

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УФИМСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

О.А.Захаров, В.Н.Пучков

О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА ЗОНЫ
УРАЛТАУ

Препринт доклада Президиуму
Уфимского научного Центра
Российской Академии Наук

Уфа, 1994

УДК 551.24.05 + 551.7 (61/62)

О.А.Захаров, В.Н.Пучков. О тектонической природе максютовского комплекса Уралтау /Доклады Президиуму Уфимского научного Центра Российской Академии Наук Уфа, 1994.

Проанализированы существующие представления о стратиграфии и тектонике максютовского метаморфического комплекса хребта Уралтау (Ю.Урал) и новые сведения о его геологии. Предложена альтернативная сема двучленного деления комплекса на юмагузинскую (условно протерозойскую) и карамалинскую (палеозойскую) серии, имеющие предположительно тектонический контакт. Согласно предлагаемой модели, максютовский комплекс представляет собой аккреционную призму среднепалеозойской островной дуги. В позднем палеозое, в результате континентальной коллизии комплекс был пододвинут под суванякский комплекс пассивной окраины Евразийского континента и приобрел антиформное строение.

Препринт опубликован при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований,
код проекта 93-05-14033

Редактор: доктор геолого-минералогических наук
И.Б.Серавкин

© Уф НЦ РАН

Введение

Максютовский метаморфический комплекс — классический объект исследований и ценный источник материала для теоретических разработок, один из важнейших среди типовых представителей эклогит-глаукофансланцевых формаций мира. Описанию его геологии и минералогии посвящено большое количество статей и отведено значительное место в целом ряде монографий. В его пределах неоднократно проводились региональные и международные геологические экскурсии, на которых идеи о генезисе эклогит-глаукофановых комплексов подробно обсуждались, проходя придирчивую проверку. Тем не менее мы имеем основания утверждать, что многие самые общие вопросы стратиграфии и тектоники комплекса все ещё остаются нерешенными. Чтобы разобратся с этим, необходимо последовательное рассмотрение представлений о геологии максютовского комплекса и зоны Уралтау в целом, сложившихся в 40-х — 80-х годах и до недавнего времени казавшихся незыблемыми.

I. Эволюция представлений и новые данные по геологии максютовского комплекса

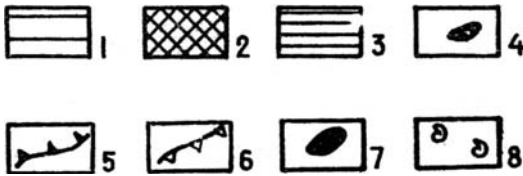
Основополагающими работами по геологии хр. Уралтау являются труды Д.В.Ожиганова (1941, 1955). Метаморфические сланцы зоны Уралтау им разделены на два комплекса: нижний — максютовский, докембрийского возраста, верхний — суваянский, возраст его определен как докембрий — кембрий. Образования суваянского комплекса слагают западное крыло Уралтауского антиклинория, а максютовского — его ядро. Согласно более поздним исследованиям (Горохов 1964; Романов 1973; Козлов 1960), контакт между ними проходит по Янтышевско-Юлукскому разлому. В дальнейшем Д.В.Ожиганов (1964) расчленил максютовский комплекс на две серии: яманскую, сложенную гранат-глаукофановыми сланцами, кварцитами и зелеными ортосланцами; ишимбетовскую, представленную переслаиванием графитистых и безграфитистых парасланцев с прослоями зеленых ортосланцев.

В 50-60-ые годы в зоне Уралтау был выполнен ряд геологических съемок масштаба 1:50000 и составлены государственные геологические карты масштаба 1:200000. Первоначально за основу расчленения метаморфических комплексов принималась схема



Фиг. 1. Схема геологического строения максютовского метаморфического комплекса (по Геологической карте Урала под ред. И.Д.Соболева, 1979).

1. Карамалинская свита: графит-мусковит-кварцевые, мусковит-кварцевые сланцы, графитистые кварциты, зеленые ортосланцы; 2. Юмагузинская свита: гранат-мусковит-глаукофан-кварцевые сланцы, мусковитовые кварциты; 3. Кайраклинская свита: графит-мусковит-кварцевые, мусковит-кварцевые сланцы, графитистые кварциты, зеленые ортосланцы; 4. Галеевская свита: мусковитовые кварциты; 5. Янтышевско-Юлукский разлом; 6. Главный Уральский разлом; 7. Эклогиты; 8. Места находки фауны конодонтов.



Д.В.Ожиганова (Криницкий и др., 1957 г.), Клочихина, 1959 г., в последующем — схема Д.Д.Криницкого (1959 г.; Горохов, 1964 г., Волошин и др., 1967 г.). Согласно последней, в максютовском комплексе выделялись следующие свиты (снизу вверх): галеевская (существенно кварцитовая), кайраклинская (переслаивание графитистых и безграфитистых парасланцев, кварцитов и ортосланцев основного состава), юмагузинская (переслаивание гранат-глаукофановых сланцев, кварцитов и метааркозов), карамалинская (переслаивание графитистых и безграфитистых парасланцев, кварцитов и основных ортосланцев). В составе этих свит, кроме галеевской, в зависимости от вариаций минерального состава сланцев разными авторами выделялось от двух до семи подсвит и толщ. Возраст максютовского комплекса принимался как протерозойский.

Схему стратиграфического расчленения максютовского комплекса Д.Д.Криницкого дополнил А.А.Алексеев (1976) выделением в низах разреза ещё двух свит — боевохуторской (мусковит-кварцевые сланцы, кварциты) и урганской (графитистые парасланцы и ортосланцы основного состава).

В итоге, уже на первом этапе изучения геологического строения зоны Уралтау сложились следующие представления, ставшие впоследствии традиционными (Фиг. 1):

1. Зона Уралтау является антиклинорием с пологим западным и крутым восточным крыльями, сложенным метаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными толщами. В пределах антиклинория выделяется ряд пологих брахиантиклиналей; контакт метаморфитов максютовского комплекса с образованиями Вознесенско-Присакмарской зоны рассматривался как трансгрессивный. В качестве корреляционных аналогов максютовского и суваянского комплексов приняты среднерифейские отложения Башкирского антиклинория. Условность этих корреляций признается всеми исследователями.

2. Согласно унифицированным схемам, утвержденным МСК (Екатеринбург, 1991), максютовский комплекс имеет среднерифейский возраст и разделен на галеевскую, кайраклинскую, юмагузинскую и карамалинскую свиты.

