

КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

Горбунов Илья Александрович

**КИНЕМАТИКА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ В
КЕЙВСКОМ ТЕРРЕЙНЕ, СЕВЕРО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА**

Научная специальность 1.6.1. Общая и региональная геология. Геотектоника и геодинамика

*Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук*

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук
Виктор Валентинович Балаганский

Апатиты
2023

Содержание

Введение.....	4
Глава 1. Фенноскандинавский (Балтийский) щит: краткая геологическая характеристика...	10
Глава 2. Геологическое строение Кейвского террейна.....	17
2.1. История геологического изучения.....	17
2.2. Общие сведения о геологическом строении.....	18
2.3. Стратиграфия.....	20
2.4. Магматизм.....	24
2.5. Тектоника.....	25
Глава 3. Кинематика движений и количественная оценка деформации в породах Серповидной синформы.....	32
3.1. Краткая петрографическая характеристика пород.....	32
3.2. Количественная оценка деформации.....	37
3.2.1. Принципы оценки величины деформации.....	37
3.2.2. Оценка величины деформации в ядре Серповидной синформы.....	39
3.3. Общие сведения о кинематических индикаторах в зонах сдвигового течения.....	44
3.4. Деформационные структуры и их кинематическая интерпретация.....	48
3.4.1. Характеристика образцов.....	48
3.4.2. Серповидный комплекс.....	50
3.4.3. Кейвские парасланцы.....	55
3.4.4. Обсуждение результатов.....	58
Глава 4. Кинематика движений в породах центральной и восточной частей Кейвского парасланцевого пояса.....	63
4.1. Участок Шуурурта-Ягельурта.....	63
4.1.1. Краткое петрографическое описание пород.....	63
4.1.2. Деформационные структуры и их кинематическая интерпретация.....	65
4.2. Участок Манюк.....	73
Глава 5. Спиральные поды в кейвских парасланцах.....	75
5.1. Концепции образования спиральной геометрии при деформациях пород.....	75
5.2. Описание спиральных структур в обнажении.....	77
5.3. Краткая характеристика пород, образующих спиральные поды: петрография и деформационные структуры.....	81
5.4. Морфология спиральных подов.....	83

5.5. Обсуждение результатов.....	95
Глава 6. Связь образования кинематических индикаторов в Кейвском террейне с деформациями в Кольском регионе.....	102
6.1. Возраст деформаций.....	102
6.2. Палеопротерозойские деформации Кольского региона их связь с кинематическими индикаторами в Кейвском парасланцевом поясе и Серповидной синформе.....	104
Заключение.....	108
Список использованной литературы.....	110
Приложение	125

Введение

Актуальность исследований. Реконструкция тектонических процессов, протекавших на Земле в различные геологические периоды, является важной задачей современной геологии. Одним из ключевых периодов является палеопротерозой, к началу которого, по мнению многих исследователей, завершился переход от специфической геодинамики архея к тектонике литосферных плит в современном виде, а отражением геодинамики архея является так называемая "тектоника закрытой крышки"¹ (Bédard, 2018; Cawood et al., 2018; Nebel et al., 2018; Stern et al., 2018). Этой же концепции соответствуют представления о том, что цикл Вильсона как главный элемент тектоники литосферных плит начал действовать не ранее неопротерозоя (Stern, 2005, 2018). При этом в последние годы появилась идея о том, что на протяжении почти всего архея действовал аккреционный цикл тектоники плит, сменившийся плитнотектоническим циклом Вильсона не в палеопротерозое, а в самом конце архея – 2.7–2.5 млрд лет назад (Windley et al., 2021). Таким образом, новые данные по тектонике палеопротерозоя важны для понимания эволюции тектонических процессов в целом. Среди таких данных немаловажную роль играют кинематические реконструкции палеопротерозойских орогенных процессов и количественные определения величины деформации пород.

Тектонические движения, происходящие в различных тектонических обстановках, всегда сопряжены с теми или иными деформациями горных пород. Особенно ярко эти деформации проявлены в коллизионных обстановках и являются обязательной их характеристикой. Деформированные породы являются необходимым источником данных о кинематике тектонических движений. При построении конкретных тектонических моделей эти данные позволяют оценить направления тектонического транспорта, вариации этих направлений в земной коре, охваченной орогенезом, и вклад горизонтальных и вертикальных движений в формирование тектонических структур. В современных орогенах источником основного объема информации, позволяющей установить кинематику на стадиях субдукции и особенно коллизии, являются складчато-надвиговые структуры в верхней коре. Эта же информация также позволяет наметить кинематику движений и в метаморфическом ядре орогена на уровне средней и нижней коры. При этом кинематический план в метаморфическом ядре существенно уточняется и детализируется на основе изучения кинематических индикаторов, размеры которых не превышают первых метров и обычно составляют несколько сантиметров и даже миллиметров

¹ Stagnant lid tectonics – тектоническая модель ранней эволюции Земли, согласно которой в гадае и архее литосфера была неспособной к значительным горизонтальным перемещениям и длительной глубинной субдукции и располагалась над мантией на манер неподвижной крышки, препятствующей активной потере мантией тепла.

(Родыгин, 2006; Кирмасов, 2011; Ramsay, Huber, 1987; Hanmer, Passchier, 1991; Fossen, 2010). Эти кинематические индикаторы являются предметом изучения микротектоники (Passchier, Trouw, 2005), и в глубоко эродированных раннедокембрийских орогенах кинематический план движений нередко устанавливается на основе изучения именно этих микроструктур. Мировая литература изобилует тектоническими реконструкциями, в которых микроструктуры играют значительную роль. Определенный вклад внесли также и отечественные исследователи, как в использовании методов микротектоники (Кислицын, 2001; Колодяжный, 2006, 2007; Мельников, 2011; Абилдаева, 2019; Алексеев, 2022; Кушнарёва, 2022), так и в расчетах величины деформации (Войтенко, Худолей, 2008; Войтенко и др., 2016; Khudoley, 1993).

Ключевой палеопротерозойской тектонической структурой в Кольском регионе (северо-восток Фенноскандинавского щита) является глубоко эродированный Лапландско-Кольский коллизионный ороген (ЛКО) (Балаганский и др., 1998, 2006; Мудрук и др., 2013; Daly et al., 2001, 2006), впервые выделенный Д. Бриджуотером на основе обобщения накопленных к началу 90-х годов прошлого века данных (Bridgewater et al., 1992). Одной из его тектонических единиц является Кейвский террейн, который входит в состав северо-восточного форланда ЛКО. В свою очередь, реперным объектом для изучения коллизионных деформаций, охвативших как среднюю кору Кейвского террейна, так и весь северо-восточный форланд ЛКО, является Кейвский парасланцевый пояс. К настоящему времени кинематические данные, полученные современными методами как для всех составных частей ЛКО в целом, так и для Кейвского террейна в частности, являются далеко неполными. Все это и определяет актуальность изучения кинематики палеопротерозойских орогенных процессов, отраженных в породах Кейвского парасланцевого пояса и составляющих суть настоящей работы.

Объектами исследования были деформационные структуры, позволяющие установить кинематический план тектонических движений в палеопротерозойских породах песчовой серии и подстилающих их кейвских парасланцах на участке Серповидный, а также в кейвских парасланцах участков Шуурурта–Ягельурта и Манюк в Кейвском парасланцевом поясе.

Главная цель исследования заключалась в реконструкции кинематики палеопротерозойских тектонических движений в Кейвском парасланцевом поясе в северо-восточном форланде ЛКО с использованием методов микротектоники и корреляция этих движений с общей кинематикой лапландско-кольской коллизионной орогении.

Основные задачи исследования включали:

- (1) количественную оценку величины деформации в породах ядра гигантской Серповидной колчановидной складки в западной части Кейвского парасланцевого пояса;
- (2) установление кинематики палеопротерозойских тектонических движений на основе микроструктурных кинематических индикаторов:

– в рифтогенных породах центральной части Серповидной колчановидной складки;
– в типичных породах северо-западной, центральной и юго-восточной частях Кейвского парасланцевого пояса;

(3) установление механизма образования впервые выявленных спиральных структур матрикса сигарообразной морфологии (спиральных подов), представляющих собой новые структуры вращения в метаморфических породах, и обоснование их использования в качестве кинематических индикаторов;

(4) корреляция кинематики палеопротерозойских тектонических движений в Кейвском парасланцевом поясе с общим кинематическим планом лапландско-кольской коллизионной орогении.

Защищаемые положения.

1. В ядре лежачей гигантской Серповидной колчановидной синформы в северо-восточном форланде палеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизионного орогена установлена и количественно определена резкая асимметрия распределения величины деформации R_{xz} относительно ее осевой поверхности ($R_{xz} = 25$ в нижнем крыле и ~ 1 в верхнем). Это делает её схожей с ныряющими асимметричными антиклиналями Гельветских покровов в северном форланде Альпийского орогена и свидетельствует о её размещении в подошве тектонического покрова (Balagansky et al., 2012; Мудрук и др., 2013; Mudruk et al., 2022).

2. Установлен новый тип кинематических индикаторов (микроструктур вращения) в метаморфических породах – спиральные поды, в которые закручены микрослойки в ставролит-кианит-мусковит-кварцевых парасланцах Кейвского парасланцевого пояса (Горбунов и др., 2016; Gorbunov, Balagansky, 2022).

3. Кинематические индикаторы в породах Кейвского парасланцевого пояса (С-S-структуры, спиральные поды и складки с криволинейными шарнирами) вместе с гигантской Серповидной колчановидной складкой указывают на надвигание этого пояса на архейские лебязинские метавулканиды к северу и северо-востоку во время палеопротерозойской лапландско-кольской коллизионной орогении (Balagansky et al., 2012; Мудрук и др., 2013; Балаганский и др., 2016; Gorbunov, Balagansky, 2022; Mudruk et al., 2022).

Научная новизна.

(1) Впервые дана количественная оценка деформации пород на крыльях гигантской Серповидной колчановидной складки.

(2) Впервые для западной, центральной и восточной частей Кейвского парасланцевого пояса по кинематическим индикаторам установлено северо-восточное в целом направление главных надвиговых движений во время регионального метаморфизма и деформации.

(3) Впервые по микроструктурам, являющимися кинематическими индикаторами, установлены два этапа разнонаправленных движений в ядре гигантской Серповидной колчановидной складки, коррелируемых с главными и обратными надвигами лапландско-кольской коллизии.

