

## МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ

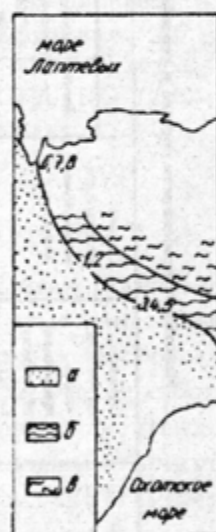
ISSN 0013-788X (549.51)

О.А.Суставов

### КВАРЦА И ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ КВАРЦА В ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОДАХ ВЕРХОЯНСКОГО КОМПЛЕКСА (ЯНО-ИНДИГИРСКАЯ ЗОНА)

В статье рассматриваются юрско-триасовые и верхнепермские терригенно-осадочные отложения Верхояно-Колымской системы мезозой, относящиеся к восточной глинистой (с подчиненным количеством песчаников) градации верхоянского комплекса (рис. 1). Они изучены в пределах Эльгинского и Куларского складчато-глыбовых поднятий Яно-Индиго-Ирской синклинальной зоны (Р1, Р6, Р7, Р8 - табл. 1) и на границе Эльгинского и Адычанского поднятий с Инъяли-Дебинским синклинорием (Р1, Р2, Р4, Р5 - см. табл. 1) [2].

Рис. 1. Положение изученных районов (1-8) на схеме размещения формационных комплексов позднего палеозоя - раннего мезозоя Верхояно-Чукотской складчатой области (по М.Д. Булгаковой, 1982): а, б - верхоянский терригенный комплекс (а - глинисто-алевритово-песчаная грация, б - глинистая грация), в - колымский туфово-кремнисто-карбонатный комплекс



Песчаные породы данных районов - обычные для верхоянского комплекса [4] кварцевые и полевошпатовые граувакки с переходами к аркозам (по классификациям В.Д. Шутова, В.Н. Шванова и др.), чаще всего с пленочным гидрослюдисто-хлоритовым цементом. Плаггиоклаз имеет преимущественно альбитовый или альбит-олигоклазовый состав, что, по-видимому, обусловлено альбитизацией (деанортитизацией) более основных плаггиоклазов при постдиагенетических изменениях. Алевропелитовые породы сложены теми же минералами, что и песчаники, но содержат больше хлорита, гидрослюда, углеродистого вещества и меньше кварца и полевых шпатов.

### Постдиагенетические изменения пород

По мере увеличения степени постдиагенетических изменений пород (описано 420 шлифов) изученные районы можно расположить в ряд Р1-Р8 (см. табл. 1) от повышенного катагенеза до зеленосланцевой фазии регионального метаморфизма [4,8].

Некоторые особенности состава и строения песчаных пород рассматриваемых районов

| Идентификация района | Тектоническое положение района                                                                                     | Возраст пород | Глубина погружения осадков при складкообразовании, км [2] | Степень постседиментационного изменения             | Обломочные зерна      |                         |                               |              | «Борода» южно-обломочных зерен | Угловатость каменных поверхностей | Параллельная ориентировка ископаемых минералов |
|----------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------|-----------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------|-----------------------|-------------------------|-------------------------------|--------------|--------------------------------|-----------------------------------|------------------------------------------------|
|                      |                                                                                                                    |               |                                                           |                                                     | быстрота выветривания | полнота включения зерна | перекрестная ориентация зерен | размер зерен |                                |                                   |                                                |
| P1                   | Алтайский антиклиналь на границе с Алтае-Саянским плато (к востоку от золото-сунимского месторождения Саян)        | Средняя кора  | Менее 2                                                   | Повышенный катенез                                  | +                     | -                       | -                             | -            | -                              | +                                 | Балансированные                                |
| P2                   | Там же (район золото-сунимского месторождения Саян)                                                                | Верхний трапе | 2-4                                                       | Глубинный катенез                                   | +                     | -                       | -                             | -            | +                              | То же                             | -                                              |
| P3                   | Зырянское поднятие, район Боканского гранитного массива                                                            | ++            | ++                                                        | То же                                               | -                     | +                       | +                             | 7-15         | +                              | +                                 | -                                              |
| P4                   | Терский синклиналь, между Зырянским поднятием и Нерским антиклинорием (район золото-сунимского месторождения Саян) | ++            | ++                                                        | ++                                                  | -                     | +                       | +                             | 10-15        | +                              | ++                                | +                                              |
| P5                   | Терский синклиналь к востоку от Зырянского поднятия (район золото-сунимского месторождения Саян)                   | ++            | ++                                                        | Глубинный катенез и низинный метатенез              | -                     | +                       | +                             | 10-20        | +                              | ++                                | +                                              |
| P6                   | Кузнецкое поднятие, зона интрузивной складчатости к западу от Улановской сулуучей антиклиналь                      | Нижний трапе  | 6-8                                                       | ++                                                  | -                     | +                       | +                             | 10-30        | +                              | +                                 | Сильная                                        |
| P7                   | Кузнецкое поднятие, Софийская сулуучая антиклиналь (район Софийского гранитного массива)                           | Верхняя перть | Более 8                                                   | Мусковит - клиновидная субфация докембрийской фации | -                     | +                       | +                             | 30-50        | +                              | Мусковитовые тесно облитые        | Сильная                                        |
| P8                   | Кузнецкое поднятие, Улан-Сунимская сулуучая антиклиналь (между Рушанской Тарбаганах и Улан-Юрте)                   | ++            | ++                                                        | Мусковит - клиновидная субфация докембрийской фации | -                     | +                       | +                             | 60-80        | +                              | ++                                | ++                                             |