3. Осадочные и вулканогенные толщи в процессе метаморфизма принципиально не изменяли своего строения; метаморфическая

сланцеватость соответствует исходной первичной слоистости субстрата. Выделенные в метаморфических толщах свиты имеют нормальные стратиграфические контакты.

В начале 70-х годов появились работы Н.Л.Добрецова (1974 и др.), в которых максютовский комплекс рассматривался прежде всего как метаморфическое образование особого типа. Эклогит-глаукофансланцевые комплексы трактовались Н.Л.Добрецовым как высокобарические, низкотемпературные пояса, возникающие в зонах крупнейших разломов-надвигов, где сверхдавления возникают вследствие дегидратации водосодержащих минералов. Максютовский комплекс наряду с другими эклогит-глаукофансланцевыми поясами Урала (Марун-Кеу, Хулга, Уфалей, р.Щучья, Мугоджары и др.) образует зону, тесно связанную с Главным Уральским разломом.

Первоначально Н.Л.Добрецов связывал образование эклогит-глаукофансланцевых парагенезисов с обдукцией океанической коры и сопровождающим ее автоклавным эффектом. Однако находки коэсита в высокобарических комплексах, и в частности, в гранатах жадеит-кианитовых гнейсов максютовского комплекса, заставили предполагать мантийные условия их метаморфизма ($P = 25$ кбар и $T = 550-500^{\circ}\text{C}$), и связывать их с опусканием в зоне субдукции и последующим "выталкиванием" из этой зоны на поверхность Земли (Dobretsov, 1991, Dobretsov, Kirdyashkin, 1992; Coleman et al., 1995).

Наиболее детальными исследованиями зоны Уралтау в этом направлении были работы В.И.Ленных (1974, 1977). Последний рассматривал формирование максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса с позиции тектоники плит, как формацию, сформировавшуюся "в условиях низких температур (500°C) и высоких давлений (11 кбар) в зоне границы палеоконтинента и палеокеана" (Ленных, 1977, с.146). В более поздних работах В.И.Ленных и его соавторы (Офиолиты..., 1985, Вализер, Ленных, 1988) трактуют максютовский комплекс Уралтау как шовную зону, в которой тектонически совмещены две формационно-различные толщи — нижняя, существенно-терригенная, "субконтинентальная" и верхняя — офиолитовая. Позже эти представления несколько трансформировались; в недавнее время

получил распространение взгляд на генезис эклогит-глаукофансланцевых поясов как высокобарических коллизионно-шовных зон (Puchkov, 1969, Эклогиты..., 1969, Кейльман, Пучков, 1967; Кейльман, 1988).

Одновременно с прогрессом в области геологических знаний и представлений о природе эклогит-глаукофановых комплексов происходила эволюция методики изучения сложнодислоцированных метаморфических поясов. Все чаще высказывалось мнение, что при метаморфизме нивелируется состав исходных пород, многократные деформации искажают и уничтожают первичные структурные особенности субстрата и порождают новые, а большинство четких границ в метаморфических комплексах представляют собой тектонические контакты, слагающие метаморфические комплексы кристаллические сланцы в большинстве случаев являющиеся перекристаллизованными тектонитами (Черноморский, Васильева, 1960; Эз, 1980, 1985, 1968; Эклогиты..., 1969). Поэтому построение частных стратиграфических колонок, их корреляции, подробное стратиграфическое расчленение метаморфитов невозможны и не имеют геологического смысла (Жданов и др., 1980; Казаков, 1990).

Сложной, дискуссионной проблемой является определение возраста субстрата метаморфитов максютовского комплекса. На протяжении длительного времени, условно, на основании корреляции с юрматинской серией Башкирского антиклинория, он считался соответствующим интервалу $1400 \pm 50 - 1050 \pm 50$ млн. лет, т.е. охватывал весь средний рифей. Кроме того, его рифейский возраст долгое время основывался на одной цифре — 1100 млн. лет (Добрецов, 1974) без конкретного указания места отбора пробы и ее характера.

Более позднее указание на древний изотопный возраст максютовских метаморфитов содержится в монографии Н.Г.Удочкиной (1985), и тоже без точной привязки. Сообщается лишь, что проба отобрана на р.Сакмара из центральной части эклогитового тела, залегающего в слюдисто-гранатовых сланцах. Гранат в эклогитах имеет регрессивную зональность по магнию. Отобранные на анализ цирконы дали следующие цифры возраста: 170, 1130, 930 и 870 млн. лет, а единичные цирконы — 1860 млн.

лет. Из контекста следует, что анализ осуществлялся термоизо-хронным сланцевым методом, и таким образом его результаты могут рассматриваться как предварительные.

В литературе имеются сведения о датировках по заведомо обломочным (терригенным) цирконам из кварцитов галеевской и юмагузинской свит (от $900 - 990 \pm 10$ млн. лет до $2000 - 2130$ млн. лет, Козлов, 1982). Совершенно очевидно, что эти датировки не могут быть приняты за возраст субстрата указанных образований, они свидетельствуют лишь о возрасте материнских пород области сноса.

А.П.Казак в разрезе карамалинской свиты в южной части зоны Уралтау (Оренбургская область) закартировал гранат-глаукофан-кварц-мусковитовые и плагиоклаз-кварцевые породы, которые, как он считает, образованы по кислым эффузивам. В первом случае породы интенсивно дислоцированы, будинированы, метасоматизированы; во втором — ассоциируют с основными породами среди тектонических брекчий. По цирконам из этих метаморфитов определен абсолютный возраст в интервале 880 ± 30 млн. лет и 705 ± 40 млн. лет, на основании чего возраст карамалинской свиты определен как позднерифейский. Однако однозначно утверждать, что это метаморфизованные магматиты, а не осадочные породы, невозможно. Осадочный генезис их субстрата признают геологи ПГО "Оренбурггеология", выполняющие на этой площади геологосъемочные работы.

Многочисленные датировки максютовского комплекса делались калий-аргоновым методом в 60-х–70-х годах (Гаррис, 1966; Ленных, 1967, 1977; Алексеев, 1976). В последующие десятилетия доверие к калий-аргоновым датировкам было сильно подорвано. Тем не менее нельзя не отметить, что наиболее устойчивые датировки пород максютовского комплекса по слюдам укладываются в интервал $350-400$ млн. лет (по В.А.Ленных, 400 ± 20 млн. лет). По устному сообщению А.А.Краснобаева, примерно этот же возраст фенгитов и глаукофанов из максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса подтверждается и изохронными датировками рубидий-стронциевым методом.