(4) Установлен новый кинематический индикатор знака движений при простом сдвиге – спиральный под, – и разработан механизм его образования.

Теоретическая и практическая значимость работы. Выделение принципиально нового кинематического индикатора – спирального пода – является вкладом в концепцию пластического течения в метаморфических породах, испытывающих значительную некоаксиальную деформацию (деформацию простого сдвига в пластичной среде). В результате такой деформации не только образуются складки с искривлёнными шарнирами и синхронно вращаются жесткие порфиробласты, что было давно известно и подробно описано в литературе, но и происходит закручивание очень тонкослоистого матрикса в мелкие спирали. Данные по кинематическим индикаторам направления тектонических движений в Кейвском парасланцевом поясе важны для тектонических реконструкций во всем северо-восточном форланде ЛКО и в конечном итоге для общей кинематической картины лапландско-кольской орогении. Детальная карта участка Серповидный, составленная с участием автора, может использоваться для различных целей как производственными, так и научными организациями.

Фактический материал, методы исследования и личный вклад автора. В основе работы лежит авторский материал, собранный во время полевых работ 2009, 2011 и 2015 гг. в Кейвском террейне в рамках исследований, осуществляемых сотрудниками Геологического института Кольского научного центра РАН. Образцы для трехмерной реконструкция морфологии спиральных подов предоставлены В.В. Балаганским. Часть ориентированных образцов для определения кинематики, а также часть данных по ориентировке линейных и плоскостных элементов строения горных пород по всем участкам являются материалами В.В. Балаганского и С.В. Мудрука. При участии автора часть гигантской Серповидной колчановидной складки площадью около 2.5 км² была покрыта магнитной съемкой по сети 25 × 5 м. Автором проанализировано порядка 200 замеров структурных элементов; изучено более 40 ориентированных образцов и порядка 100 шлифов. Для решения поставленных задач автором был выполнен кинематический, структурный и геометрический анализ, и был произведен расчет величины деформации по объектам с известной первичной морфологией (Ramsay, Huber, 1983, 1987; Hanmer, Passchier, 1991; Passchier, Trouw, 2005; Fossen, 2010); также применялся петрографический метод. Для построения стереографических диаграмм использовалась компьютерная программа "Openstereo 0.1.2 devel" (Grohmann, Campanha, 2010). Построение

блок-диаграмм для визуализации морфологии спиральных подов выполнялось с помощью программы Corel Designer.

Апробация работы и публикации. Результаты исследований отражены в 5 статьях в журналах из перечня ВАК, включая 2 статьи в ведущем международном структурно-геологическом журнале "Journal of Structural Geology". Также имеется 2 публикации в прочих журналах и 9 публикаций в материалах конференций. Автором были лично представлены материалы на студенческих научно-технических конференциях Мурманского государственного технического университета (Апатиты, 2010, 2011, 2012), конференции молодых ученых, посвященных памяти К.О. Кратца (Апатиты, 2011), XIII Ферсмановской научной сессии (Апатиты, 2016), научной конференции "Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем" (Петрозаводск, 2017). Кроме этого, диссертант был соавтором докладов, включавших результаты его исследований и представленных на российских и международных конференциях: (1) Всероссийская конференция, посвященная 150-летию академика Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию профессора Г.М. Саранчиной "Современные проблемы магматизма и метаморфизма", С.-Петербург, 2012; (2) 34-я сессия Международного геологического конгресса, Брисбен, Австралия, 2012; "Craton Formation and Destruction with special emphasis on BRICS cratons", Йоханнесбург, ЮАР, 2012. Некоторые материалы, представленные в диссертации, обсуждались в рамках краткосрочного образовательного курса "Microtectonics Masterclass", Майнц, Германия, 2019, в котором участвовал автор; ведущий курса – проф. К. Пашье (Ceas Passchier).

Благодарности. Автор глубоко признателен своему научному руководителю В.В. Балаганскому за огромную помощь и поддержку, а также предоставленные материалы. Автор благодарен С.В. Мудруку за предоставленные материалы и постоянное содействие в работе. Автор также искренне признателен А.Б. Раевскому, В.В. Борисовой, Н.Е. Козловой, В.И. Пожиленко и Д.В. Жирову за ценные советы, помощь и консультации. Большую помощь в полевых работах в Кейвском террейне оказала Т.А. Мыскова. Особую благодарность за помощь и поддержку во все время выполнения этой работы автор выражает Т.В. Горбуновой. Исследования получали финансовую поддержку РФФИ (гранты № 09-05-00160-а и 14-05-31137-мол-а) и программы ОНЗ-6, и были завершены в рамках темы НИР Геологического института КНЦ РАН (№ АААА-А19-119100290148-4).

Список основных работ по теме диссертации

Журналы перечня ВАК

1. **Gorbunov I.A., Balagansky V.V.** Spiral-shaped fabrics in metamorphic rocks: A new example of rotation during progressive deformation // *Journal of Structural Geology*. 2022. Vol. 159. 104590.

2. **Mudruk S.V., Balagansky V.V., Raevsky A.B., Rundkvist O.V., Matyushkin A.V., Gorbunov I.A.** Complex shape of the Palaeoproterozoic Serpovidny refolded mega-sheath fold in northern Fennoscandia revealed by magnetic and structural data // *Journal of Structural Geology*. 2022. Vol. 154. 104493.

3. **Balagansky V.V., Myskova T.A., Lvov P.A., Larionov A.N., Gorbunov I.A.** Neoproterozoic A-type acid metavolcanics in the Keivy terrane, northeastern Fennoscandian shield // *Lithos*. 2021. Vol. 380–381. 105899.

4. **Мудрук С.В., Балаганский В.В., Горбунов И.А., Раевский А.Б.** Альпинотипная тектоника в палеопротерозойском Лапландско-Кольском орогене // *Геотектоника*. 2013. № 4. С. 13–30.

5. **Balagansky V.V., Mudruk S.V., Gorbunov I.A., Raevsky A.B.** Tectonics of detached middle crust in the north-eastern foreland of the Palaeoproterozoic Lapland-Kola collisional orogen, north-eastern Baltic Shield // *Proceedings of the Murmansk State Technical University*. 2012. Vol. 15. No. 2. P. 300–310.

Прочие журналы

1. **Горбунов И.А., Балаганский В.В., Мудрук С.В.** Спиралевидные структуры тонкослоистого матрикса – новая разновидность кинематических индикаторов в зонах сдвигового течения // *Вестник Кольского научного центра РАН*. № 4. 2016. С. 10–15.

2. **Балаганский В.В., Горбунов И.А., Мудрук С.В.** Палеопротерозойские Лапландско-Кольский и Свекофеннский орогены (Балтийский щит) // *Вестник Кольского научного центра РАН*. № 3. 2016. С. 5–11.

Глава 1. Фенноскандинавский (Балтийский) щит: краткая геологическая характеристика

Фенноскандинавский щит является крупным выступом докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы и располагается в её северо-западной части. История его изучения охватывает большое количество исследований, включая получение материалов о геофизике, геохронологии, петрологии и др. Накопление этих данных привело к попыткам их обобщить и сформулировать концепцию как общей эволюции щита, так и его эволюции в отдельные геологические периоды (например, Земная кора ..., 1978; Минц и др., 1996, 2010б, 2010в; Балаганский, 2002; Ранний докембрий..., 2005; Слабунов и др., 2006б; Козлов и др., 2006; Gaál, Gorbatshev, 1987; Lahtinen et al., 2005, 2008; Hölttä et al. 2008, Lahtinen, 2012).

Древнейшая, ядерная часть щита сложена мезо- и неоархейскими породами. Разные исследователи по-разному проводят районирование архейских образований щита, тем не менее, уверенно можно выделить следующие провинции, сложенные в значительной мере архейской земной корой: Карельскую, Беломорскую, Кольскую и Мурманскую, а также провинцию Норрботтен с неокончательно установленной границей с Карельской провинцией (рис. 1.1). Породы, слагающие эти провинции, представлены главным образом тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми (ТТГ) гнейсами и в меньшей степени породами зеленокаменных и парагнейсовых поясов и гранулитовых комплексов (Слабунов и др., 2006б; Hölttä et al., 2008).

Образование пород на Фенноскандинавском щите в палеопротерозое связано с проявлением двух типов тектонических процессов: рифтогенных и орогенных (Ранний докембрий..., 2005; Lahtinen et al., 2005; Lahtinen, 2012), причем в последние годы развивалась идея о существенной роли в пороодообразовании мантийных плюмов (Минц и др., 2010б, 2010в). Неоднократные эпизоды рифтинга в период 2.5–2.0 млрд лет назад привели к внедрению характерных интрузивных пород, вулканизму, а также накоплению рифтогенных осадков, которые были позднее метаморфизованы (Laajoki, 2005). Наиболее яркой структурой этого этапа является палеорифт Печенга-Имандра-Варзуга (Загородный и др., 1982; Ранний докембрий..., 2005; Melezhik, 2013; Melezhik, Hanski, 2013b). Среди орогенных палеопротерозойских процессов выделяется два эпизода: лапландско-кольская коллизионная (~2.0–1.9 млрд лет) и свекофеннская аккреционная (~1.9–1.8 млрд лет) орогении (см. краткий обзор в работе (Балаганский и др., 2011, 2016)). Корообразование во время лапландско-кольской орогении было локальным и выразилось в появлении Лапландского и Умбинского гранулитовых террейнов, а также Терского террейна (Балаганский, 2002; Daly et al., 2006). В этих террейнах формировались островодужные породы, преобразованные во время коллизии в основные и кислые гранулиты и ТТГ гнейсы с

