 76—82.
- Дрогицкая Г. М., Трипольский А. А., Попов Н. И., Казанский В. И., Тарасов Н. Н., Шаров Н. В. Сейсмогеологическая позиция Кировоградского рудного района (Украинский щит) в связи с локальными неоднородностями поверхности Мохо // Геофизика XXI столетия 2006 г.: Сб. тр. Восьмых геофиз. чтений им. В. В. Федынского (2—4 марта 2006 г., Москва). — Москва: Научный мир, 2007. — С. 21—27.
- Ильченко Т. В., Крюченко В. А. Результаты комплексной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных по профилю ГСЗ XXV Бабанки—Пятихатки // Геофиз. журн. — 1981. — 3, № 1. — С. 94—104.
- Казанский В. И. Разработка глубинных моделей рудных районов, расположенных на древних щитах: от поверхностных структур к разделу кора - мантия // Матер. Всерос. конф. «Минералогия докембрия». — Петрозаводск, 2009. — С. 95—100.
- Казанский В. И., Крупенников В. А., Омеляненко Б. И., Прусс А. К. О структурных и петрологических условиях образования ураноносных альбититов // Геология рудн. м-ний. — 1968. — № 1. — С. 3—16.
- Крюченко В. А., Исанина Э. В. Особенности глубинного строения южной части Кировоградского блока по данным МОВЗ и гравиметрии // Геол. журн. — 1981. — № 2. — С. 97—104.
- Крюченко В. А. Сопоставление результатов статистической обработки материалов МОВЗ и ГСЗ по профилю Канев—Николаев // Глубинное строение земной коры и верхней мантии Украины. — Киев: Наук. думка, 1984. — С. 3—16.
- Крюченко В. А., Исанина Э. В. Опыт комплексной интерпретации материалов МОВЗ и гравиметрии в центральной части Украинского щита // Глубинное строение земной коры и верхней мантии Украины. — Киев: Наук. думка, 1984. — С. 16—26.
- Куприенко П. Я., Макаренко И. Б., Старостенко В. И., Легостаева О. В. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Украинского щита // Геофиз. журн. — 2007. — 29, № 5. — С. 3—27.
- Ларин А. М. Рапакивигранитсодержащие магматические ассоциации: геологическое положение, возраст, источники: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. — Москва, 2008. — 47 с.
- Макивчук О. Ф., Зыков Е. А. Геологоразведочные работы на уран на Украине // Тез. докл. междунар. науч.-практ. конф. «Особенности развития минерально-сырьевой базы урана Украины, его добыча и обогащение». — Киев, 2009. — С. 5—8.
- Никитин А. А., Петров А. В., Алексахин А. С. Комплекс спектрально-корреляционного анализа данных «КОСКАД—3D». — Москва: Изд-во Моск. гос. геологоразв. ун-та, 2004. — 158 с.
- Прохоров К. В., Казанский В. И., Звягинцев Л. И. Кировоградско-Новоукраинский гранитоидный массив и сопряженные с ним разломы // Эндогенное оруденение древних щитов. — Москва: Наука, 1975. — С. 34—76.

- Соллогуб В. Б. Литосфера Украины. — Киев: Наук. думка, 1986. — 184 с.
- Старостенко В. И., Казанский В. И., Дрогичкая Г. М., Макивчук О. Ф., Попов Н. И., Тарасов Н. Н., Трипольский А. А., Шаров Н. В. Связь поверхностных структур Кировоградского рудного района с локальными неоднородностями коры и рельефом раздела Мохо // Геофиз. журн. — 2007. — 29, № 1. — С. 3—21.
- 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. Закономерности размещения месторождений рудных полезных ископаемых в связи с глубинным строением и динамикой литосферы Украинского щита // Связь поверхностных структур с глубинными. Ч. 2. Матер. 14-й Междунар. конф. (27—31 октября 2008 г., г. Петрозаводск). — Петрозаводск, 2008. — С. 226—229.
- Тарасов Н. Н. Геотектоническая позиция и структура Новокирилловского урановорудного поля (Украинский щит) // Геол. рудн. м-ний. — 2004. — 46, № 4. — С. 275—291.
- Щербак Н. П., Артеменко Г. В., Лесная И. М., Пономаренко А. Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. — Киев: Наук. думка, 2008. — 239 с.
- Щербаков И. Б. Петрология Украинского щита. — Львов: ЗУКЦ, 2005. — 364 с.