Наконец, фенгитсодержащие эклогиты и глаукофановые сланцы максютовского комплекса были датированы $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ методом в Гренобле (Франция) (Matte et al., 1993) и получены возраста

$377,7 \pm 3,8$; $387,9 \pm 4,0$ и $372,9 \pm 3,6$ млн. лет. Всё это достаточно убедительно свидетельствует о ниже-среднедевонском возрасте по крайней мере последней фазы прогрессивного метаморфизма. Эти данные находятся в видимом противоречии с выводами Coleman et al., 1993, которые связывают образование эклогит-глаукофансланцевого максютовского комплекса с сугубо гипотетической кембрийской островной дугой.

Наряду с геологическими корреляциями и изотопными определениями эпизодически делались попытки палеонтологической корректировки возраста субстрата метаморфитов зоны Уралтау, как максютовского комплекса, так и суваянского, якобы его перекрывающего. К.А.Львовым в 1957 году в мраморизованных известняках, залегающих среди образований карамалинской свиты у д.Куватово, была обнаружена предположительно фауна археоциат. Позже появились и вполне достоверные находки палеозойской фауны. Так, Д.Д.Криницким в 1961 году в образованиях суваянского комплекса была обнаружена фауна граптолитов силурийского возраста, что дало ему основание для выделения акназаровской свиты силура на месте докембрийской белекейской свиты (Криницкий, Криницкая, 1965). Это вызвало резкую отрицательную реакцию геологов, придерживающихся представлений о докембрийском возрасте пород зоны Уралтау, а сама находка была предана забвению. В 70-х – 80-х гг. новые находки ордовикской и силурийской фауны в полосе распространения белекейской и акбиинской свит суваянского комплекса вновь поставили вопрос о палеозойском возрасте метаморфитов (Пучков, 1979; Родионов, Радченко, 1988). Однако породы, содержащие фауну, изымались сторонниками докембрийского возраста этих толщ из разрезов и рассматривались как трансгрессивно залегающие отложения палеозоя на докембрии. Никаких доказательств в пользу такого вывода не приводилось. Более того, подобного рода операция становится совсем уже сомнительной при обсуждении материалов Уралтауской глубокой скважины № 1, пробуренной в 80-х годах в осевой части полосы развития суваянского комплекса в 8 км к востоку от пос. Зилаир у трассы Зилаир – Сибай. Скважина вскрыла однообразную толщу слабо метаморфизованных графитисто-кремнистых алевритистых сланцев и кварцитов.

Е.В.Чибриковой (1994) в 4-х интервалах между глубинами 2468 и 4084 м в этой толще были обнаружены акритархи силура.

Первое, после малодостоверных данных К.А.Львова, упоминание о находке палеозойской фауны в образованиях максютовского комплекса было сделано В.Ю.Родионовым и В.В.Радченко (1988). В линзе мраморизованных известняков из образований карамалинской свиты на трассе Зилаир – Сибай в 1,2 км к западу от д.Кашкарово ими были обнаружены (по заключению А.М.Микрюкова) обломки конодонтовой фауны предположительно кембрийского возраста. По уточненным нами совместно с В.Ю.Родионовым данным, первоначально авторы ошибочно отнесли толщи, вмещающие мрамора, к утальской свите суваянского комплекса. Но серьезные сомнения у одного из авторов статьи вызывает правильность отнесения найденных обломков органического происхождения к конодонтам рода *Westergaardodina*. В.Н.Пучков просмотрел эти обломки и высказал сомнения, конодонты ли это вообще. В таких принципиальных случаях требуется подтверждение от специалиста по конодонтам данного возрастного уровня, и не случайно такого подтверждения получено не было. И тем не менее находка этих спорных обломков стимулировала дальнейшие поиски конодонтовой фауны в максютовских мраморах, что в конечном итоге привело к находкам конодонтов в трех точках, в поле развития карамалинской свиты (подробнее об этом см. ниже, в описании стратиграфии максютовского комплекса).

Наконец, в Эбетинской антиформе, являющейся южным окончанием зоны Уралтау, в разрезах сложно дислоцированных толщ с локально проявленным глаукофансланцевым метаморфизмом, К.С.Ивановым, В.Н.Пучковым к В.А.Бабенко (1990) собраны конодонты, свидетельствующие о том, что в составе субстрата метаморфических толщ преобладают ранне-среднепалеозойские породы.

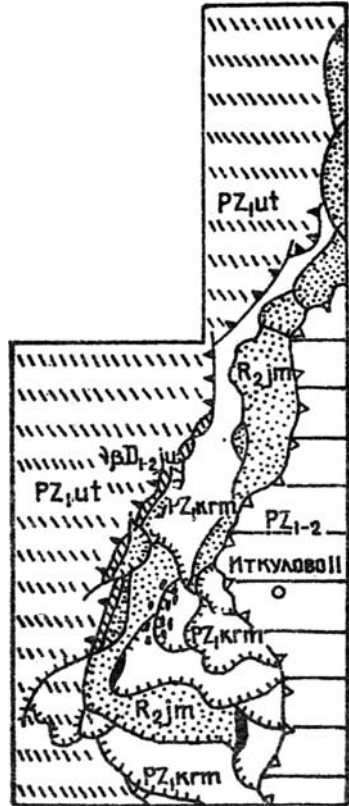
Эти находки, а также общие геологические сравнения позволили К.С.Иванову (1988) высказать мнение о палеозойском возрасте максютовского комплекса в целом.

Таким образом, в последние десятилетия накопились факты, приведшие к существенным изменениям в теоретических представлениях о геодинамических условиях формирования, петрологии, генезисе и возрасте субстрата метаморфитов зоны Уралтау. Основополагающие из них следующие.

1. Понимание ошибочности применения упрощенного литолого-стратиграфического подхода к изучению сложно дислоцированных

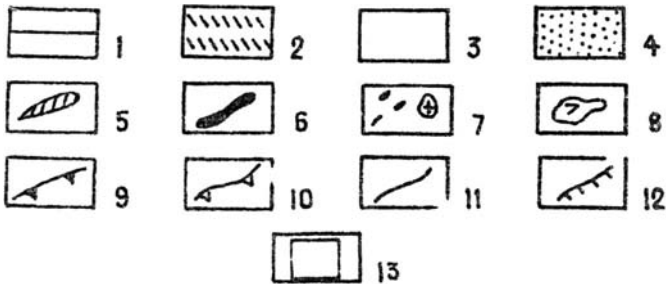


4 км



Фиг. 2. Схема геологического строения максютовского метаморфического комплекса (центральная и северная часть).