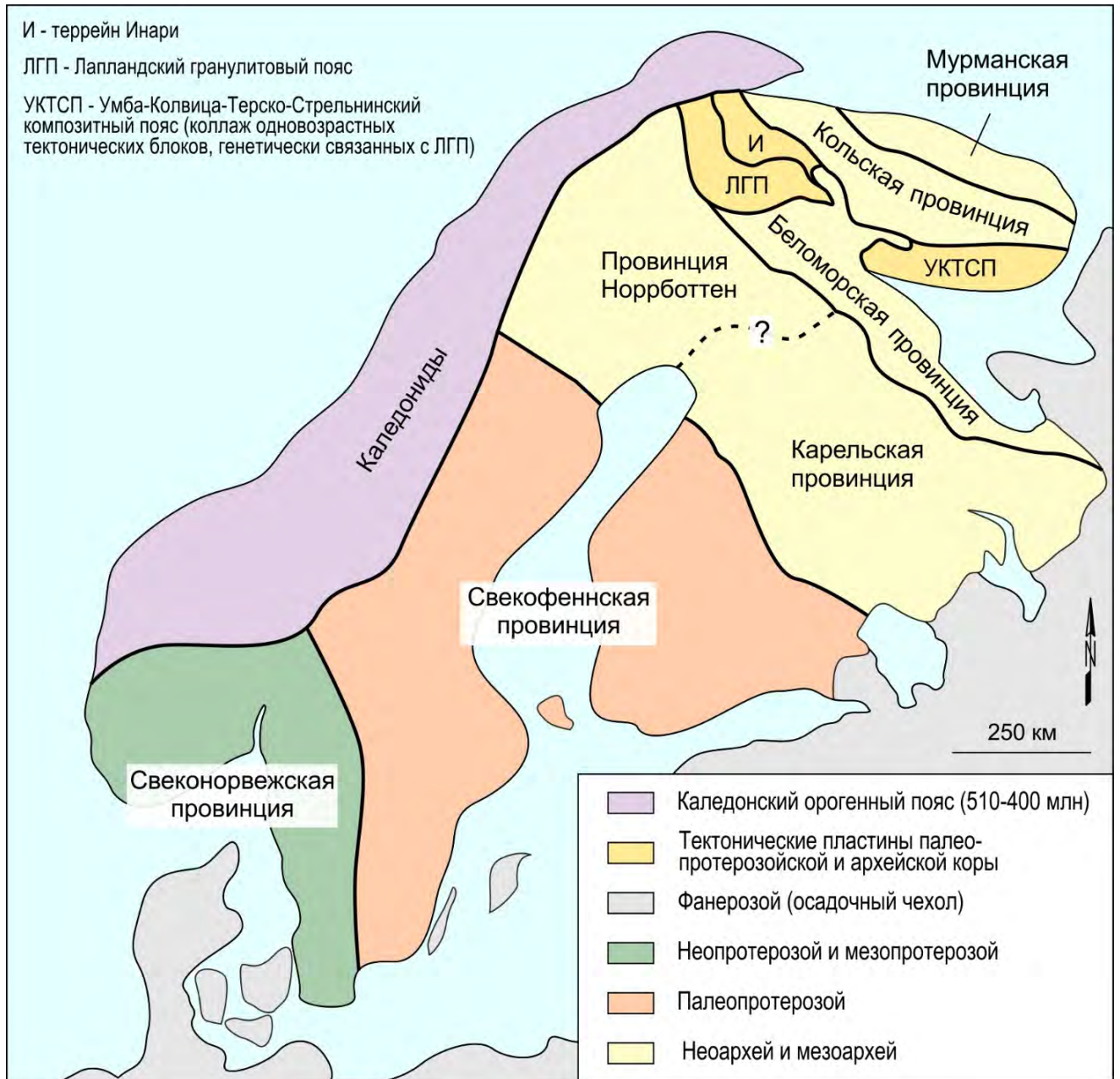


Рис. 1.1. Схема тектонического районирования Фенноскандинавского щита (с упрощениями по (Koistinen et al., 2001) и с изменениями и дополнениями по (Слабунов, 2008; Daly et al., 2006; Lahtinen, 2012)).

подчиненными супракрустальными образованиями. Наибольший же объем палеопротерозойской новообразованной (ювенильной) континентальной коры на Фенноскандинавском щите был сформирован во время нескольких этапов свекофеннской орогении, которая привела к образованию одноименной Свекофеннской составной провинции, в настоящее время занимающей большую часть щита (рис. 1.1). Во время свекофеннской орогении образовывались главным образом островодужные породы, последовательно причленявшиеся к Карельской провинции (Korja et al., 2006). Важным посторогенным событием является внедрение

гранитов рапакиви в южной части Свекофеннской провинции 1.64–1.47 млрд лет назад (Балтыбаев, 2013 и ссылки там).

В мезо- и неопротерозое происходили образование новой коры в Свеконорвежской провинции и последующая её переработка в ходе нескольких орогенных эпизодов (Bingen et al. 2008). Свеконорвежская орогения (1.14–0.97 млрд лет), как одна из наиболее ярко проявленных орогений, привела к аккреции и постколлизийному магматизму (Lahtinen, 2012). В северной и южной частях Кольского полуострова отмечаются мезопротерозойские осадочные породы, максимальный возраст которых, определенный по детритовым цирконам, составляет для северной части 1.03 млрд лет (Михайленко и др., 2016), для южной части – 1.13 млрд лет (Кузнецов и др., 2020).

Фанерозойские образования щита связаны главным образом с раскрытием океана Япетус около 600 млн лет назад, которое закончилось коллизией на финальной стадии каледонского орогенеза 430–390 млн лет и привело к формированию каледонид (складчато-надвигового пояса на западной окраине Норвегии) (Lahtinen, 2012). Примечательны эпизоды девонского магматизма, которые привели к образованию щелочных пород Хибинского, Ловозерского и Ковдорского массивов, известных своей уникальной минералогией (Минералогия..., 1978; Арзамасцев и др., 1998; Иванюк и др., 2002; Баянова, 2004; Родионов и др., 2018), а также образованию Контозерской вулканогенно-осадочной структуры (Кухаренко и др., 1971; Петровский, 2016; Arzamastsev, Petrovsky, 2012). Последним эпизодом формирования коры на территории Фенноскандинавского щита является магматизм рифта Осло в карбоново-пермское время от 300 до 260 млн лет назад (Corfu, Larsen, 2020).

Архей. Наиболее древними архейскими образованиями Фенноскандинавского щита являются породы Карельской провинции, возраст которых в её разных частях составляет главным образом 3.2–2.7 млрд лет (Ранний докембрий..., 2005; Слабунов и др., 2006б; Hölttä et al., 2008). Также известна еще более древняя и пока единственная находка гранитоидов возрастом 3.5 млрд лет (Mutanen, Nuhma, 2003). Наиболее общепринятым можно считать подразделение этой провинции на три террейна: Западно-Карельский, Центрально-Карельский и Водлозерский (Hölttä et al., 2008). Карельская провинция сложена главным образом гранитоидами, возраст и состав которых различен в каждом из террейнов. В подчиненном количестве также присутствуют зеленокаменные и парагнейсовые комплексы (Слабунов и др., 2006б).

В настоящее время выделяется провинция Норрботтен, которая ранее считалась частью Карельской провинции (Gorbatshev, Bogdanova, 1993; Hölttä et al., 2008). Большая часть архейских пород, которые в целом аналогичны образованиям Карельской провинции (гранитоиды, зеленокаменные комплексы), скрыта под чехлом палеопротерозойских пород.

Кольская провинция сложена породами, чуть более молодыми по сравнению с таковыми Карельской провинции, и их возраст составляет 2.9–2.7 млрд лет (Ранний докембрий..., 2005; Козлов и др., 2006; Слабунов и др., 2006б). В составе провинции выделяется три террейна – Кольско-Норвежский, Кейвский и Сосновский (Балаганский и др., 1998). *Кольско-Норвежский террейн* сложен главным образом гранитоидами (ТТГ гнейсами и эндербитами), диоритами, а также высокоглиноземистыми метаосадочными породами (Радченко и др., 1994; Hölttä et al., 2008). В Оленегорском зеленокаменном поясе этого террейна присутствуют железистые кварциты. *Кейвский террейн*, являющийся главным объектом изучения в данной работе, сильно отличается как от Кольско-Норвежского террейна, так и от всех других архейских террейнов Фенноскандинавского щита. Он сложен главным образом архейскими кислыми метавулканитами, объем которых значителен, архейскими щелочными гранитами, однако наиболее примечательным является пояс высокоглиноземистых метаосадков неясного (неоархейского или палеопротерозойского) возраста (подробная геологическая характеристика Кейвского террейна приведена в главе 2). *Сосновский террейн* изучен слабо и состоит главным образом из гранитоидов.

Беломорская провинция, как и другие блоки Фенноскандинавского щита, сложена различными гранитоидами, возраст которых варьирует от 2.9 до 2.7 млрд лет (Ранний докембрий..., 2005; Слабунов и др., 2006а, б). Она располагается между Карельской и Кольской провинциями. Её главным отличием от других архейских провинций является ярко выраженное полициклическое развитие, выразившееся в неоднократных эпизодах деформации и метаморфизма как в архее, так и в палеопротерозое (Земная кора..., 1978; Володичев, 1990). Беломорская провинция интерпретируется как неоархейский подвижный пояс, испытавший переработку во время палеопротерозойской лапландско-кольской орогении (Slabunov et al., 2017). Помимо гранитоидов, в этой провинции развиты архейские зеленосланцевые и парагнейсовые комплексы. Примечательными являются находки архейских офиолитоподобных пород (Слабунов и др., 2019; Shchipansky et al., 2004). Другие важнейшие для Беломорской провинции породы – это раннедокембрийские эклогиты, возраст которых разными исследователями рассматривается по-разному. Существуют точки зрения в пользу только архейского (Володичев и др., 2004; Минц и др., 2010а; Щипанский, Слабунов, 2015) или только палеопротерозойского возраста (Скублов и др., 2012, 2016; Yu et al., 2019а, 2019б), также есть утверждения о проявлении эклогитового метаморфизма и в архее, и в палеопротерозое (Balagansky et al., 2015; Слабунов и др., 2021, и ссылки там).

Мурманская провинция включает главным образом неоархейские гранитоиды возраста 2.8–2.7 млрд лет, среди которых преобладают тоналиты, плагиограниты и мигматиты (Ветрин, 1984; Козлов и др., 2006). Считается, что образование пород этой провинции происходило в два

этапа (Минц и др. 2010б). Первый этап связан с частичным плавлением в условиях гранулитовой фации и образованием трондьемитовых расплавов с последующим магматическим замещением вмещающих пород. Второй этап связан с частичным плавлением пород первой стадии и выплавлением калиевых гранитов.