Примечание: (-) - трещины или материал отсутствует; (+) - встречается редко; (++) - встречается часто; (+++) - много, повсюду встречается.

Согласно [4,8] повышенный катагенез фиксируется наличием в песчаниках конформных контактов в местах касания наиболее крупных обломков. Глубинный катагенез отмечается повсеместным развитием конформных и инкорпорационных структур растворения под давлением, а также регенерационных кварцевых и альбитовых кайм на соответствующих обломочных зернах; обломочный биотит, обычный в породах, подвергшихся повышенному катагенезу, в зоне глубинного катагенеза отсутствует (А.Г.Коссовская, В.Д.Шутов, 1957). В зоне глубинного катагенеза и начального метакатагенеза достаточно часто начинают встречаться бластические и «шиповидные» [4,8] структуры на контактах обломков (в табл.1 - перекристаллизация кварца и «бороды» возле обломочных зерен).

В мусковит-хлоритовой и биотитовой субфациях зеленосланцевой фации бластические и «шиповидные» структуры развиты в песчаниках повсеместно; обломочные структуры в алевропелитовых породах полностью перекристаллизованы. Обломочный каликатровый полевой шпат, нередкий в породах зоны глубинного катагенеза (см. табл.1), отсутствует (то же, по А.Г.Коссовской и В.Д.Шутову, характерно для ряда пермских пород Западного Верхоянья). Появляются метаморфические биотит и жальменит [6]. Породам мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации свойственны, как и в Южном Верхоянье [4], наибольшие концентрации пирита.

Чешуйки белых слюд в цементе верхнепермских песчаников значительно крупнее (около 10 мкм в поперечнике, среднее по 21 шлифу), чем в цементе триасовых песчаников (менее 3 мкм, по 34 шлифам), что соответствует известным данным [11] об увеличении размеров зерен новообразованных слюдястых минералов по мере усиления постдиагенетических изменений. Температуры выгорания углеродистого вещества из верхнепермских алевропелитовых пород отвечают низам зеленосланцевой фации (А.А.Александров и др., 1976) и превышают те же температуры верхнетриасовых пород (рис.2), что также соответствует более высокой степени постдиагенетических преобразований верхнепермских пород по сравнению с верхнетриасовыми.

### Кливаж

В среднеюрских и верхнетриасовых песчаниках P1-P5 макроскопически кливаж обычно не различим [2], но под микроскопом изредка отмечаются единичные углеродистые кливажные поверхности (УКП) - неправильно-зубчатые, реже стилолитовые (рис.3,а) поверхности кливажа, к которым приурочено углеродистое вещество (по [4] - «неровные ветвящиеся поверхности кливажа, трассируемые включениями органического вещества»). Обломочные зерна на контактах с УКП корродированы (см.рис.3,а). Иногда УКП связаны постепенными переходами с присутствующими в песчаниках обломками углеродистых пород; извилистая форма УКП может определяться расположением отмеченных обломков: кливажная поверхность идет от одного углеродистого обломка к другому.