1. Серпентиниты Главного Уральского разлома и вулканогенно-осадочные отложения Вознесенско-Присакмарской зоны (PZ_{1-2}); 2. Уткальская свита: хлорит-серицит-альбит-кварцевые сланцы; 3. Карамалинская серия: графит-мусковит-кварцевые сланцы, графитистые кварциты, зеленые ортосланцы (PZ_{km}); 4. Юмагузинская серия: кварциты, гранат-глаукофановые сланцы (R_2_{jm}); 5. Метагабброиды Юлукского комплекса ($v\beta D_{1-2}_{ju}$); 6. Серпентиниты (ψPZ_1); 7. Эклогиты; 8. Метadiaбазы Сабыровского комплекса (βPZ_1); 9. Граница зоны Янтышевско-Юлукского разлома; 10. Граница зоны Главного Уральского разлома; 11. Тектонические границы; 12. Надвиги; 13. Баракальский участок (см. Фиг. 3).



метаморфических комплексов.

2. Рассмотрение максютовского комплекса не в качестве ядра Уралтауского антиклинория, как традиционно принималось ранее, а в виде тектонического блока, который входит в коллизивно-шовную зону Главного Уральского надвига и предположительно состоит из тектонически совмещенных континентальной (субплатформенной) и океанической (офиолитовой) пластин (Фиг. 2).

3. Появление палеонтологических данных, свидетельствующих о наличии в разрезе зоны Уралтау субстрата палеозойского возраста.

II. Стратиграфическое расчленение комплекса

Выполненные нами детальное изучение "стратотипических" разрезов выделенных ранее — "стратиграфических" подразделений, анализ фактических данных, полученных при бурении структурных скважин, крупномасштабном площадном картировании, позволили по-новому рассматривать геологическое строение и петрогенезис метаморфических толщ, слагающих максютовский комплекс.

При изучении "стратотипических" разрезов галеевской, кайраклинской, юагузинской и карамалинской свит по р.р.Сакмаре, Кайракле, Крепостному Зилаиру и Карамале выяснилось, что в большинстве случаев слагающие их породы осложнены множеством тектонических нарушений — от крутопадающих до пологих субгоризонтальных надвигов, смяты в серии складок высоких порядков с различной морфологией; установление кровли и подошвы слоев весьма проблематично. Большинство породообразующих минералов присутствуют в двух – трех генерациях и входят в состав как исходных метаморфитов, так и метасоматических парагенезисов. Следовательно, расчленение метаморфитов на подсвиты по минеральному составу в данном случае не имеет смысла. Использовать такие разрезы в качестве стратотипических для стратиграфических построений недопустимо.

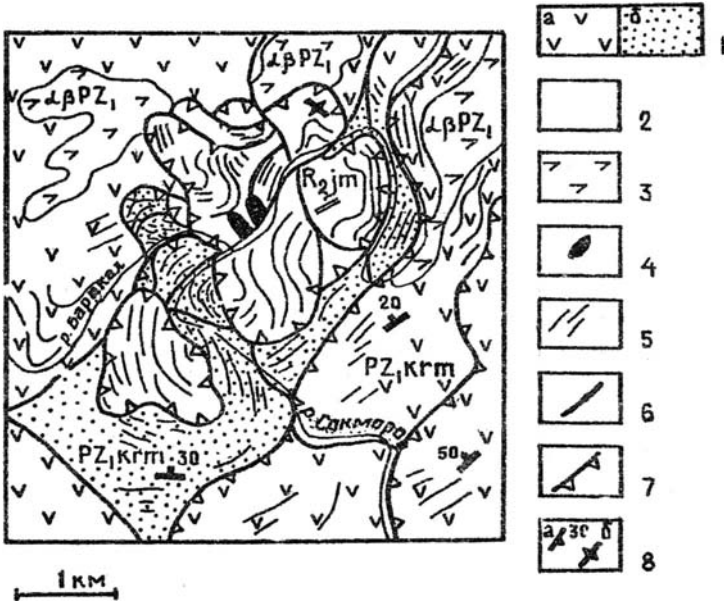
Одна из причин недостоверности стратиграфической схемы Д.Д.Криницкого и его последователей кроется в том, что при её разработке в 50-е годы даже не возникла мысль о широком развитии в максютовском комплексе тектонических надвигов, дислокаций, которые могут обуславливать сдвоенный и строенный характер геологического разреза. Так, образования юагузинской свиты

повсеместно залегают на разрезах различного типа даже в пределах одной структуры (например — Баракальской. Фиг. 3). Объяснение этому может быть в аллохтонном залегании юагузинских метаморфитов на подстилающих образованиях. Это подтверждается геологической съемкой: четко фиксируется разнонаправленная ориентировка осевых плоскостей лежащих изоклиналильных складок в юагузинских метаморфитах и запрокинутых складок в подстилающих породах.

Кроме того, ранее преобладало априорное представление о совпадении первичной слоистости осадочных пород субстрата и сланцеватости метаморфитов (Горохов, 1964). Детальное макро- и микроскопическое изучение керна скважин и обнажений свидетельствует об ошибочности такого подхода. В действительности, в метаморфитах всех ранее выделенных стратиграфических подразделений первичные слоистость и ритмичность строения исходного субстрата сохранились лишь в виде реликтов. Метаморфические сланцы несут следы тектонического течения, неоднократное рассланцевание проявилось в парапородах и в апомагматических метаморфитах (амфиболитах, эклогитах). Реликты исходной генерации сланцеватости в деформированных сланцах отчетливо определяются по единой линейной ориентировке реликтовых метаморфических минералов (мусковита, актинолита). В актинолитовых ортосланцах, находящихся в меланжевых зонах, отчетливо видны следы разноориентированных динамических воздействий, отраженные в характерной деформации пластинчатых, шестоватых, игольчатых порообразующих минералов.

С высокой степенью достоверности в составе максютовского комплекса четко обособляются две структурно-вещественные единицы, которые в соответствии со Стратиграфическим кодексом (1977) целесообразно отнести к двум стратиграфическим сериям, имеющим определенную самостоятельность и этапность геологического развития.

