

II). Границей в мантии под Фенноскандией и остальными скоростными мантийными структурами ВЕП является полоса раздела ВЕП, выделяющаяся на глубинах 50-125 км.

III). В интервале глубин 50-250 км мантия под Фенноскандией характеризуется высокими, относительно принятой референтной модели, скоростями. После 200 км начинается распад, сформировавшихся в пределах этих глубин, скоростных структур, характеризующихся условно более низкими и более высокими скоростями. На глубинах 100-200 км при сохранении общей высокоскоростной характеристики рассматриваемой области происходит условная инверсия скоростей: более высокоскоростные области становятся менее высокоскоростными на общем фоне и наоборот. Можно ожидать, что это явление связывается с проявлением подошвы литосферы. В интервале 200-325 км происходит следующая перестройка плана, в результате чего отмечается возврат к субмеридиональному простиранию скоростных структур. С глубины 250 км начинает формироваться полная инверсия скоростей. На фоновых скоростях ярким пятном выделяется низкоскоростная мантийная область под Лапландским массивом Лапландско-Беломорского пояса и Гранулитовым массивом Центрально-Кольского блока Кольско-Карельского мегаблока.

На всех сечениях в пограничной по отношению к зоне Тейсейра-Торнквиста (юго-западная граница ВЕП) отмечается распространение мантийных скоростных структур Карпато-Балканского региона и Средне-европейской платформы в мантийные структуры под Фенноскандией и распространение мантийных скоростных структур под Фенноскандией (ВЕП) в мантию под Средне-Европейской платформой. Отмечается связь мантийных структур под западной частью Свеконорвежского мегаблока с мантийными структурами под Атлантикой. То есть взаимосвязь мантийных скоростных структур под пограничными районами юга и запада Фенноскандии и окружающими ее структурами.

Рассмотрение вертикальных сечений позволяет более детально проанализировать полученную скоростную картину. Рассмотрение рельефа границ, соответствующих глубине залегания подошвы слоя Голицына-Гейко, подошвы слоя сейсмичекой литосферы, мощностей слоя сейсмической литосферы, слоя Голицына-Гейко, скоростных характеристик этих слоев позволило получить мантийную делимость указанных слоев. Как следствие этого, были выделены мантийные скоростные «блоки», определяемые взаимосвязями скорость-глубина. Выделенные блоки дифференцировали полученные по горизонтальным сечениям основные сегменты. Следует отметить, что глубины максимального залегания границы М коры Фенноскандии соответствуют границам выделенных мантийных скоростных «блоков».

Анализ вертикальных сечений по скоростным характеристикам позволил выделить в мантии под Фенноскандией области, связанные с высокоскоростными наклонными слоями, тем самым определить область распространения влияния скоростных характеристик северной Атлантики, палеозойской Европы, Карпато-Балканского региона, соотношения с основными скоростными структурами Восточно-Европейской платформы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Geyko V.S. 2004 A general theory of the seismic travel-time tomography. Геофиз.ж., 26, №2, 3-32.

### СВЯЗЬ РАЗНОВРЕМЕННЫХ АРЕАЛОВ ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА С ДОЛГОЖИВУЩИМИ ЗОНАМИ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ (на примере Воронежского региона)

**Чернышов Н.М., Альбеков А.Ю.**

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, alb@min.vsu.ru

Геодинамические аспекты траппового магматизма определяются, прежде всего, его внутрилитовым характером. Трапповый магматизм в отличие от магматизма горячих точек океанов проявляется практически одновременно на огромных территориях, где литосфера является утолщенной, а кора наиболее консолидированной [2], его активизация отмечается на платформах неоднократно, и каждый импульс протекает в геологически короткое время. Вероятней всего, данный процесс отражает коллизионные события на границах литосферных плит, в состав которых входят древние платформы, что приводит к растрескиванию хрупкой коры платформ (отраженная активизация). Начало магматической активности определяется заложением рассеянных рифтогенных структур и формированием пассивных мантийных диапиров определяющих базальтовые выплавки, отмирающие с исчезновением растягивающих напряжений [2]. Одну из важнейших ролей в пространственном распределении ареалов траппового магматизма играют зоны развития долгоживущих региональных разломов.