Согласно современным представлениям, архейская история Фенноскандинавского щита сопоставима с прохождением суперконтинентального цикла Вильсона (Слабунов, 2008). В качестве наиболее ранних событий можно рассматривать распад палеоархейской континентальной коры возраста 3.5–3.2 млрд лет, который произошел примерно 3.1 млрд лет назад и сопровождался формированием океанической коры. Последующий рост континентальной коры связан с процессами субдукции и аккреции вокруг сохранившихся ядер континентальной коры, и эти процессы действовали примерно до рубежа 2.7 млрд лет. За этим этапом последовало закрытие океанов и коллизия отдельных микроконтинентов. После формирования архейских орогенов последовал их коллапс. Начиная с палеопротерозоя, то есть 2.5 млрд лет назад, начался новый цикл эволюции литосферы Фенноскандинавского щита, также сопоставимый с суперконтинентальным циклом Вильсона. Альтернативная модель, изложенная в работе (Минц и др., 2010б), является комбинацией двух геотектонических концепции – тектоники литосферных плит и мантийных плюмов.

Палеопротерозой. Образование самых ранних палеопротерозойских пород Фенноскандинавского щита связано с рифтингом одного либо нескольких архейских микроконтинентов (Ранний докембрий..., 2005; Минц и др., 2010в; Lahtinen, 2012). Рифтинг происходил в условиях правосторонней трансформации (косого растяжения; Балаганский и др., 1998) и привел к образованию интрузивных расслоенных комплексов и роёв даек базитов во многих областях щита (Pijna, Hanski, 2005). С этим этапом растяжения архейской континентальной коры связано образование крупной тектонической структуры – палеорифта Пасвик-Полмак-Печенга-Имандра-Варзуга (Загородный и др., 1982; Ранний докембрий..., 2005; Melezhik, Sturt, 1994; Mitrofanov et al., 1995; Melezhik, 2013; Melezhik, Hanski, 2013a). Самыми крупными структурами этого палеорифта являются Печенгская и Имандра-Варзугская (Загородный и др., 1964, 1982; Ранний докембрий..., 2005; Melezhik, 2013; Melezhik, Hanski, 2013б), сложенные в основном метаморфизованными диабазами, базальтовыми порфиритами, туфами, туфобрекчиями, сланцами, конгломератами и песчаниками (в том числе, кварцитами). Считается, что он зародился 2.5 млрд лет назад и эволюционировал в узкий Лапландско-Кольский океан красноморского типа, а его развитие закончилось около 1.7 млрд лет назад (Балаганский и др., 2006; Минц и др., 2010в; Melezhik, Sturt, 1994; Bridgwater et al., 1992; Daly et al., 2006; Melezhik et al., 2013a). Согласно (Ранний докембрий ..., 2005), в развитии палеорифта Печенга-Имандра-Варзуга выделяется 4 стадии: первый рифтовый этап (2.5–2.3 млрд лет),

второй рифтовый этап (2.3–2.2 млрд лет), позднерифтовый этап (2.2–1.9 млрд лет) и коллизионный этап (1.9–1.7 млрд лет).

Важными палеопротерозойскими комплексами Фенноскандинавского щита являются офиолиты Оутокумпу и Йорма (Kontinen, 1987; Vuollo, Piirainen, 1989) с возрастом магматизма 1.95 млрд лет (Peltonen, 2005), ознаменовавшие начало спрединга и раскрытие Свекофеннского океана. Режим растяжения коры, господствовавший в начале палеопротерозое, сменился режимом сжатия, что привело к развитию двух отделенных друг от друга по времени и пространстве орогенов – на северо-востоке Лапландско-Кольского коллизионного (~2.0–1.9 млрд лет) и на юго-западе Свекофеннского аккреционного (~1.9–1.8 млрд лет) (Балаганский и др., 2016 и ссылки там; Daly et al., 2006; Korja et al., 2006; Lahtinen et al., 2008; Lahtinen, Nuhma, 2019). ЛКО возник на стадии закрытия Лапландско-Кольского океана красноморского типа, в который эволюционировал палеорифт Пасвик-Полмак-Печенга-Имандра-Варзуга. С проявлением орогении связан гранулитовый метаморфизм островодужных пород Лапландского гранулитового пояса (террейна) и Умбинского гранулитового террейна, а также амфиболитовый метаморфизм Терского террейна. Концепция ЛКО как альпинотипного коллизионного пояса, который прослеживается через Атлантический океан в Гренландию и Канаду, была впервые сформулирована в работе (Bridgwater et al., 1992) и затем развита в последующих исследованиях (Daly et al., 2006; Tuisku et al., 2012; Lahtinen, Nuhma, 2019).

Земная кора, охваченная лапландско-кольской орогенией, расположена между Карельской и Мурманской провинциями (Балаганский и др., 2006; Daly et al., 2006). В структуре глубоко эродированного ЛКО выделяется орогенное ядро (эквивалент метаморфического ядра в современных коллизионных орогенах) и северо-восточный и юго-западный форланды (Кольская и Беломорская провинции соответственно). В орогенное ядро включаются такие террейны, как Лапландский, Умбинский, Инари, Терский и Стрельнинский, а также коллизионные меланжи Колвицкий и Танаэлв (рис. 1.2). Террейны орогенного ядра сложены либо метаморфизованными породами, протолиты которых схожи с породами островодужных обстановок и имеют палеопротерозойский возраст (Лапландский, Умбинский и Терский террейны), либо представляют собой коллаж архейских и палеопротерозойских тектонических пластин, причем последние сложены островодужными породами (террейны Стрельнинский и Инари).

Коллизионные события происходили, начиная с рубежа 1.94 млрд лет, при этом пик событий в Кольском регионе был достигнут 1.92 млрд лет (Daly et al., 2006). Породы, слагающие Лапландский и Умбинский террейны, испытали метаморфизм гранулитовой фации. Главные тектонические движения, связанные с надвиганием пород Лапландского террейна на Беломорскую провинцию, происходили с севера и север-северо-востока на юг и юг-юго-запад. При этом в поясе Печенга-Имандра-Варзуга, Кейвском и Стрельнинском террейнах

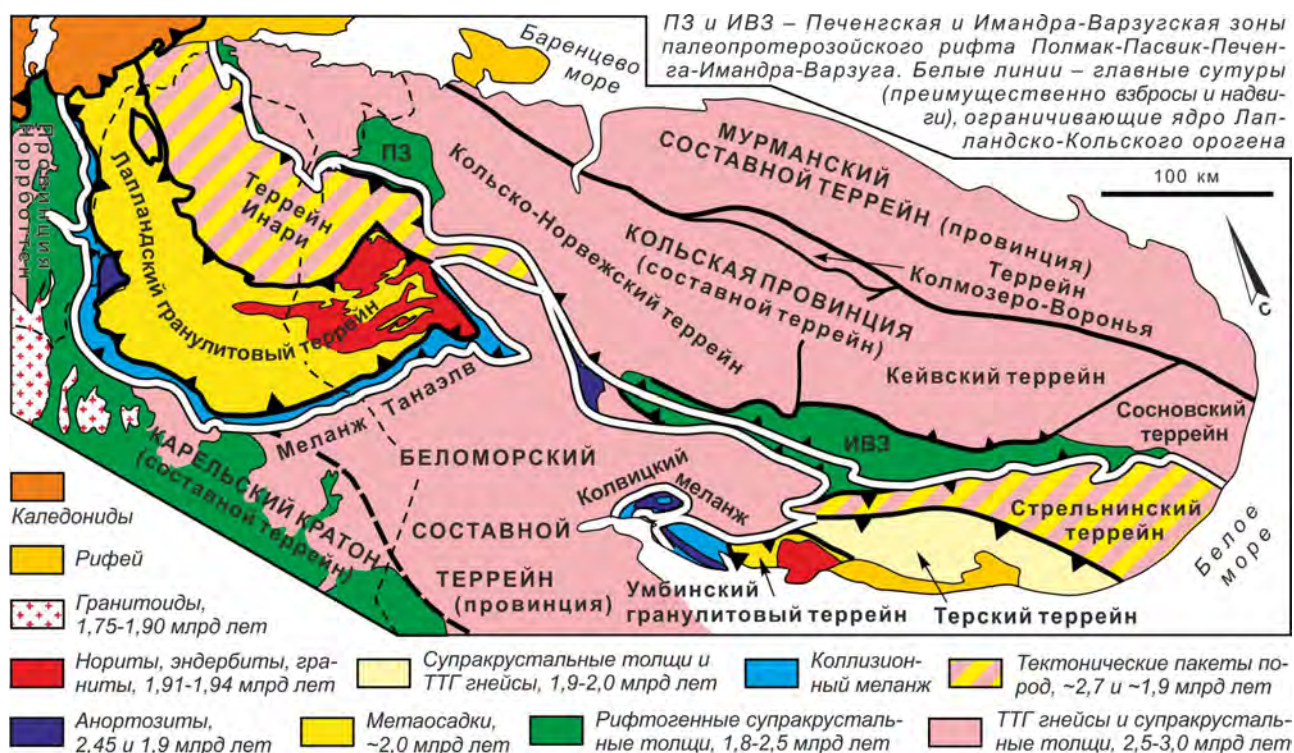


Рис. 1.2 Схема тектонического районирования северо-восточной части Фенноскандинавского щита (Балаганский и др., 2016).

зафиксированы надвиговые движения, происходившие в целом с юга и юг-юго-запада к северу, север-северо-востоку и северо-востоку. В результате ЛКО имеет структуру пальмы (Балаганский и др., 2016), которая подобна структурам фанерозойских орогенов (van der Pluijm, Marshak, 2004).

Свекофеннская аккреционная орогения началась в результате субдукции океанической коры Свекофеннского океана к северо-востоку под Карельскую провинцию (образование этой коры зафиксировано благодаря вышеупомянутым находкам офиолитов Йормуа и Оутокумпу) (Korja et al., 2006; Lahtinen et al., 2008; Lahtinen, 2012), причем она началась одновременно с окончанием лапландско-кольской орогении (Балаганский и др., 2011, 2016). В ходе субдукции формировались островные дуги, которые затем последовательно были присоединены к Карельской провинции. Аккреция сопровождалась высокоградиентным метаморфизмом от гранулитовой до низкотемпературной амфиболитовой фации, проявлением складчатости и образованием разломов, а также гранитоидным магматизмом. Аккреционные события происходили в три этапа: саво-лапландская орогения, (1.92–1.89 млрд лет), феннийская (1.87–1.84 млрд лет) и свекобалтийская (1.83–1.80 млрд лет) (Lahtinen et al., 2008)². В результате свекофеннской орогении объем пород, слагающих Фенноскандинавский щит, был существенно увеличен.