За нижней серией мы оставляем название "юагузинская", поскольку она включает в себя весь объем бывших юагузинской и галеевской свит и представлена фенгит-кварцевыми, хлорит-фенгит-кварцевыми, глаукофан-фенгит-кварцевыми сланцами, апоаркозами и кварцитами с полевым шпатом, гранатом, фенги-



Фиг. 3. Схема геологического строения Баракальского аллохтона (синформы).

1. Метаморфиты карамалинской серии (PZ₁ krm):
 - а) зеленые ортосланцы; б) метапелиты;
2. Гранат-фенгит-глаукофан-кварцевые метаморфиты югагузинской серии (R₂ jm);
3. Зеленокаменно измененные амфиболиты;
4. Эклогиты;
5. Ориентировка сланцеватости метаморфитов;
6. Разрывные нарушения;
7. Надвиги;
8. Залегание осевых плоскостей изоклинальных складок: а) наклонное; б) субгоризонтальное.

том, глаукофаном.

Верхняя серия охватывает объём бывших кайраклинской и карамалинской свит. По литолого-петрографическому составу исходного субстрата, характеру регионального метаморфизма, геохимическим и минералогическим характеристикам метаморфиты этих выделенных ранее стратиграфических подразделений тождественны. Так, обе свиты обычно сложены графит-мусковит-кварцевыми, графит-кварцевыми, мусковит-кварцевыми сланцами, графитистыми и безграфитистыми кварцитами, переслаивающимися с ортосланцами альбит-актинолитового состава; в этих толщах находятся редкие линзы мраморизованных известняков и протрузии серпентинитов. В зонах, где уровень метаморфизма повышается, наблюдаются глаукофановые сланцы, эклогиты, оливин-энстатитовые породы.

Данные бурения нескольких десятков структурных скважин в образованиях карамалинской серии свидетельствуют об отсутствии стратиграфической приуроченности тех или иных метаморфических разностей пород. Для метаморфитов обеих бывших свит характерны одинаковые повышенные относительно кларков концентрации Cu, Ag, Mo, V, Cr, Ni, Zr, что резко отличает их от образований юмагузинской серии, для которой характерно отсутствие аномальных концентраций микроэлементов. Ранее метаморфиты кайраклинской свиты отличали от карамалинских только лишь по их положению относительно юмагузинского маркера, который, как показано выше, слагает тектонические чешуи (Фиг. 2, 3). Об однотипности субстрата кайраклинской и карамалинской свит писали Д.В.Ожиганов (1964), А.И.Демчук (1967 г.), А.П.Казак (1991 г.).

Считая одновозрастным субстрат образований кайраклинской и карамалинской свит, мы относим их к единой карамалинской серии.

Новых данных о возрасте субстрата юмагузинской серии в настоящее время нет, и мы условно оставляем за ним протерозойский возраст.

Что касается карамалинской серии, то в отобранных О.А.Захаровым совместно с В.В.Родионовым пробах из линз мраморизованных известняков, выходящих на дневную поверхность, была получена фауна конодонтов (определения Т.М.Мав-

ринской). Так в линзе мраморизованных известняков, вскрытых мелкими карьерами в районе д.Юлук обнаружен один конодонтовый элемент, сильно измененный, представленный *Ozarkodina* sp. indet Branson et Mehl, возраст которого не древнее ордовика.

В линзе мраморизованных известняков, локализованных в районе д.Куватово, обнаружены два неопределимых обломка конодонтов, присутствие которых свидетельствует о палеозойском возрасте вмещающих толщ. В линзах мраморов, встреченных у северной окраины д.Юмашево, обнаружены конодонтовые элементы *Trichonodella* ex. gr. *excavata* (Branson et Mehl), *Spathognathodus* sp. indet (Branson et Mehl), *Spathognathodus* sp. ex gr., *S. steinhornensis* Walliser, возраст которых не древнее пржидольского яруса позднего силура (по мнению В.Н.Пучкова, породы, содержащие эти конодонты, могут быть датированы в интервале верхи силура – низы девона).

Приуроченность мраморизованных известняков к разрезу карамалинской серии не вызывает сомнений. Так, куватовские мрамора, в которых есть фауна, перебулены профилем картировочных скважин, которые установили их подстилание и перекрытие зелеными ортосланцами карамалинской серии, с которыми они связаны постепенным переходом через переслаивание. Аналогичные мраморизованные известняки встречены в полутора десятках структурных скважин на различных глубинах от устья, являясь нормальным членом разреза карамалинской серии.

Таким образом, обнаружение в метаморфитах максютовского комплекса фауны конодонтов позволяет существенно пересмотреть вопрос о его возрасте в сторону значительного омоложения по крайней мере верхней части разреза.

III. Тектоника комплекса

Как уже было сказано, максютовский комплекс зоны Уралтау имеет, по нашим представлениям, двучленное строение. Нижнюю его часть слагают континентальные формации юмагузинской серии, представленные фенгит-кварцевыми сланцами, фенгитовыми кварцитами и метааркозами с переменными количествами граната и глаукофана. Являющиеся составной частью серии базиты местами превращены в эклогиты. Возраст их совершенно условно считается среднерифейским. Верхняя часть максютовского комплекса представлена метаофиолитовой ассоциацией карама-

линской серии (включающей в себя объем бывших кайраклинской и карамалинской свит). Возраст серии на основании находок фауны конодонтов определяется как раннепалеозойский.

Контакты образований юагузинской и карамалинской серий тектонические. Об этом свидетельствуют отмеченные выше дискордантность структурных элементов, наличие в контакте зон дробления, катаклаза, рассланцевания, бластомилонититов и сопряженных с ними околотрещинных метасоматитов и родингитов (Баракальский надвиг). Об интенсивных тектонических сближениях, происшедших в максютовском комплексе ещё до глаукофансланцевого метаморфизма, говорит присутствие метамеланжа, описанного В.И.Ленных (Коротеев и др., 1981).

В целом петрографический состав карамалинских и юагузинских образований контрастно различен. В данном случае мы имеем дело с двумя принципиально отличными типами метаморфизованного разреза: аркобы и кварцевые песчаники, возникшие при разрушении докембрийской коры континентального типа (юагузинская серия) и офиолиты — вулканогенно-осадочные породы с интрузиями и протрузиями основного и ультраосновного состава, являющиеся океаническими образованиями (Офиолиты..., 1985).