В настоящее время в восточной части территории Воронежской антеклизы выделяется два разновозрастных проявления траппового магматизма – раннекарельского возраста в докембрийском фундаменте и девонского в осадочном чехле. Оба типа располагаются в пределах одной структуры и размещение их контролируются едиными длительно функционирующими тектоническими структурами.

Образования докембрийского ( $1805 \pm 14$  млн. лет [6]) траппового магматизма отнесены к новогольскому комплексу, где заверены бурением два крупных кольцевых лополитоподобных массива – Новогольский ( $191 \text{ км}^2$ ) и Козловско-Жердевский (около  $405 \text{ км}^2$ ). Новохоперско-Борисоглебская группа интрузий (более  $805 \text{ км}^2$ ) и расположенные севернее мелкие интрузивы выделяются лишь на основе геофизической информации. Массивы, предположительно, имеет углы падения от сравнительно пологих ( $15-30^\circ$ ) на бортах, до более крутых ( $60^\circ$ ) ближе к центральной части. Слагающий их сингенетический ряд пород достаточно типичен для дифференцированных интрузивных тел трапповой формации – от оливиновых габбродолеритов и габбродолерит-троктолитов до долерит-пегматитов, через оливинсодержащие и безоливиновые разности [1]. Размещение сохранившихся до наших дней массивов контролируется зоной пересечения Новохоперско-Шумилинской (субмеридианальной), Воронежско-Курской (субпараллельной) и Мичуринско-Поворинской (северо-западного заложения) региональных зон разломов [1]. Наличие эффузивного вулканизма комагматичного новогольскому комплексу допускается, однако в настоящее время эти образования не выявлены. Возможно, они были денудированы в постпротерозойское время.

Базальты трапповой формации девонского возраста (от верхнефранкского до верхнефаменского времени; [3]) образуют меридианальный ареал, вытянутый вдоль контролирующего Новохоперско-Шумилинского разлома в юго-западной и центральной частях Хоперского мегаблока (рис). Залегают они на сложной размытой поверхности горизонтов верхнего и среднего девона и породах кристаллического фундамента. Базальты повсеместно перекрыты пестроцветной пачкой песчано-каолиновой толщи. В основании базальтов отмечается на локальных площадях туфы и туфобрекчии основного состава мощностью от 1-3 до 7-8 метров. Жерловая фация представлена долеритами, порфиоровыми и гломеропорфиоровыми базальтами. Основной объем стратифицированных покровов сложен базальтами, в истории формирования которых на основании сопоставления литологических колонок, результатов палинологических определений возраста подстилающих и перекрывающих базальты пород, установлены 2 фазы излияния: 1 – петинская, 2 – евлановско-ливенская [3]. Проявления петинской фазы развиты повсеместно на территории ареала распространения, а евлано-ливенской – локально.

В петинское время ( $D_3pt$ ) происходит излияние толеитовых базальтов, реликты которых выделяются в настоящее время на пяти площадях: Мамоновской, Калачеевской, Казанской, Мигулинской и Советской [3]. Три последние тяготеют к единому линейному полю развития толеитовых базальтов с каналами трещинно-лавового и взрывно-трубчатого типа, контролируемого Мигулинско-Новохоперской (Шумилинско-Новохоперской в рамках кристаллического фундамента) зоной глубинного разлома субмеридионального простираения (рис.). В пределах более изученной мамонской площади выделяются [3] до 4 потоков толеитовых базальтов, почти не различающихся по химическому составу. Близость химического состава базальтов отмечена и на различных площадях их развития.