² В работе (Lahtinen et al., 2008) также выделяется нордическая орогения (1.81–1.77 млрд лет). В данной работе эта орогения не упоминается, так как её проявление связано не с аккрецией островных дуг к континенту, а со столкновением континентов Фенноскандии и Амазонии.

Глава 2. Геологическое строение Кейвского террейна

Объекты исследования данной работы расположены в пределах Кейвского террейна Кольской провинции (рис. 1.2). В следующих разделах представлена история его изучения и дана геологическая характеристика этой структуры.

2.1. История геологического изучения

Первые физико-географические и геологические сведения о возвышенности Кейвы (далее в тексте просто Кейвы), расположенной в северной части Кейвского террейна, были получены в 1928 г. географическим отрядом Кольской экспедиции АН СССР под руководством А. А. Григорьева (эти и последующие исторические сведения приведены в работах (Бельков, 1963; Ремизова и др., 2007)). Обработка этих данных сотрудником геологического отряда этой экспедиции Б.М. Куплетским позволила сделать вывод о широком распространении на этой возвышенности кристаллических сланцев с кианитом, мусковитом, гранатом и ставролитом. Кроме того, Б.М. Куплетский совместно с О.А. Воробьевой выявили большой массив щелочных гранитов, окаймляющих западную часть Кейв.

Дальнейшее изучение Кейв включало работы как научной, так и производственной направленности. Составлялись геологические карты, были открыты месторождения мусковита, граната и кианита, получены и обобщены новые сведения о геологическом строении Кейв и даны первые представления об истории их геологического развития. Необходимо выделить следующих исследователей района (в период с 1928 г. по 1960 г.): О.А. Воробьева, Н.Н. Гуткова, В.И. Влодавец, Т.Л. Никольская, М.Д. Вагапова, В.С. Смирнов, П.В. Соколов, Л.А. Косой, С.Н. Немцов, П.К. Григорьев, Л.Я. Харитонов, В.В. Носиков, К.О. Кратц, А.В. Перевозчиков, А.А. Чумаков, А.М. Иванов, А.В. Галахов, И.В. Бельков, А.И. Морозов, И.В. Гинзбург, И.Д. Батиева, Д.Д. Мирская, Б.А. Юдин и др. Обобщением всех результатов, выполненных в вышеуказанный период исследований, стала выпущенная в 1963 г. издательством АН СССР монография И.В. Белькова "Кианитовые сланцы свиты кейв", в которой были обобщены данные предшественников по основным вопросам геологии Кейв, а также дана детальная петрографическая и минералогическая характеристика кейвских сланцев.

Следующий период исследований (1960–1980 гг.), в ходе которых изучалась не только возвышенность Кейвы, но и весь Кейвский террейн, значительно увеличил объем имеющихся сведений. Были составлены листы государственной геологической карты Q-37-I и Q-37-II масштаба 1: 200 000. Проводились комплексные геофизические и геохимические, а также минералогические исследования. Большую важность получили работы производственных

геологов по ГДП-200, возглавляемым Л.А. Гаскельбергом, а также работы группы сотрудников ГИ КНЦ РАН (тогда ГИ Кольского филиала АН СССР) под руководством А.П. Белолипецкого. Результаты этих исследований были опубликованы в монографии А.П. Белолипецкого, В.Г. Гаскельберга, Л.А. Гаскельберг и др. "Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова" (Белолипецкий и др., 1980). В этой монографии представлено подробное описание геологии Кейвского террейна и дано детальное петрографическое описание кейвских пород. Наиболее значимый вклад во время этого периода исследований сделали следующие исследователи: Л.И. Иванова, Е.Г. Минина, Н.А. Островская, М.А. Сотникова, В.Г. Гаскельберг, Л.А. Гаскельберг, А.В. Сидоренко, А.Т. Радченко, В.П. Петров и др.

Важную роль в изучении Кейвского террейна сыграли исследования группы московских геологов, причем как из производственных, так и научных организаций, возглавляемой М.В. Минцем. При этом многие исследования проводились в тесной кооперации с геофизиками ГИ КНЦ РАН, руководимыми В.Н. Глазевым. Результаты этих мультидисциплинарных исследований были обобщены с позиций концепции тектоники литосферных плит в коллективной монографии М.В. Минца и его коллег (Минц и др., 1996). Позднее они были существенно переработаны и дополнены представлениями о важной роли в тектоническом развитии Кейвского террейна мантийных плюмов (Минц и др., 2010б, 2010в).

По инициативе академика Ф.П. Митрофанова в 2006 г. группа сотрудников Геологического института КНЦ РАН под научным руководством В.В. Балаганского начала проводить комплексные структурно-тектонические и геофизические исследования северной части Кейвского террейна. В рамках концепции ЛКО, сопоставимого с фанерозойскими коллизионными орогенами и интерпретируемого с позиций концепции литосферных плит, Кейвский террейн является северо-восточным форландом этого орогена (Балаганский и др., 2006; Daly et al., 2006). Материалы, содержащие в том числе данные по кинематическому плану деформаций, собранные этой группой исследователей, включая автора настоящей работы, также представлены в ряде публикаций (Горбунов, Балаганский, 2010; Балаганский и др., 2011; Balagansky et al., 2012; Мудрук и др., 2013; Мудрук, 2014; Balagansky et al., 2021; Mudruk et al., 2022; Gorbunov, Balagansky, 2022).

2.2. Общие сведения о геологическом строении

Кейвский террейн, геологическая карта которого приведена на рис. 2.1, резко отличается от других блоков Кольского региона главным образом за счет развития в нем пород, которые не встречаются в других районах Фенноскандинавского щита (Mitrofanov et al., 1995). В качестве

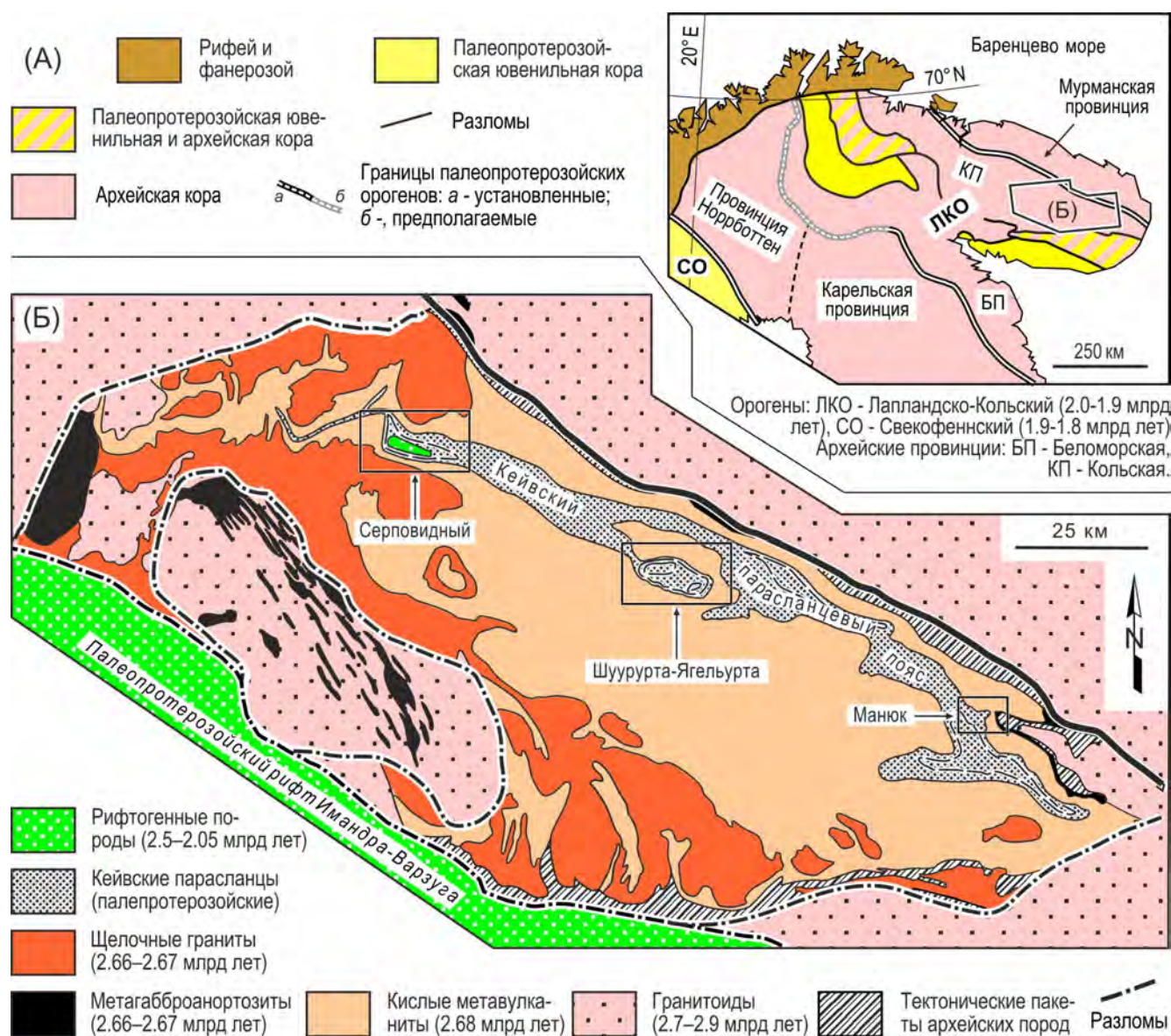


Рис. 2.1. (А) Главные тектонические единицы северной части Фенноскандинавского щита (по работе (Балаганский и др., 1998; Мудрук и др., 2013; Lahtinen, Nuhma, 2019; с упрощениями)). (Б) Схематическая геологическая карта Кейвского террейна (по работе (Геологическая карта..., 1996; с упрощениями)).