Важнейшим структурным элементом региона является зона Главного Уральского разлома (ГУР), сформировавшаяся в ходе надвигания океанической коры на край континента (Тектоника..., 1977), (Камалетдинов М.А. и др., 1988; Романов, 1979, 1985). Максютовский комплекс слагает западное крыло зоны ГУР и прослеживается узкой меридиональной полосой размером 12–16 км × 160 км.

На западе максютовский комплекс контактирует с суваянским по тектонической зоне Янтышевско-Юлукского разлома. Эта зона в последние годы была перебурена 17 структурными скважинами. Анализ полученного фактического материала выявил следующее. Янтышевско-Юлукский разлом представляет собой сложную меланжевую зону, в которой тектонически перемешаны метаморфиты максютовского комплекса: графит-мусковит-кварцевые, мусковит-кварцевые, альбит-актинолитовые сланцы; метаморфиты суваянского комплекса: хлорит-мусковит-альбит-кварцевые ("рябчиковые") сланцы и серицитсодержащие кварциты

уткальской свиты; будины и линзы рассланцованных, blastsмилонитизированных амфиболитов, гранатовых амфиболитов по габброидам, линзы и пластины рассланцованных мионитизированных серпентинитов. Мощность Янтышевско-Юлукской меланжевой зоны достигает 800 м, ширина на поверхности до 2,5–3,0 км); падение её западное, пологое, под углами 10–40°.

До недавнего времени доминировали представления о том, что преобладающими внутренними структурными элементами максютовского комплекса являются крупные брахиформные антиклинали. Именно так, в частности, трактуется его структура на Геологической карте Урала масштаба 1:500000 под ред. И.Д.Соболева (Фиг. 1).

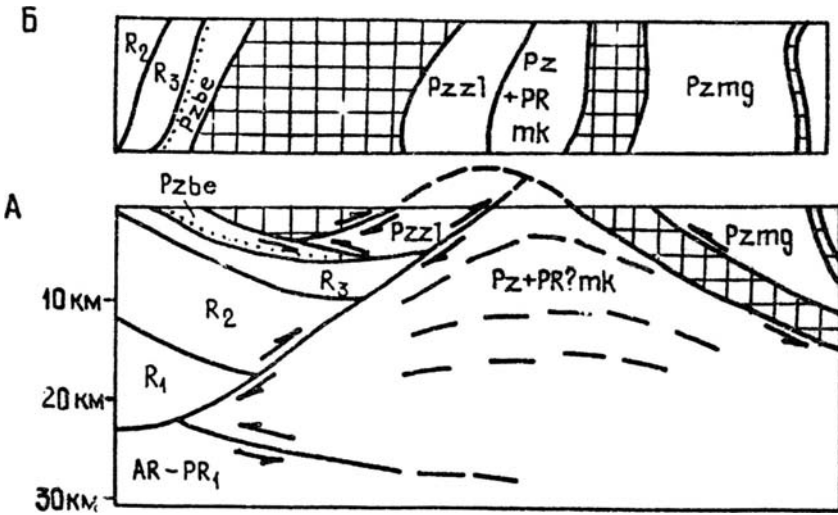
В последнее время более детальные геологические съёмки доказали, что главными структурными элементами, определяющими геологическое строение максютовского комплекса, являются дислокации чешуйчато-надвигового характера, сопряженные с меланжевыми зонами Главного Уральского и Янтышевско-Юлукского разломов. Об этом свидетельствуют следующие геологические факты.

В максютовском комплексе находятся линзообразные, пластобразные тела, будины, отторженцы мионитизированных, рассланцованных, брекчированных серпентинитов. Структурное бурение, геофизические исследования выявили широкое распространение подобных тел в метаморфитах и пространственную приуроченность многих из них к тектоническим зонам ГУР и Янтышевско-Юлукского разлома. Серпентиниты повсеместно имеют тектонические контакты с вмещающими породами, залегают в виде протрузий или тектонических чешуй во фронтальных частях надвигов. Ранее эти серпентиниты выделялись в качестве рифейского Ташлинского гипербазитового комплекса, имеющего интрузивные контакты с вмещающими породами (Алексеев, 1976). Присутствие в максютовском комплексе брахиформных антиклинальных и синклинальных структур (Баракальская, Галеевская, Староякуповская, Карамалинская, Юлдыбаевская и др., Фиг. 1) в последние годы проверялось данными бурения и не подтвердилось. В действительности так называемые "брахиантиклинтоли" и "брахисинклинали" представляют собой аллохтоны, пластины или пакеты тектонических чешуй, пространственно связанные с зо-

нами ГУР и Янтышевско-Юлукского разлома.

Так, наиболее выразительная из них Баракальская "брахисинклинальная" структура, площадью, около 3×4 км, на деле выглядит следующим образом (Фиг. 3). Ядро "брахисинклинали" слагает толща юагузинских гранат-глаукофан-фенгит-кварцевых сланцев мощностью около 200 м. В разных участках структуры они залегают на различных метаморфитах: в восточной части на графит-мусковит-кварцевых сланцах, относимых ранее к баракальской подсвете кайраклинской свиты; на западе и юго-западе — на зеленых ортосланцах, относимых к аралбаевской подсвете. Даже согласно принятой стратиграфической схеме Д.Д.Криницкого, толща юагузинских метаморфитов залегают на породах различного стратиграфического уровня. Кроме того, в процессе геологического доизучения последних лет установлено, что изометричное тело зелёных ортосланцев является рассланцованным метаморфизованным интрузивом основного состава. Маршрутные исследования и дешифрирование аэрофотоснимков выявили разнонаправленную ориентировку осевых плоскостей складок, простирающихся сланцеватости толщи юагузинских гранат-глаукофановых сланцев и подстилающих их метапелитовых и метаофиолитовых метаморфитов. В первых наблюдаются лежащие изоклиналильные складки высоких порядков с субгоризонтальными осевыми плоскостями, а в последних — изоклиналильные складки иной морфологии, с осевыми плоскостями северо-восточного падения под углами $20-50^\circ$. В контакте юагузинских гранат-глаукофановых сланцев с подстилающими черносланцевыми и зеленосланцевыми метаморфитами находятся жилы родингитов и околотрецинных метасоматитов, образование которых на Южном Урале сопряжено с позднепалеозойскими надвиговыми движениями в зоне ГУР (Захарова, 1987). Все метаморфиты Баракальской структуры интенсивно рассланцованы, брекчированы, катаклазированы, смяты в макро- и микроскладки; пластинчатые, шестоватые породообразующие минералы расщеплены вдоль плоскостей рассланцевания.