Среди базальтов выделяются порфиоровые, гломеропорфиоровые и миндалекаменные разности. Порфиоровые вкрапленники и гломеропорфиоровые обособления представлены плагиоклазом, пироксеном и вторичными минералами по пироксену. Миндалекаменные образования выполнены палагонитом, реже карбонатами, цеолитами и халцедоном. Основная масса пород сложена микролитами плагиоклаза (андезин-лабрадор), пироксенами (авгит и субкальциевый авгит), палагонитом и рудными – титаномagnetитом и ильменитом. Условия становления базальтовых покровов проявляются в многообразии микроструктур основной массы, главными из которых являются микродолеритовая, интерсерральная, толеитовая.

Общими петрохимическими признаками карельских габбродолеритов и базальтов девонского возраста по сравнению с континентальными платобазальтами других трапповых провинций, являются повышенные магнезиальность и титанистость, что, вероятно, является петрохимической спецификой региона.

Спецификой структурной позиции для рассматриваемой области развития трапповых толеитовых базальтов верхнего девона ( $D_3pt$ ) в восточном борту Павловского выступа докембрийских образований (с абсолютными отметками поверхности от 0 до +50 м), а также в зоне Новохоперско-Мигулинского субмеридианального разлома (рис.), является закономерная пространственная приуроченность верхнедевонских вулкаников к узлам пересечения глубинных (фрагментарно активизированных) разломов и структурных «плечевых» зон фанерозойской активизации в северном борту Днепровско-Донецкого авлакогена и западного обрамления Прикаспийской впадины (рис.). Часть зон активизации носит отчетливый характер наиболее молодых неотектонических структур: Павловско-Богучарский сегмент Лосевско-Мамоновского глубинного разлома, Вешенско-Серафимовичский прогиб, Усть-Бузулукское поднятие, Хоперско-Борисоглебская структурная зона западной границы Окско-Донской впадины [4].

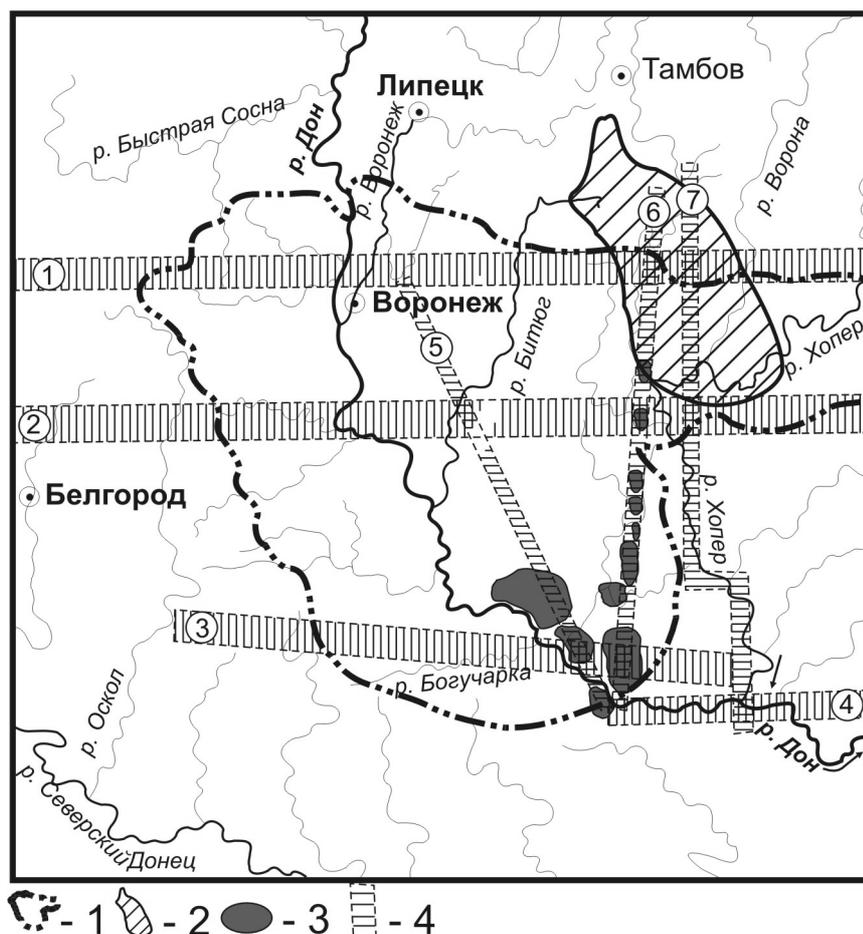


Схема глубинных разломов, зон фанерозойской активизации с площадями развития габбро-дolerитовых массивов нижнедевонского возраста на юго-востоке Воронежской антеклизы.