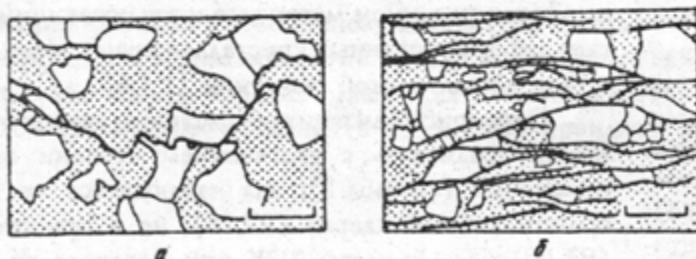


Рис.3. Зерна кварца (белое; крап - остальные компоненты породы) и углеродистые кливажные поверхности в песчаных породах, преобразованных в условиях катагенеза (а - P3) и мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации (б - P8). Длина масштабного отрезка 0,2 мм

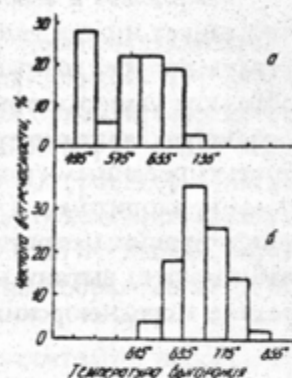


Рис.2. Температуры выгорания углеродистого вещества из алевропелитовых пород верхнетриасового (а - P2, 36 проб) и верхнепермского (б - P7,8, 50 проб) возраста (ЦКА ПГО «Уралгеология»)

В отличие от среднеюрских и верхнетриасовых песчаников, в верхнепермских песчаных породах P7 и P8 кливаж отмечается и макроскопически [2]. Под микроскопом в них наблюдается густая система тесно сближенных УКП (часто отстоят на расстояния не более 0,1-0,2 мм друг от друга - рис.3,б), более ровных, чем в среднеюрских и верхнетриасовых песчаниках (spaced, disjunctive, rough cleavage [11]). В результате растворения под давлением обломочные зерна между тесно сближенными УКП приобретают уплощенную форму. Параллельно УКП ориентированы чешуйки новообразованных слоистых минералов (slaty cleavage [11]), что редко отмечается в среднеюрских и верхнетриасовых песчаниках (см.табл.1).

Кварцевые и альбитовые регенерационные каймы [4] в среднеюрских и верхнетриасовых песчаниках иногда тяготеют к тем границам обломков кварца и плагиоклаза, которые ориентированы поперек направления УКП. К так же ориентированным границам иногда встречающихся обломков углеродистого вещества могут быть приурочены слюдистые, слюдисто-хлоритовые и слюдисто-кварцевые тени давления [7]. Некоторые обломки углеродистого вещества разбиты ориентированными поперек УКП микротрещинами отрыва, заполненными слюдистыми минералами, хлоритом и (или) кварцем. Особенно интенсивно подобные каймы, тени давления и микротрещины отрыва развиты в верхнепермских песчаных породах, в которых, кроме того, наблюдаются вытянутые вдоль направления УКП слюдисто-альбит-кварцевые «бороды» [7,11], редкие в среднеюрских и верхнетриасовых породах (см.табл.1).

### Перекристаллизация кварца

В обломочном кварце песчаных пород часто отмечаются признаки пластической деформации - волнистое угасание (параллельное и не параллельное оси с), деформационные ламели, иногда полосы деформации, микросдвиги, деформационная блочность [6]. Особенно сильная пластическая деформация свойственна кварцу наиболее слабо измененных пород зоны катагенеза (P1-P3). С переходом к зоне глубинного катагенеза и начального метagenеза, а затем к зеленосланцевой фации пластическая деформация обломочного кварца отмечается реже, ее проявления становятся малоинтенсивными и более однообразными (встречается преимущественно лишь слабое волнистое угасание, редко - деформационные ламели). Если в обломочном кварце среднеюрских и верхнетриасовых песчаников волнистое угасание «плавное», то в кварце верхнепермских пород наряду с плавным наблюдается «прерывистое» [6] волнистое угасание - в волне угасания выделяются отдельные обусловленные полигонизацией [1,6,10] слабо разориентированные субзерна, параллельные оси с.

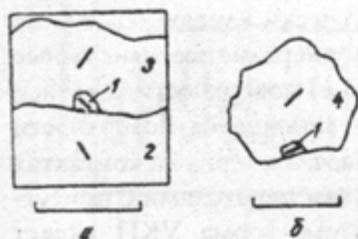


Рис.4. Зерна перекристаллизации кварца (1) в песчаниках (2-4 - обломки кварца), возникшие миграцией границ (а, точечный пункт - положение границы между обломками 2 и 3 до миграции, P3) и «вращательной» перекристаллизацией (б, P4); штрихами отмечена ориентировка оси с кварца. Длина масштабного отрезка 0,05 мм

чешуек новообразованных слоистых силикатов).