Таким образом, структурные и петрологические данные свидетельствуют о том, что Баракальская структура образовалась в результате тектонического совмещения различно ориентированных пластин метаморфитов различного состава и петрогенезиса.



Фиг. 4. Принципиальный геологический разрез через Кракинский аллохтон и Уралтаускую антиформу (А). Упрощенная карта-лента на широте пос. Кага (Б).

Архейско-раннепротерозойский кристаллический комплекс (AR-PR₁); отложения нижнего, среднего и верхнего рифея (R₁, R₂, R₃); палеозойские отложения шельфа (бельско-елецкие) (PZ_{BE}); палеозойские батиальные отложения (зилауро-лемвинские) (PZ_{ZI}); палеозойские океанические и эпикоеанические комплексы (магнитогорские) (PZ_{MG}), максютовский комплекс, крестообразной штриховкой показаны офиолитсодержащие палеозойские комплексы Кракинского аллохтона и зоны Главного Уральского разлома (PZ+PR_{?mk}).

Сходное чешуйчато-надвиговое строение имеют и другие ранее выделенные "брахиформные" структуры. При дешифрировании разномасштабных аэрофотоснимков и маршрутных исследованиях тектонические чешуи, блоки метаморфитов, слагающие максютовский комплекс, отчетливо выделяются по различию их структурного плана (ориентировка сланцеватости и шарниров изоклиналильных складок). Метаморфические породы в этих тектонических фрагментах подверглись столь интенсивному воздействию, что участками превратились в тектоно-метасоматические новообразования.

Данные структурного бурения и сейсмических исследований свидетельствуют о том, что максютовский комплекс сложен пакетом перемежающихся полихронных и полигенных чешуй, пластин, мощностью в несколько сот метров, редко - до 1 км каждая, имеющих пологое залегание (доминирующие углы 10–40°); падение — восточное, согласное с падением тектонической зоны ГУР. Местами пологие надвиги, по-видимому, сопряжены с лежащими складками (К.С.Иванов, устное сообщение). В западной части комплекса падение чешуй западное, согласное с общим падением Янтышевско-Юлукской меланжевой зоны. Выявленные амплитуды надвиговых перемещений сравнительно невелики, максимальные — первые километры. Вероятно, это были тектонические срывы в единой зоне, обусловленные динамическими напряжениями, вызванными надвиганием океанической пластины с востока. Чешуи западного падения образовались в результате тектонических срывов, обусловленных поддвигом образований максютовского комплекса под суванякские пологопадающей системе Янтышевско-Юлукского разлома (Фиг. 2).

Таким образом, максютовский комплекс, при его сложной чешуйчато-надвиговой структуре, имеет общее антиформное строение. Антиформный характер зоны Уралтау с осью в полосе развития максютовского комплекса отражается на всех профилях МОВ, ОГТ и Троицком профиле ГСЗ. По данным интерпретации Троицкого профиля (Пучков, Светлакова, в печати), эта антиформа выполживается с глубиной, образуя в разрезе клин, как бы вневдрившийся на запад под область развития суванякского комплекса (Фиг. 4). Этот клин напоминает "вдвиговые структуры", описываемые на фронте складчато-надвиговых структур форланда (Jones, 1991; Соборнов, Бушуев, 1992).

Принимая во внимание вышеизложенные данные, можно предложить следующую модель формирования структуры зоны Уралтау (естественно, отдавая себе отчет в её предварительном характере и гипотетичности). Мы допускаем, в частности, что максютовский комплекс возник как аккреционный в результате шарьирования палеозойского офиолитового комплекса на сиалический комплекс неясного (возможно, докембрийского) возраста (можно было бы усложнить модель, введя предположение о наличии двух офиолитов — докембрийского и палеозойского, однако для этого пока нет достаточных оснований). Шарьирование сопровождалось эклогит-глаукофансланцевым метаморфизмом или предшествовало ему. Допуская, что изотопный возраст фенгитов из глаукофановых сланцев отражает геологический возраст метаморфизма, мы можем увязать его лишь со временем заложения или начальными стадиями развития островной дуги в Магнитогорской зоне (Puchkov, 1991). Коллизия этой дуги с небольшим микроконтинентом могла обеспечить как образование вышеуказанного шарьяжа и соответствующий метаморфизм в условиях стресса, на больших глубинах, так и последующее выведение на поверхность глаукофансланцевого комплекса вследствие плавучести микроконтинента (Puchkov, 1989). Позже, в эпоху позднепалеозойской континентальной коллизии, Уралтауский блок сохранил приподнятое положение, приобретая в условиях сжатия вид антиформы, подчеркнутой встречными высокоамплитудными зонами Главного Уральского и Янтышевско-Юлукского разломов (последний может рассматриваться как ретрошарьяж).

Л и т е р а т у р а :

Алексеев А.А. Магматические комплексы зоны хребта Уралтау. М.: Наука, 1976, 167 с.

Вализер П.М., Ленных В.И. Амфиболы голубых сланцев Урала. М.: Наука, 1968, 202 с.

Гаррис М.А. Некоторые черты металлогении Урала по геохронологическим данным // Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. (Труды комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций). Л.: Наука, 1966. С. 153–168.

Горохов С.С. Рифей хребта Урал Тау. М.: Наука, 1964. 136 с.

Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 423 с.

Жданов В.В., Дуденко Л.Н., Жуков Р.А. Метаморфо-метасоматическая зональность и принципы её картирования // Методика картирования метаморфических комплексов. Новосиб.: Наука, 1980. С. 58–63.

Захарова А.А. Метаморфизм и метасоматизм орогенных надвиговых зон на Южном Урале. Уфа, БФАН СССР, 1987. 36 с.

Иванов К.С. К вопросу о возрасте максютовского метаморфического комплекса // Метаморфогенная металлогения Урала. Свердлов.: УрО АН СССР, 1988. С. 64–66.

Иванов К.С., Бабенко В.А., Пучков В.Н. Находки конодонтов и граптолитов среди метаморфизованных толщ на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310, № 3. С. 676–680.

Казakov А.Н. Принципы и возможности стратиграфического расчленения раннеархейских образований // Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Уфа, 1990. С. 51–53.

Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. и др. Геология и перспективы нефтегазоносности Урала. М.: Наука, 1988. 240 с.