Условные обозначения: 1 – граница Воронежской области; 2 – ареал распространения интрузивных образований новогольского комплекса карельского возраста; 3 – площади распространения базальтов (D<sub>3pt</sub>); 4 – зоны фанерозойской активизации: 1 – Гомельско-Саратовская, 2 – Суджанско-Новохоперская, 3 – Прохоровско-Богучарская, 4 – Вешинско-Сегафимовская, 5 – Лосевско-Мамонская зона глубинного разлома (активизированный фрагмент – Павловско-Богучарская), 6 – Мигулинско-Новохоперская, 7 – Борисоглебско-Хоперская

Тектоническая активизация разнонаправленных блоковых движений бортов Воронежской антеклизы на различных возрастных уровнях геодинамической эволюции этой части Восточно-Европейской платформы от докембрийских этапов (нижний карелий) до неотектонических, отмечена рядом работ исследователей геологии и минерагении региона [4,5]. При этом важно отметить, что скорость восходящих фаз ускорения движений отдельных блоков в девоне данной части Русской платформы оценивается до 12 см/год [4].

Таким образом, все разновозрастные образования приурочены к глубинным долгоживущим тектонически активным зонам, прослеживающимся на всем протяжении платформенного этапа развития Воронежского региона, как в докембрийское время, так и в фанерозое. Породные мафитовые ассоциации выделенных эпох обладают сходными петрохимическими параметрами, отличающими их от траппов как молодых, так и древних платформ других регионов. Повышенная магнезиальность траппов региона определяет их платиноидно-медно-никелевую и малосульфидную платинометалльную специализацию [7].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Альбеков А.Ю. Геология, петрология и минерагеническая оценка перспектив рудоносности габбро-дolerитовых массивов трапповой формации Воронежского кристаллического массива. Автореф. дисс. на соиск. степ. к.г.-м.н., Воронеж: ВорГУ, 2002. 24 с.
2. Альмухамедов А.И., Золотухин В.В. Основные проблемы траппового магматизма на примере Сибири и Декана. // Сб. трудов «Траппы Сибири и Декана: черты сходства и различия». Новосибирск: Наука. Сибирское отд., 1991. С. 196-212.
3. Быков И.Н. Верхнедевонские базальты юго-восточной части Воронежской антеклизы. Воронеж: изд-во Воронежского ун-та, 1975. 134 с.
4. Трегуб А.И., Ненахов В.М., Сиротин В.И. Модель геодинамического развития русской платформы в палеозое // Вестник Воронежского государственного университета. Сер. Геологическая. 1998. №5. С. 19-25.
5. Чернышов Н.М., Лосицкий В.И., Молотков С.П., Кривцов И.И., Костюков В.И., Вассерман И.С. Структурно-тектоническое районирование Воронежского кристаллического массива (по геологическим и геофизическим данным). // Материалы юбилейной научной сессии геологического факультета ВГУ. Воронеж: ВорГУ, 1998. С. 5-7.

6. Чернышов Н.М., Баянова Т.Б., Альбеков А.Ю., Левкович Н.В. Новые данные о возрасте габбро-долеритовых интрузивов трапповой формации Хоперского мегаблока ВКМ (Центральная Россия) // Доклады РАН, 2001. Т.380. №5. С. 661-663.

7. Чернышов Н.М., Альбеков А.Ю. Петрология и перспективы платиноносности интрузий трапповой формации Воронежского кристаллического массива (Центральная Россия) // Сборник научных трудов «Платина России. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов». Москва: ООО «Геоинформмарк», 2004. Т.5. С. 267-293.