террейна он был выделен на схеме тектонического районирования Кольского региона, разрабатываемой В.В. Балаганским (Балаганский и др., 1998, 2011; Daly et al., 2006). Среди уникальных кейвских пород прежде всего следует назвать высокоглиноземистые кианитовые, гранатовые и ставролитовые парасланцы (Бельков, 1963), за которыми в литературе закрепилось название "кейвские парасланцы". Эти парасланцы большинством исследователей интерпретируются как метаморфизованные переотложенные коры выветривания (Бельков, 1963; Предовский, 1980; Загородный, Радченко, 1983), которые испытали интенсивную метасоматическую переработку (Бушмин и др., 2011). Возраст исходных для них осадков изначально оценивался как архейский (Бельков, 1963; Предовский, 1980; Загородный, Радченко,

1983), однако более поздние работы позволяют считать, что осадконакопление происходило в палеопротерозое (Минц и др., 2010в; Melezhik, Hanski, 2013а), и эта точка зрения принимается автором (Gorbunov, Balagansky, 2022). Кейвские парасланцы испытали метаморфизм в условиях средней коры при $T = 500\text{--}650$ С и $P = 4.0\text{--}6.5$ кбар (Глазунков, Петров, 1990). На кейвских парасланцах залегает останец палеопротерозойских супракрустальных рифтогенных пород, который обнажается в западной части сложенного этими парасланцами пояса, в районе хребта Серповидный (Рис. 2.1Б) (Белолипецкий и др., 1980; Загородный, Радченко, 1988).

В Кейвском террейне широко развиты щелочные граниты (Батиева, 1976), которые занимают 24% территории Кейвского террейна и являются уникальным примером неoarхейского щелочного магматизма, проявившегося в спокойной тектонической обстановке 2.67 млрд лет назад (Митрофанов и др., 2000; Баянова, 2004; Ветрин, Родионов, 2009; Zozulya et al., 2005). Более того, только в Кейвском террейне развиты неoarхейские габброанортозиты, практически одновозрастные щелочным гранитам (2.6–2.7 млрд лет; Баянова, 2004); во всех других структурах Фенноскандинавского щита габброанортозиты имеют палеопротерозойский возраст. Наконец, в Кейвском террейне велика доля кислых метавулканитов (40% от всей площади террейна), возраст которых составляет 2.68 млрд лет (Balagansky et al., 2021); до недавнего времени за их возраст принимался возраст кислых метатиффов района Малых Кейв, равный 2.87 млрд лет (Беляев и др., 2001).

Исследования автора проводились на трех участках: Серповидный, Шуурурта–Ягельурта и Манюк, которые находятся соответственно в западной (район хр. Серповидный), центральной (район гор Шуурурта–Ягельурта) и восточной (район г. Манюк) частях Кейвского парасланцевого пояса (рис. 2.1).

2.3. Стратиграфия

За всю историю исследования Кейвского террейна было разработано большое количество схем, описывающих его стратиграфический разрез. Разные авторы по-разному выделяют те или иные стратиграфические единицы, дают различные названия подразделениям, состоящим из одних и тех же групп пород, вследствие чего корреляция разрезов часто является затруднительной. Далее, в этом подразделе для краткого и обобщенного описания стратиграфической последовательности используется объяснительная записка к геологической карте Кольского региона (Радченко и др., 1994). Также используются данные из работы (Мудрук, 2022), в которой проведено обобщение и сопоставление наиболее распространенных стратиграфических схем (рис. 2.2).

Белоліпецький і др., 1980		Бельков, 1963		Радченко і др., 1994		Ремізова і др., 2007		
Серія	Світа/толща	Пачка	Світа/серія/толща	Світа (толща)	Серія			
Варзугська	Умбінська світа 725-925 м	Ж Е	Песчова серія 1000-1150 м	Песчовокейвська світа 725-925 м	Песчово-тундровська			
Песчово-тундровська	Золотореченська світа 70-450 м	Д	Песчовотундровська світа 1100 м	Золотореченська світа 450 м				
	Малокейвська світа 30-200 м			Малокейвська світа 200 м				
Кейвська	Выхчуртська світа 0-710 м	Г В	Выхчуртська світа	Выхчуртська світа 500-710 м		Кейвська		
	Червуртська світа 45-580 м	Б А	Червуртська світа	Червуртська світа 600-1050 м				
Тундровая	Лебяжинська світа 270-1500 м	Тундровая світа	Лебяжинська толща 2500 м	Лебяжинська світа 980-1300 м	Понойская			
	Патчерв-тундровська світа 800-1000 м		Світа патчерва 1000 м	Патчерв-тундровська світа 1500 м		Устьюгоньська толща 1600 м		
	Устьюгоньська толща 800-1000 м		Коловайська, кинемурська свити 500 м	Коловайська толща <1000 м		Кинемурська толща >1000 м		
	Коловайська толща 800-1000 м							
	Кинемурська толща 800-1000 м							

Рис. 2.2. Корреляція стратиграфічних схем Кейвського террейна, являючихся самими розповсюдженими (заїмствовано із роботи (Мудрук, 2022)).

Кейвські супракрystalні комплекси залягають на архейських породах *комплекса основи*, який включає в себе різні гранітоїди і породи *кольської серії*. В нижній частині розрізу цих супракрystalних порід виділяються (знизу вгору) *коловайська* і *кінемурська свити*, складені амфібол-біотитовими, біотитовими і двуслюдяними гнейсами з лінзами конгломератів, кислими вулканітами. В роботі (Белоліпецький і др., 1980) ці свити виділяються в ранзі толщ і розглядаються як аналоги друг друга.

Вище по розрізу виділяються породи *свити патчерва*, складені метавулканітами основного, режі середнього і кислого складу, а також терригенними утвореннями, представлені амфіболітами, метакоматіитами, сланцями і гнейсами різного складу, метагравелітами, метаконгломератами і метаконгломератобрекчіями, залізистими кварцитами і карбонатними відкладеннями. В роботі (Белоліпецький і др., 1980) ця свита позначена як *патчервотундровська*, і тут же виділяється аналогічна їй *устьюгоньська толща*, яка, як передбачається в роботі (Мудрук, 2022), в схемі (Радченко і др., 1994) включена в вишележачу лєбяжинську толщу.

Лебяжинська толща включає в себе головним чином кислі метавулканіти, метасоматически перероблені різниці яких представлені гастінгситовими і мікроклінсодержачими гнейсами. Толща виділяється в ранзі свити в роботі (Белоліпецький і др., 1980); крім устьюгоньської толщі, автори також не включають в неї гастінгситові і мікроклінсодержачі гнейси, относя їх до інтрузивного комплексу щелочних гранітів.

Важно отметить, что, согласно (Белоліпецкый и др., 1980), включенные в состав лебяжинской свиты тонкозернистые темно-серые биотит-кварц-полевошпатовые породы, классифицируются всеми исследователями как гнейсы (лебяжинские гнейсы) и по составу отвечают кислыми метавулканитам. Текстура их нередко гнейсовидная и обусловлена штрихолинзовидными параллельными скоплениями биотита, а при более равномерном распределении последнего – массивная с хорошо сохранившимися идиоморфными порфиоровыми вкрапленниками калиевого шпата и плагиоклаза, а также вкрапленниками кварца, что указывает на первичную вулканическую природу этих пород. Кислые метавулканиты с такой нехарактерной для обычных гнейсов массивной структурой носят название лептитов.

Вышеперечисленные супракрустальные комплексы всеми исследователями рассматриваются как архейские, что подтверждается изотопными датировками кислых метавулканитов лебяжинской толщи 2.87 млрд лет согласно (Баянова, 2004; Беляев и др., 2011) и 2.68 млрд лет согласно (Balagansky et al., 2021).

Выше пород лебяжинской толщи выделяются (снизу вверх) *червуртская, выхчуртская и песцовотундровская свиты*. Эти свиты сложены кианитовыми, ставролит-кианитовыми, силлиманитовыми с гранатом и углеродистыми сланцами, метапесчаниками и кварцитами. Песцовотундровская свита в работе (Белоліпецкый и др., 1980) выделяется в ранге серии, и подразделяется на (снизу вверх) *малокейвскую и золотореченскую*. Породы червуртской, выхчуртской и песцовотундровской свит в большинстве стратиграфических схем отнесены к архею, однако, как отмечалось выше, автор данной работы относит их к палеопротерозойским образованиям.

В самой верхней части разреза кейвских супракрустальных комплексов выделяются породы, которые встречаются только в районе хр. Серповидный. Они объединяются в *песцовую серию*. Породы этого комплекса – диабазовые и базальтовые метапорфириты, метадиабазы, кварциты, двуслюдяные сланцы со ставролитом и гранатом, метаосадки, карбонатные породы. В. Г. и Л. А. Гаскельберги (Белоліпецкый и др., 1980) на основании коррелятивных данных выделяют породы песцовой серии в качестве *умбинской свиты* варзугской серии палеопротерозойского рифта Имандра-Варзуга. Однако по мнению В. Г. Загородного и А. Т. Радченко (1988), эти осадочно-вулканогенные породы можно сопоставлять с умбинским уровнем варзугской серии только по времени их накопления, прямо же относить этот разрез к умбинской свите нельзя. Для пород песцовой серии (или умбинской свиты) до установления окончательного ранга слагаемого ими стратиграфического подразделения предложено нейтральное название – *серповидный комплекс* (Mudruk et al., 2022). Породы серповидного комплекса имеют палеопротерозойский возраст, о чем свидетельствуют Sm-Nd изотопные данные (Мыскова и др., 2014); на старых стратиграфических схемах эти породы относились к раннему протерозою.

В нескольких работах показано, что на уровне отдельных, если не всех супракрустальных толщ архея и палеопротерозоя Кейвского террейна речь может идти только о тектоностратиграфии (Негруца, Негруца, 2007; Балаганский и др., 2011; Мудрук и др., 2013).

Кейвский парасланцевый пояс. Особую роль в строении Кейвского террейна играет Кейвский парасланцевый пояс. Он представляет собой непрерывную полосу высокоглиноземистых парасланцев запад–северо-западного простирания в северо-восточной краевой части Кейвского террейна, которые залегают на кислых метавулканитах лебяжинской толщи. Протяженность пояса составляет около 200 км, ширина варьирует от нескольких сотен метров до 14 км. Географически пояс соответствует возвышенности Кейвы.