В верхнетриасовых песчаниках P3 перекристаллизация кварца (относительно редкая) идет преимущественно путем миграции границ [9,10] обломков кварца (рис.4,а): граница между

Кроме того, обломочный кварц подвержен перекристаллизации [1,10] («бластезу», по [4,8]) с уменьшением размеров зерен: по краям, реже внутри монокристалльных обломков образуются новые более мелкие, чаще всего единичные, зерна перекристаллизации кварца (ЗПК); иногда скопления таких зерен нацело замещают исходные обломки. В отличие от исходных обломков кварца, ЗПК обычно лишены признаков деформации и имеют ровное однородное угасание, так что их образование может рассматриваться как «рекристаллизация» - процесс перекристаллизации, происходящий в деформированном материале и заключающийся в образовании за счет деформированных кристаллов новых зерен с недеформированной кристаллической решеткой [1,5,6].

Перекристаллизация обломочного кварца отмечается в породах P3-P8, усиливаясь с увеличением степени постдиагенетических изменений (см.табл.1); она наблюдается не только совместно с полигонизацией кварца (P7,P8), но и при отсутствии последней (P3-P5) [6]. Размеры ЗПК при переходе от верхнетриасовых к верхнепермским породам увеличиваются (см.табл.1) от 7-15 до 60-80 мкм (параллельно отмеченному выше возрастанию крупности

дуга контактирующими между собой обломками кварца перемещается (иногда через каемку гидрослюдисто-хлоритового цемента) внутрь одного из обломков (3 на рис. 4,а). За счет этого в краевой части данного обломка образуется зерно перекристаллизации, кристаллографическая ориентировка которого близка к ориентировке смежного обломка (2 на рис. 4,а), отличаясь от последней на угол не более  $15-25^\circ$  (проявление «рекристаллизационного бластеза», по [4,8]). По экспериментальным данным [10], перекристаллизация путем миграции границ обычно происходит, когда зерна кварца подвержены неоднородной пластической деформации с образованием неправильного (не параллельного оси  $c$ ) волнистого угасания; то же наблюдается и в обломочном кварце песчаников РЗ.

По мере усиления постдиагенетических изменений в ряду РЗ-Р8 перекристаллизация, происходящая путем миграции границ обломков кварца, сменяется «вращательной» [9] перекристаллизацией. В ходе последней возникают ЗПК, кристаллографическая ориентировка которых близка к ориентировке обломка кварца, непосредственно вмещающего ЗПК [5]: оси  $c$  ЗПК отклоняются от оси  $c$  вмещающего их обломка кварца на углы не более  $30-50^\circ$  (рис. 4,б). Иногда такие ЗПК приурочены к участкам образования субзерен в деформированном обломочном кварце. Так как размеры ЗПК близки к размерам субзерен и от последних к ЗПК наблюдаются постепенные переходы по углам разориентировки относительно матрицы, образование ЗПК можно связывать с поворотами («вращением») субзерен [5,9,10].

Подобные ЗПК, оси  $c$  которых отклоняются от оси  $c$  матрицы на относительно небольшие углы, наблюдаются и при отсутствии в обломочном кварце видимых под микроскопом субзерен (см. рис. 4,б). В этом случае образование ЗПК также, по-видимому, может быть связано с поворотами служивших зародышами перекристаллизации субзерен, но очень мелких, не видимых под микроскопом [5,9,10]. Приуроченность ЗПК преимущественно к краям обломочных зерен соответствует локализации здесь пластической деформации кварца, при которой могли возникать такие мелкие субзерна [9,10].

Вращательная перекристаллизация обломочного кварца, имеющая в песчаниках РЗ подчиненное значение по сравнению с перекристаллизацией, происходящей путем миграции границ обломков, в песчаниках Р4 и Р5 начинает преобладать (в [4,8] отмечается сходная смена по мере усиления постдиагенетических изменений «рекристаллизационного бластеза» «рекристаллизационно-грануляционным бластезом»). Вращательная перекристаллизация обломочного кварца наблюдается и в мусковит-хлоритовой и биотитовой субфациях регионального метаморфизма (Р7, Р8). Однако здесь преимущественно образуются ЗПК, сильнее (на угол до  $70^\circ$ ) переориентированные относительно матрицы; на месте некоторых монокристалльных кварцевых обломков возникают группы из нескольких резко разориентированных между собой ЗПК различной величины.

