

Ю.П. Павлов

СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ КОРЫ ВОСТОЧНЫХ МУГОДЖАР В СВЕТЕ НОВЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

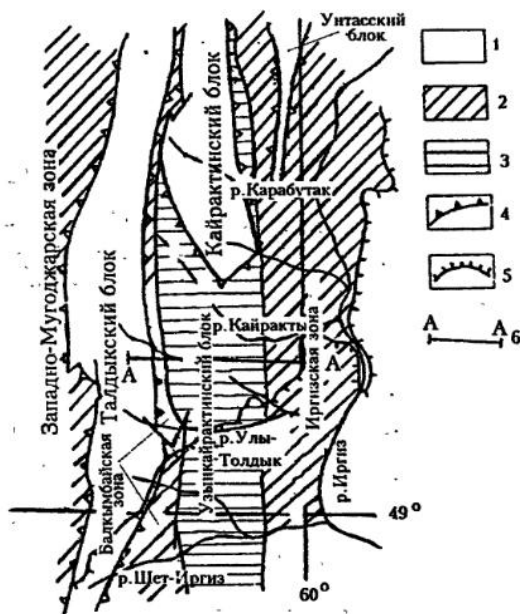
В период с 1980 по 1994 г. Восточные Мугоджары изучались посредством геологического картирования 1:50000 масштаба с использованием геофизических методов. Наиболее информативным, в сочетании с геологическим картированием поверхности, стал метод гравитаразведки с последующим подбором теоретической кривой на ЭВМ по заданной модели. Плотности геологических объектов принимались по средним значениям этого параметра из представительных выборок для свежих пород (более 100 определений в каждой).

Представленный на рис. 2 геологический разрез отвечает модели, которая соответствует расчетной кривой δg при заданных параметрах геологических объектов до глубины 3 км. Положение линии разреза в плане показано на рис. 1. Разрез пересекает все структуры Восточно-Мугоджарской структурно-формационной зоны на широте метеостанции Балаталдык и захватывает западную часть Иргизской зоны.

При построении разреза использованы современные представления о геодинамических условиях формирования земной коры [3, 6 и др.], а также учтен опыт изучения структурного плана верхней коры по геофизическим данным в других регионах [1, 4, 5, 10].

Рис. 1. Схема размещения линии разреза в структурном плане Мугоджар.

1 - блоки дорифейской коры, 2 - блоки негранитизированной палеозойской коры, 3 - блоки частично гранитизированной палеозойской коры, 4 - границы древних блоков, 5 - граница распространения мезо-кайнозойского осадочного чехла, 6 - линия разреза



К сожалению, мы не располагаем материалами гравиметрических наблюдений к западу от западной части представленного разреза, т. е. до границы Восточно-Мугоджарской и Западно-Мугоджарской зон. Однако повышение кривой dg в этом направлении, вероятно, свидетельствует о постепенном уменьшении мощности более легкого Талдыкского блока, представляющего западную часть Мугоджарской глыбы. Возраст метаморфических комплексов здесь определен абсолютной датировкой цирконов тоналитовых гнейсов - 2,03 млрд лет [8, 9].

Восточная граница этого фрагмента древнего микроконтинента осложнена внедрением Балаталдыкского массива и мелких тел раннеорогенных плагиигранитоидов, положение которых контролируется разломами пологого восточного падения, что подтверждается погружением плоскости раздела плотностных сред. Точно такое же положение в разрезе имеют плоскости западного и восточного разломов, ограничивающих Балкымбайский грабен. Нами он рассматривается как долгоживущая структура силурийского заложения, поскольку достоверно силурийские осадки известны в ней по находкам конодонтов [2]. Все отмеченные на разрезе палеозойские толщи в период тектонического скупивания претерпели интенсивную складчатость, которая сопровождалась развитием бластомилонитов вдоль границ этой структуры.

Узынкайрактинский блок является восточной частью Мугоджарской глыбы, и на широте представленного разреза сверху он сложен пакетами зонально-метаморфизованных трансгрессивных формаций (узынкайрактинская серия) нижнего ордовика. Поверхность раннепротерозойского фундамента здесь опущена до глубины не менее 2-х км от современного эрозионного среза, в то время как в 30 км к северу нижнепротерозойский метаморфический фундамент выведен на поверхность. Сложно построенные пакеты метаморфических сланцев нижнего ордовика, слагающие верхнюю часть блока, разграничены сериями листрических разломов, служивших каналами для выжимания пластин серпентинитов и поступления порций раннеорогенных гранитоидных магм. По одному из таких каналов были внедрены орогенные субшелочные эффузивы Талдыкского покрова и комагматичные им малые гипабиссальные интрузии граносиенитов и монцодиоритов. В позднеорогенную стадию здесь формировался крупный гипабиссальный батолит водных гранитоидов Восточно-Кайрактинского массива, который четко выделяется в гравитационном поле понижением кривой dg . Наиболее протяженные листрические разломы в пределах Узынкайрактинского блока трассируются зонами калинатовых бластомилонитов.