Кейльман Г.А. Геологическая классификация метаморфических явлений // Классификационная система метаморфизма. Свердлов., СГИ, 1988. С. 3–29.

Кейльман Г.А., Пучков В.Н. Метаморфизм и геодинамика. Геотектоника. 1987. № 6. С. 20–28.

Козлов В.И. Стратиграфия рифея Южного Урала // Доордовикская история Урала. Свердловск, 1980. С. 3–32.

Козлов В.И. Верхний рифей и венд Юж. Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.

Криницкий Д.Д., Криницкая В.М. Об открытии на юге Башкирии силурийских отложений среди древних толщ западного склона хребта Урал-Тау // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Вып. 4. М.: Недра, 1965. С. 37–39.

Ленных В.И. О возрасте метаморфических пород зоны Урал-Тау // Тр. XI сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., АН СССР, 1963. С. 253–264.

Ленных В.И. Эклогитовый и глаукофановый метаморфизм в геологической истории Урала // Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.

С. 170–184.

Ленных В.И. Эклогит-глаукофансланцевый пояс Южного Урала. М.: Наука, 1977. 160 с.

Ожиганов Д.В. Геология хребта Урал-Тау и района передитового массива Южного Крака. М.-Л. Госгеолтехиздат, 1941. 103 с.

Ожиганов Д.В. Геологическое строение метаморфического пояса хребта Урал-Тау Южного Урала (Уч. зап. Башгоспединститута. вып. 4). Уфа, 1955. С. 3–54.

Ожиганов Д.В. Метаморфические комплексы хребта Урал-Тау // Геология СССР. Т. 13: Башкирия и Оренбургская обл., 1964. С. 78–97.

Офиолиты Южного Урала (Коротеев В.А., Зоненшайн Л.П., Парначев В.П. и др.), Свердл.: УНЦ АН СССР, 1985. 89 с.

Панова С.И. Тектоника зоны Западноуральского надвига на Южном Урале. Новосиб., 1979. 22 с.

Пучков В.Н. Находки девонских конодонтов на западном склоне Урала и их значение для палеозоя лемвинского типа // Конодонты Урала и их стратиграфическое значение. Свердл.: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1979 а. С. 33–52.

Пучков В.Н. Бативальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979 б. 260 с.

Пучков В.Н. Коллизийная модель формирования эклогит-глаукофансланцевого метаморфического пояса Урала // Новые данные по геологии Урала. Информационные материалы. Свердл.: УНЦ АН СССР, 1987. С. 154–162.

Пучков В.Н., Светлакова А.Н., Структура Урала по данным Троицкого профиля ГСЗ. Докл. РАН, в печати.

Родионов В.Ю., Радченко В.В. О стратиграфии палеозойских отложений восточного крыла Зилаирского мегасинклинория // Биостратиграфия девона и карбона Урала. Уфа: ИГ БНЦ АН СССР, 1988. С. 15–22.

Романов В.А. Основные черты тектоники западного склона Южного Урала и хр. Урал-Тау // Магматизм и эндогенная металлогения западного склона Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1973. С. 21–29.

Романов В.А. О Главном Уральском разломе // Палеогеоморфология и структурная геоморфология Урала и Приуралья.

Уфа, 1979. С. 42–50.

Романов В.А. Тектоника Магнитогорского мегасинклинория.

Уфа: БФАН СССР, 1985. 112 с.

Соборнов К.О., Бушуев Ф.С. Кинематика зоны сочленения Северного Урала и Верхнелечорской впадины. Геотектоника. 1992. № 4. С. 39–51.

Тектоника Урала // Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечухин В.М. и др. М.: Наука, 1977. 119 с.

Черноморский М.А., Васильева В.И. Главнейшие направления и задачи методики изучения метаморфических толщ при крупномасштабной геологической съемке // Методика картирования метаморфических комплексов. Новосибир.: Наука, 1980. С. 11–17.

Удовкина Н.Г. Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 286 с.

Чибрикова Е.В., Олли В.А. Находки акритарх в метаморфическом комплексе хребта Урал-Тау // Познание, освоение и сбережение недр республики Башкортостан. Уфа: АН РБ, 1994. С. 51.

Эз В.В. Вопросы методики геологической съемки метаморфических комплексов, связанные с особенностями их структуры // Методика картирования метаморфических комплексов. Новосибир.: Наука, 1960. С. 34–39.

Эз В.В. Складкообразование в земной коре. М.: Наука, 1985. 239 с.

Эз В.В. Проблемы геологической съемки метаморфических образований // Советская геология. 1988. № 9. С. 43–51.

Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибир.: Наука, 1989. 233 с.

Coleman R.G., Dobretsov N., Shatsky V., Lennykh V.

Tectonic setting of the UHPM Maksutov Complex Ural Mountains, Russia, 1993. Fall meeting Amer. Geoph. Union, 1993, Abstr. P. 547.

Dobretsov N.L. Blue schists and eclogites: a possible plate tectonic mechanism for their emplacement from the upper mantle // Tectonophysics, 186, 1991. P. 253–258.

Dobretsov N.L., Kirchjashkin A.G. Subduction zone dynamics: models of an accretionary wedge // Ofioliti. 1992. 17, N 1. P. 155–164.

Jones P.B. Quantitative geometry of thrust and fold belt structures. AAPG, Tulsa. Okla. 1991, 26 p.

Matte P., Maluski H., Caby R., Nicolas A., Kepezhinskas P.,

Sobolev S. Geodynamic model and emplacement of the High Pressure (HP) metamorphic rocks in SW Urals // C.R.Acad et Paris, V. 317, ser. II, P. 1667–1674, 1993.

Puchkov V.N. The collisional origin of the eclogite-glacophanes chist belt of the Urals // *Ofioliti*, 1989. 614(3). P. 213–220.

Puchkov V.N. The Paleozoic of the Uralo-Mogolian belt. // *Occas. Publications of ESRI, University of South Carolina*, new ser. N 7 (11), 1991, 69.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Введение	3
I. Эволюция представлений и новые данные по геологии максютовского комплекса	3
II. Стратиграфическое расчленение комплекса	14
III. Тектоника комплекса	18
Литература	24

Олег Андреевич Захаров
Виктор Николаевич Пучков

О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА ЗОНЫ
УРАЛТАУ

Препринт доклада Президиуму
Уфимского научного Центра
Российской Академии Наук

Редактор: доктор геол.-мин. наук
И.Б.Серавкин

ГП "Принт"

Тираж 200 экз.

Заказ № 73.