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ЗОЛОТО-ПЛАТИНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ КУРСКО-ВОРОНЕЖСКОГО РЕГИОНА

**Чернышов Н.М., Надежка Л.И.**

Воронежский государственный университет, г. Воронеж

Воронежский кристаллический массив (ВКМ) представляет собой погребенный выступ пород архейского и протерозойского возраста, образующих кристаллический фундамент одноименной антеклизы. Его территория достаточно хорошо изучена геологическими и геофизическими методами. Имеющиеся данные однозначно свидетельствуют, что литосфера ВКМ латерально неоднородна и вертикально расслоена. Самыми крупными структурами литосферы ВКМ являются геоблоки. В соответствии с уровнем регионального гравитационного поля они названы: условно «легкими» – Могилевский и Курский и условно «тяжелыми» – Брянский и Воронежский. Геоблоки имеют структурно-вещественные различия на всех уровнях консолидированной коры, а также верхов мантии [1].

По соотношению мощностей основных слоев кристаллическая кора Курского геоблока, в основном, может быть отнесена к гранитоидному типу, хотя и средняя скорость продольных волн, и средняя плотность здесь выше, чем в Воронежском. Кристаллическая кора Восточного геоблока неоднородна: от гранитоидного типа (Лосевская шовная зона) до метабазитового. Однако большая часть (Калач-Эртильский мегаблок) характеризуется диоритовым типом кристаллической коры [2].

Значительные различия отмечаются и на уровне кровли мантии. Здесь в пределах Курского геоблока выделяется область дефицита масс, которая связывается нами с процессами вертикальной дифференциации вещества в процессе эволюции докембрийской коры (Надежка Л.И., Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. и др. – в настоящем сборнике). Специфичность развития отдельных сегментов ВКМ в дорифейское время привели к формированию крупных геоблоков, различающихся не только по строению кристаллической коры и верхов мантии, но и металлогенической специализации.

В Центральной России в пределах Воронежского кристаллического массива, золото-платинометалльное оруднение в стратифицированных углеродистых образованиях выявлено в составе всех структурно-вещественных комплексов раннего докембрия, сформировавшихся в условиях: а) раннеархейской нуклеокрамонизации (обоянский тип); б) позднеархейского рифтогенеза и коллизии (авильский тип); в) раннепротерозойского рифтогенеза, спрединга, субдукции и коллизии (старооскольский, тимской, кшенский, воронцовский, троцкий типы); г) тафрогенеза (воронежский тип).

Важно особо подчеркнуть пространственное совмещение разновозрастных и разноформационных платинометалльных и золото-платинометалльных рудномагматических и рудообразующих систем и многоярусный характер размещения разнотипных месторождений, проявлений и потенциально рудоносных комплексов, определяющих в совокупности их полиэлементный состав и высокий металлогенический потенциал отдельных рудных районов Центральной России.

Широкий спектр рудных формаций и степень их продуктивности отражены на впервые составленной прогнозно-минерагенической карте благороднометалльного оруднения ВКМ (рис.).

Позднеархейский рифтогенез и последующая консолидация ознаменовались формированием двух типов рудных объектов – авильского и олимпийского. Первый тип локализуется в графитизированных песчаниково-ортосланцевых горизонтах александровской свиты михайловской серии и отнесен к колчеданному золото-палладийсодержащему типу [3,4]. Олимпийский тип ассоциирует с проявлениями вулкано-интрузивной коматитит-базальтовой формации в составе михайловской серии и субвулканических тел сергиевского комплекса [3,4].

Этап раннепротерозойского рифтогенеза и коллизии является наиболее продуктивным. С ним связаны многочисленные разноформационные и разновозрастные рудные объекты. К их числу прежде всего относятся месторождения и рудопроявления, ассоциирующие с мафит-ультрамафитами различных комплексов. Выделены следующие типы: мамонский, садовский, моховской, елань-вязовский среди интрузий мамонского комплекса. Собственно мамонский тип представлен сульфидным медно-никелевым пла-