Восточная граница Восточно-Мугоджарской зоны с Иргизской зоной фиксируется с поверхности также развитием бластомилонитов, субстратом для которых служат породы стратиграфических подразделений от девона до среднего карбона включительно. Подбором плотностного разреза до глубины 3 км здесь определено падение плотностной гра-

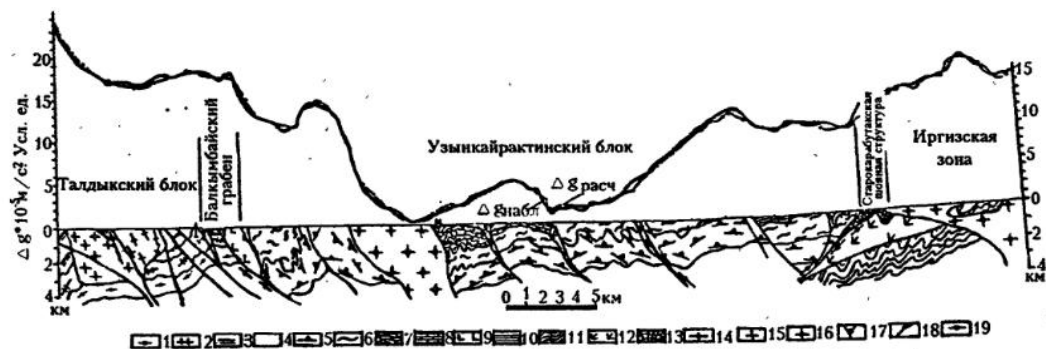


Рис.2. Глубинный геологический разрез через Восточно-Мугоджарскую зону (положение разреза в плане см. на рис 1).

Дорифейские метаморфические комплексы: 1 - ульталдыкский амфиболовых гнейсов и амфиболитов; 2 - кандыкаринский биотитовых гнейсов и лептитов; 3 - борлинский гранат-биотитовых и двуслюдяных гнейсов; 4 - докембрий без подразделения.

Зонально-метаморфический узынкайрактинский комплекс нижнего ордовика: 5 - мамбеткульская свита актинолитовых сланцев и графитистых кварцитов; 6 - милысайская свита порфироидов и туфопесчаников; 6 - нижнешебектинская подсвита филлитов, метаморфизованных алевропесчаников и гравелитоконгломератов; 7 - верхнешебектинская подсвита мраморизованных известняков с остатками фауны тремадока.

Образования Балкымбайского грабена: 9 - тойманская свита порфироидов; 10 - балаталдыкская свита песчаников и углистых филлитов. Образования Иргизской зоны: 11 - толща филлитов и порфироидов; 12 - базальтовая толща; 13 - карбонатно-песчаниковая толща; 14 - комплекс гнейсогранитов; 15 - комплекс раннеорогенных плагиигранитов; 16 - комплекс позднеорогенных адамеллитов и гранитов; 17 - сиениты борсыксайского комплекса; 18 - позднепалеозойские пластины серпентинитов, 19 - бластомилониты.

ницы тяжелых эффузивов Иргизской зоны ($2,87 \text{ г/см}^3$) под более легкие гранитизированные кристаллические сланцы ($2,70-2,80 \text{ г/см}^3$) Восточно-Мугоджарской зоны. Эта граница имеет тенденцию выполаживаться с глубиной, а над ней с поверхности картируются малые тела сиенитов борсыксайского комплекса, абсолютный возраст которых указывает на их внедрение в пермском периоде.

Иргизская зона рассматривается как сформировавшаяся в результате вторичного рифтинга [9]. Она выполнена эффузивно-осадочными формациями натрового ряда, отвечающими океанической стадии развития. Невысокая степень метаморфизма и отсутствие здесь гранитизации свидетельствует о незначительном тектоническом скупивании и о незавершении формирования континентальной коры. Становление в среднем карбоне позднеорогенного Акбулаксайского мезоабиссального массива субщелочных гранитоидов дает здесь широкие поля контактовых роговиков. Наличие ороговикованных базальтов в кровле массива говорит о незначительном эрозионном срезе в этом районе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Духовский А.А., Артамонова Н.А. Объемная модель и рудоносность гнейсогранитовых структур Балтийского щита (на примере северного Приладожья). // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36, N 6. С. 554-564.
2. Иванов К.С., Пучков В.Н., Пелевин И.А. Новое в геологии Мугоджар // Геология и палеонтология Урала. Свердловск, 1986. С. 91-106.
3. Иванов С.Н. Природа границы между верхней и средней частью земной коры и ее значение: Препринт. Екатеринбург: УрО АН СССР, 1991. 43 с.
4. Казанский В.И., Кузнецов О.Л., Кузнецов А.В., Лобанов К.В., Черемисина Е.Н. Глубинное строение и геодинамика Печенгского рудного района: опыт изучения Кольской сверхглубокой скважины // Геология рудных месторождений, 1994. Т. 36, N 6. С. 500-519.
5. Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А. Геологический разрез через Южный Урал // Геотектоника. 1996. N 3. С. 13-24.
6. Русин А.И. Метаморфическая история подвижных областей неогена. // Метаморфогенная металлогения Урала. Свердловск, 1992. С.29-44.
7. Русин А.И. Проблемы корреляции метаморфических комплексов Урала. // Корреляция и картирование магматических и метаморфических комплексов Урала. Свердловск, 1986. С.54-56.

8. Русин А.И., Краснобаев А.А. Древнейшая кора и проблема серых гнейсов на Урале. // Природные ассоциации серых гнейсов архея. Л.: Наука, 1984. С.94-104.

9. Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.

10. Costa S., Rey P. Lower crustal rejuvenation and growth during post-thickening collapse: Insights from a crustal cross section through a Variscan metamorphic core complex Geology. 1995. Vol. 23. P. 905-908.