Стратиграфическая схема, разработанная И.В. Бельковым (1963) для пород Кейвского парасланцевого пояса, объединяет все эти породы (кроме тел амфиболитов, отнесенных им к интрузивным образованиям) в свиту кейв. Эта свита была разделена на 7 пачек (снизу вверх): пачка А – ставролит и гранатсодержащие сланцы; пачка Б – существенно кианитовые сланцы; пачка В – мусковитовые кварциты; пачка Г – существенно ставролитовые сланцы; пачка Д – кварцево-сланцевые сланцы; пачка Е – карбонатные породы; и пачка Ж – литологически пестрые породы верхней части свиты кейв (соответствие пачек, описанных И.В. Бельковым, и подразделений других стратиграфических схем см. на рис. 2.2). Согласно взглядам И.В. Белькова (1963) и многих других исследователей (Геология СССР, 1958; Белолипецкий и др., 1980; Загородный, Радченко, 1983), кейвские парасланцы слагают ядерную часть Кейвского синклинория в целом с простым, как считалось тогда, строением. Необходимо отметить, что к кейвским парасланцам (или просто "кейвским сланцам") исследователи относят породы, как минимум, червуртской и выхчуртской свит, однако некоторые из них дополнительно включают в кейвские парасланцы породы песчовотундровской свиты и даже песчовой серии (Мудрук, 2022). В данной работе под кейвскими парасланцами понимаются породы червуртской, выхчуртской свит и песчовотундровской свит.

Особенностью кейвских парасланцев является наличие в них большого количества углеродистого вещества, которое в виде микровключений обнаруживается в кварце, кианите ставролите и других минералах. Благодаря углеродистому веществу, игольчатый кианит, слагающий некоторые разновидности парасланцев, часто имеет черную окраску. Углеродистое вещество говорит в пользу того, что парасланцы должны иметь осадочное происхождение (Мележик и др., 1988). Об этом говорят и данные по изотопному составу углерода в кейвских парасланцах с углеродистым веществом. Кейвские парасланцы червуртской свиты характеризуются величиной $\delta^{13}\text{C}$ (отношение отношения $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ в осадочной породе к таковому в стандарте PBD или VPBD, умноженному на 1000 (Miller, Wheeler, 2012)), которая, за несколькими исключениями, лежит в интервале от -42 до -48% (Бушмин и др., 2011; Fomina et

al., 2019). От конца эоархея и до настоящего времени величина $\delta^{13}\text{C}$ в осадочных породах, содержащих углерод органической природы, изменялась от -10 до -40‰ при среднем значении около -25‰ (Schidlowski, 1987). При этом были выявлены две аномалии: ~ 2.7 и 2.1 млрд лет назад величина $\delta^{13}\text{C}$ составляла -52 и -47‰ соответственно. Недавние исследования уточнили аномальные величины $\delta^{13}\text{C}$: 2.76 – 2.72 млрд лет назад они достигали -61‰ , а 2.1 млрд лет назад -55‰ (Flannery et al., 2016). То есть величины $\delta^{13}\text{C}$ от -42 до -48‰ , установленные в кейвских парасланцах с углеродистым веществом, указывают на осадочное происхождение этих пород, которое было подтверждено находками в них реликтов нанобактерий (Астафьева, Балаганский, 2018).

2.4. Магматизм

Магматические породы занимают не менее 85% от всей площади Кейвского террейна. Самыми распространенными являются метаморфизованные кислые эффузивы А-типа лебяжинской толщи возрастом 2.68 млрд лет (Балаганский, 2021; Balagansky et al., 2021), которые занимают 40% всей площади Кейвского террейна. Среди плутонических образований наиболее широко развиты анорогенные щелочные граниты (Батиева, 1976) неоархейского возраста (2.66 – 2.67 млрд лет (Баянова, 2004; Ветрин и др., 2007; Ветрин, Родионов, 2009)). Они также являются А-гранитами (Zozulya et al., 2005; Balagansky et al., 2021) и слагают шесть массивов: Западно-Кейвский, Белых тундр, Лаврентьевский, Понойский, Пачинский, Нижне-Понхойский. По данным И.Д. Батиевой (1976), массивы щелочных гранитов в большинстве своем представляют собой полого залегающие интрузивные тела, приуроченные к границам различных толщ и различным тектоническим нарушениям, а также секущие дайковые либо кольцевые тела подводящих каналов. Контакты толщ щелочных гранитов с окружающими породами, кажущиеся конформными, часто тектонизированы (неопубликованные данные В.В. Балаганского и С.В. Мудрука). Необходимо отметить, что, согласно Геологической карте Кольского региона (Геологическая карта..., 1996), щелочные граниты не имеют прямых контактов с кейвскими парасланцами.

Следующая важная группа пород – это габброанортозиты с возрастом 2.6 – 2.7 млрд лет (Баянова, 2004), расположенные в западной и юго-западной частях Кейвского террейна и вдоль северной границы с Мурманской провинцией. В работе (Balagansky et al., 2021) показано, что все три вышеперечисленные группы пород (лебяжинские кислые метавулканы, щелочные граниты и габброанортозиты) внедрились в течение не более 20 млн лет, должны иметь общий магматический источник и являются примером неоархейского посторогенного бимодального магматизма.

В Кейвском террейне описаны небольшие массивы гранодиоритов, тоналитов, плагиомикроклиновых гранитов и субщелочных гранитов; возраст последних равен 2.67 млрд лет (Ветрин и др., 2007; Ветрин, Родионов, 2009). Также следует отметить нефелиновые и щелочные сиениты, слагающие массивы Сахарйок и Кульйок, возраст которые составляет 2.61 и 2.68 млрд лет соответственно (Баянова, 2004). Отдельно следует упомянуть серые гнейсы архейского фундамента, которые развиты в основном в пределах тектонического окна в юго-западной части Кейвского террейна, а также в крайней северо-восточной части Кейвского террейна (рис. 2.1).

2.5. Тектоника

В рамках геосинклинальной концепции в Кейвском террейне выделяются следующие тектонические единицы: Понойский выступ, Северо-Кейвская зона разломов, Усть-Колмакский блок, Ефимозерский блок, Поросозерский блок, Кейвская зона, Вулиярвинский блок, Поной-Пурначская подзона, Северная подзона, Западная подзона, Большекейвская структура (включает Западные, Центральные и Восточные Кейвы) и Малокейвская структура (Белолипецкий и др., 1980). Границы Кейвского террейна с окружающими его структурами обычно маркируются разломами. Вдоль северной границы этого террейна отмечается надвигание на него пород Мурманской провинции (Минц и др., 2010б) вдоль системы разломов, падающих к северо-востоку под углами 60–70° (Белолипецкий и др., 1980).

Считалось, что Кейвский террейн представляет собой срединный массив (Загородный, Радченко, 1983; Пожиленко и др., 2002). Срединным массивом его также рассматривают Н.Е. Козлов с коллегами (Kozlov et al., 2018). Другие исследователи описывают этот террейн с позиции тектоники литосферных плит. Так, М. В. Минц и его коллеги (1996) проинтерпретировали Кейвский террейн как активную тектоническую окраину. В более поздней работе (Минц и др., 2010б) эта группа исследователей определила этот террейн как Кейвскую вулcano-тектоническую палеодепрессию, сформировавшуюся во внутриконтинентальной обстановке. Согласно плитнотектонической модели палеопротерозойского ЛКО (Балаганский и др., 2006; Daly et al., 2006), наблюдаемое сегодня строение Кейвского террейна является результатом проявления тектоники сорванной верхней и средней коры (Балаганский и др., 2011) или просто сорванной средней коры (Balagansky et al., 2012). Наиболее выразительно коллизийные деформации проявились в Кейвском парасланцевом поясе. Эти породы интенсивно рассланцованы, в них хорошо проявлена пологая линейность, погружающаяся к северу и северо-восток и часто маркируемая игольчатым кианитом (Бельков, 1963), которая в

целом расположена перпендикулярно шарнирам широко развитых складок сдвигового течения северной вергентности (Мудрук и др., 2013; Balagansky et al., 2012).

Как уже отмечалось выше, в западной части полосы развития кейвских парасланцев сохранился останец палеопротерозойских пород размером примерно 8×2 км, слагающих ядро крупной Серповидной синформной складки. Эти породы относятся к умбинской свите по стратиграфической схеме В.Г. и Л.А. Гаскельбергов (см. раздел 2.3) и соответственно интерпретируются как рифтогенные. Крылья Серповидной синформы сложены кейвскими высокоглиноземистыми парасланцами, которые в стратиграфическом разрезе Кейвского террейна подстилают рифтогенные породы. Таким образом, в строении Серповидной синформы участвуют две группы пород принципиально разного происхождения. Ранее считалось, что эти две группы слагают единый стратиграфический разрез, но разделены крупным стратиграфическим несогласием (Белолипецкий и др., 1980; Загородный, Радченко, 1983; Радченко и др., 1994; рис. 2.3). Этой точке зрения в последние годы противопоставляются представления о том, что граница между кейвскими парасланцами на крыльях Серповидной синформы и рифтогенными породами в ее ядре является тектонической. Ядро синформы представляет собой, как уже отмечалось выше, останец тектонического покрова, выдвинутого из палеорифта Имандра-Варзуга и надвинутого на Кейвский террейн (Негруца, Негруца, 2007; Балаганский и др., 2011; Мудрук и др., 2013; Mudruk et al., 2022).

Серповидная синформа, согласно работе (Бельков, 1963), представляет собой простую синклинальную складку в ядерной части Кейвского синклиория. Представления о простоте Серповидной синформы поддерживались подавляющим большинством исследователей, хотя некоторые из них и обращали внимание на определённые усложнения, связываемые с разломами (рис. 2.3). В частности, В.Г. и Л.А. Гаскельберги (Белолипецкий и др., 1980) пришли к выводу, что южное крыло Серповидной синформы срезается разломом надвигового типа (рис. 2.3А, Б). Предположение о срезании южного крыла разломом позднее было поддержано В.В. Балаганским и его коллегами (Балаганский и др., 2011). В другой работе (Милановский, 1984) было предположено, что Серповидная структура может представлять собой чешуйчато-надвиговую моноклираль (рис. 2.3Е). Овал, который на эрозионном срезе образуют породы синформы, объясняется тем, что она является фрагментом кальдероподобной вулканотектонической структуры (Милановский, 1984).