### Контактный метаморфизм

В РЗ, Р5, Р7 терригенно-осадочные породы в локальных зонах вблизи раннемеловых интрузивных тел (табл. 2) подвержены контактовому метаморфизму, наложенному на постдиагенетические изменения [4]; песчано-глинистые породы при этом преобразуются в биотит- и кордиеритсодержащие контактовые роговики [3]. Обломочная структура исходных терригенных пород в контактовых роговиках (изучено 85 шлифов) во многих случаях сохраняется. Однако пластическая деформация, обычная в обломочном кварце терригенных пород, не подверженных контактовому метаморфизму, в зернах обломочного кварца в контактовых роговиках отсутствует или проявлена очень слабо - лишь изредка отмечается несколько «сглаженное» (без сложных систем изгибов) слабое волнистое угасание (в РЗ и Р5 - преимущественно без признаков полигонизации).

Таблица 2  
Размеры зерен в контактово-метаморфизованных песчаниках (А) и алевропесчанитовых (Б) породах

| Индекс района | Магматическое тело, с которым связан контактовый метаморфизм | Глубина формирования магматического тела, км | Зерна перекристаллизованных кварцов, мм (А) | Порфиробласты кораллерита, мм (Б) | Чешуйки биотита основной массы (в поперечнике), мм(Б) |
|---------------|--------------------------------------------------------------|----------------------------------------------|---------------------------------------------|-----------------------------------|-------------------------------------------------------|
| Р5            | Шток гранит-порфиров по р. Неизвестный                       | Менее 1                                      | 40-50                                       | 0,15                              | 1-3                                                   |
| Р3            | Беккенский адзменлитовый массив                              | 1-2                                          | 40-70                                       | 0,2-0,3                           | 4-7                                                   |
| Р7            | Солурский адзменлитовый массив                               | Более 5                                      | 50-100                                      | 1,5-2,0                           | 7-10                                                  |

Обломочный кварц в контактовых роговиках часто подвержен перекристаллизации с уменьшением размера зерен. По величине ЗПК контактово-метаморфизованные песчаники (см. табл. 1, 2) к песчаным породам P7 и P8, преобразованным в условиях мусковитовой и биотитовой субфаций регионального метаморфизма. Как и в регионально-метаморфизованных породах, ЗПК переориентированы относительно матрицы на значительные углы (до 70°), на месте некоторых монокристалльных кварцевых обломков может возникать по-прежнему резко разориентированных между собой ЗПК различной величины. Намечается тенденция увеличения ЗПК в контактово-метаморфизованных песчаниках в ряду P5-P3-P7 (в том же порядке в контактово-метаморфизованных алевропелитовых породах возрастает величина угла биотита и порфиروبластов кордиерита - см. табл. 2).

## ВЫВОДЫ

1. Формирование кливажа в песчаных породах изученных районов связано с процессами разрывания под давлением.
2. При переходе от повышенного катагенеза к зеленосланцевой фации регионального метаморфизма происходит полигонизация деформированного обломочного кварца, миграционная перекристаллизация сменяется вращательной, увеличивается размер зерен перекристаллизованного кварца. Сходство характера преобразований обломочного кварца при постдиагенетических изменениях и при контактовом метаморфизме указывает на ведущую роль температурного фактора в ходе этих преобразований.

## БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогенез минералов. - М.: Наука, 1975. 339 с.
2. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойского периода. - М.: Наука, 1979. - 208 с.
3. Ревердатто В.В. Фации контактового метаморфизма. - М.: Недра, 1970. - 271 с.
4. Симанович И.М., Андрианов Н.Г. Начальный метаморфизм пород верхоянского терригенного комплекса (Южное Верхоянье) // Литол. и полезн. ископ. - 1994. - N3. - С. 103-115.
5. Суставов О.А. Рекристаллизация жильного кварца в зоне Мурзинского сдвига (Средний Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1987. - N2. - С. 91-99.
6. Суставов О.А. Деформации жильного кварца при формировании золотого оруденения в зеленосланцевых толщах (Куларский район, Восточная Якутия) // Геология и геофизика. - 1995. - N4. - С. 81-85.
7. Талицкий В.Г. Механизм формирования кливажа в обломочных горных породах // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. - 1989. - N1. - С. 19-21.
8. Япаскурт О.В. Катагенез и метагенез отложений палеозоя и мезозоя в геологической истории Северного и Западного Верхоянья // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. - 1980. - N4. - С. 15-24.
9. Drury, M.R., Urai, J.L. Deformation-related recrystallization processes // Tectonophysics. - 1990. - Vol. 175, N 3/4. P. 235-259.
10. Hirth, G., Tullis, J. Dislocation creep regimes in quartz aggregates // Jour. Struct. Geol. - 1992. - Vol. 14, N2. P. 145-159.
11. Kisch, H.J. Development of slaty cleavage and degree of very-low-grade metamorphism: a review // Jour. Metamorph. Geol. - 1991. - Vol. 9, N6. P. 665-670.