В результате детальных геолого-геофизических работ, в которых участвовал и автор данной работы (Горбунов, Балаганский, 2010; Горбунов, 2012; Балаганский и др., 2011; Balagansky et al., 2012, Мудрук и др., 2013; Мудрук, 2014; Raevsky et al., 2019; Mudruk et al., 2022) были установлены принципиально новые черты строения сложенного рифтогенными породами ядра Серповидной синформы. Были получены данные о том, что породы этой синформы и

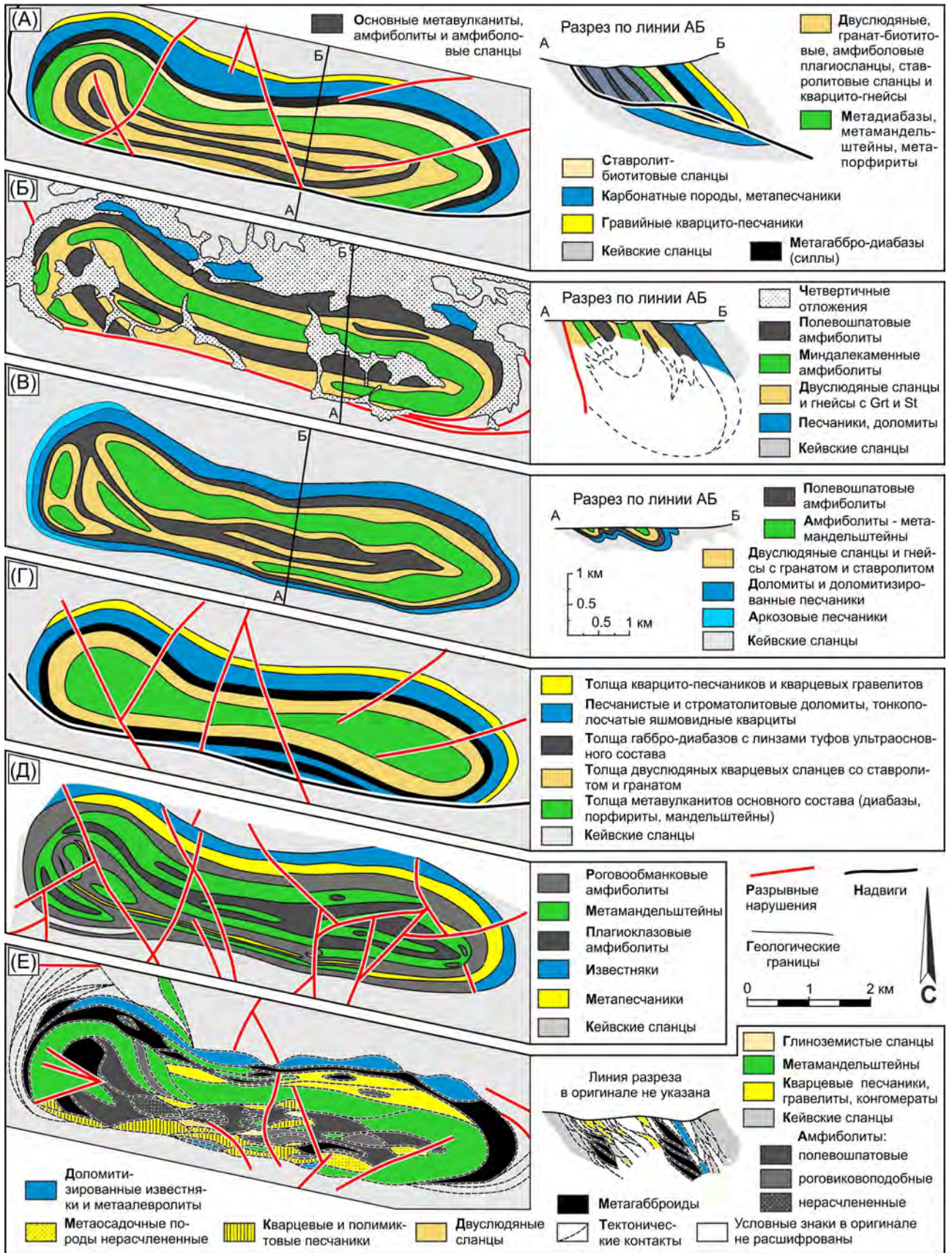


Рис. 2.3. Геологические карты палеопротерозойского рифтогенного ядра Серповидной структуры, заимствованные из работы (Мудрук, 2014). (А) Белолипецкий и др., 1980 (разрез по Гаскельберг и др., 1978). (Б) Сидоренко и др., 1972. (В) Бельков, 1963. (Г) Загородный, Радченко, 1983. (Д) Будько и др., 1972. (Е) Милановский, 1984.

обрамляющие ее кейвские сланцы были подвержены интенсивным деформациям. Было установлено, что южное крыло ядра Серповидной синформы является не срезанным (как считалось ранее и показано в работах (Сидоренко и др., 1972; Белолипецкий и др., 1980; Балаганский и др., 2011)), а сильно пережатом. Этот вывод был сделан на основе составленной детальной карты магнитных аномалий (рис. 2.4). Благодаря этой карте сильномагнитную толщу базальтовых метапорфиритов удалось непрерывно проследить вдоль южной границы ядра Серповидной синформы и заверить наблюдениями в редких обнажениях и коллювиальных глыбах. При этом видимая мощность этой толщи сократилась с ~600 м в северном крыле до ~15 м в южном (почти в 40 раз) (рис. 2.5). Видимая мощность карбонатно-сланцевой толщи сократилась с ~1 км в северном крыле до ~20 м в южном (примерно в 50 раз). Такое изменение мощности связано с различной степенью деформации на крыльях (Горбунов, 2012; Мудрук и др., 2013; см. раздел 3.2). Само же сложенное рифтогенными породами ядро Серповидной синформы интерпретируется как ныряющая антиклинальная складка колчановидной морфологии с длиной "колчана" приблизительно 5 км и его погружением на глубину до 2 км. Вывод о том, что синформное ядро является ныряющей антиклиналью, основан на данных о верхе-низе разреза в слагающих его рифтогенных породах (Мудрук и др., 2013; Balagansky et al., 2012). Рассчитанные для ядра Серповидной синформы геометрические параметры говорят о том, что это колчановидная складка принадлежит типу "кошачий глаз" и образовалась в условиях либо простого сдвига (simple shear), либо общего сдвига (general shear) (Мудрук и др., 2013; Мудрук, 2014, Mudruk et al., 2022).

На основании сравнения ядра этой колчановидной складки со складкой сходной морфологии в мезозойских надвиговых пластинах Омана (Searle, Alsop, 2007) было поддержано предположение В.З. Негруцы (Негруца, Негруца, 2007) о том, что ядро Серповидной структуры является останцом тектонической пластины, выдвинутой из палеорифта Имандра-Варзуга к северу (рис. 2.6). Сравнение геологического разреза через Кейвы, включая все полученные новые данные по Серповидной структуре, с разрезами через Гельветские покровы (рис. 2.7) позволило сделать вывод о проявлении в форланде палеопротерозойского ЛКО альпинотипной тектоники (Мудрук и др., 2013; Мудрук, 2014; Mudruk et al., 2022).

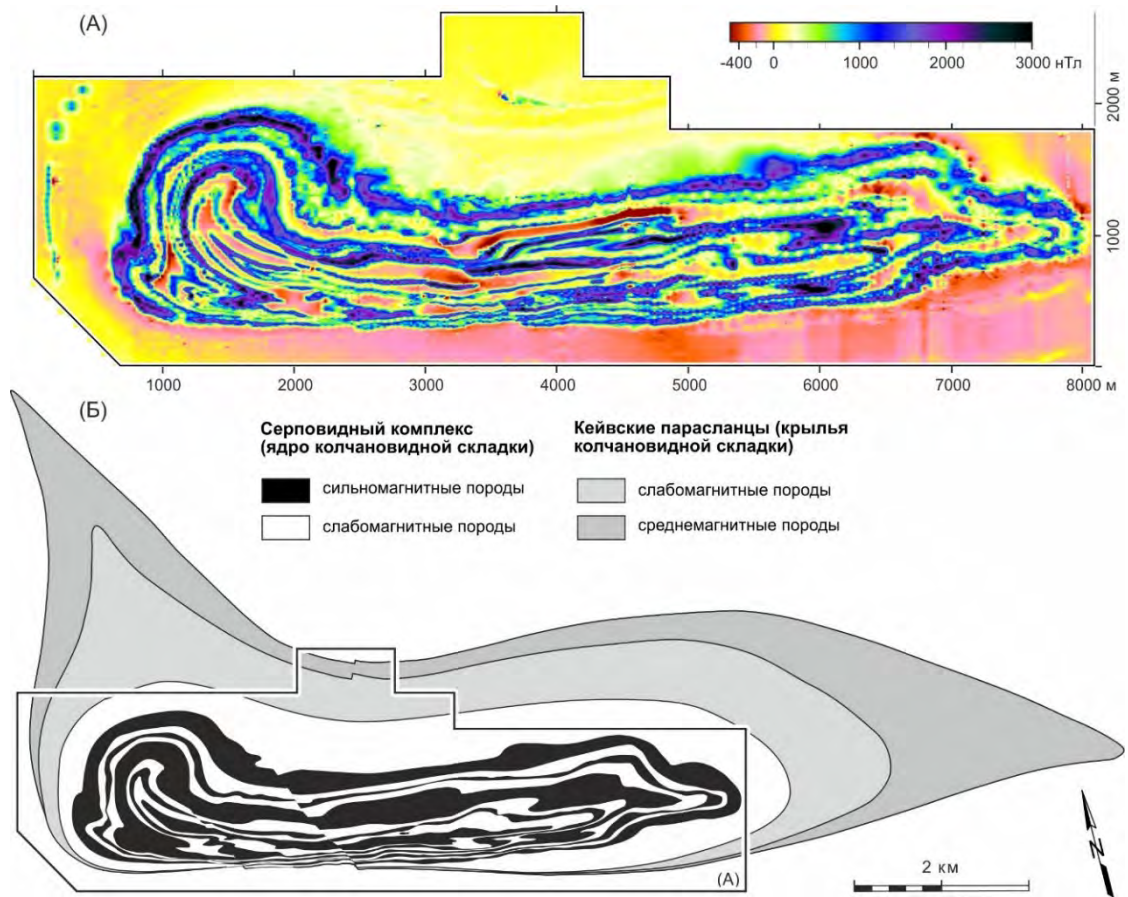


Рис. 2.4. (А) Карта магнитных аномалий, составленная для ядра Серповидной синформы и (Б) замкнутые контуры супракустальных слоев пород разной степени магнитности и характерные для разрезов в плоскости ХУ колчановидных складок (по работе (Mudruk et al., 2022)).

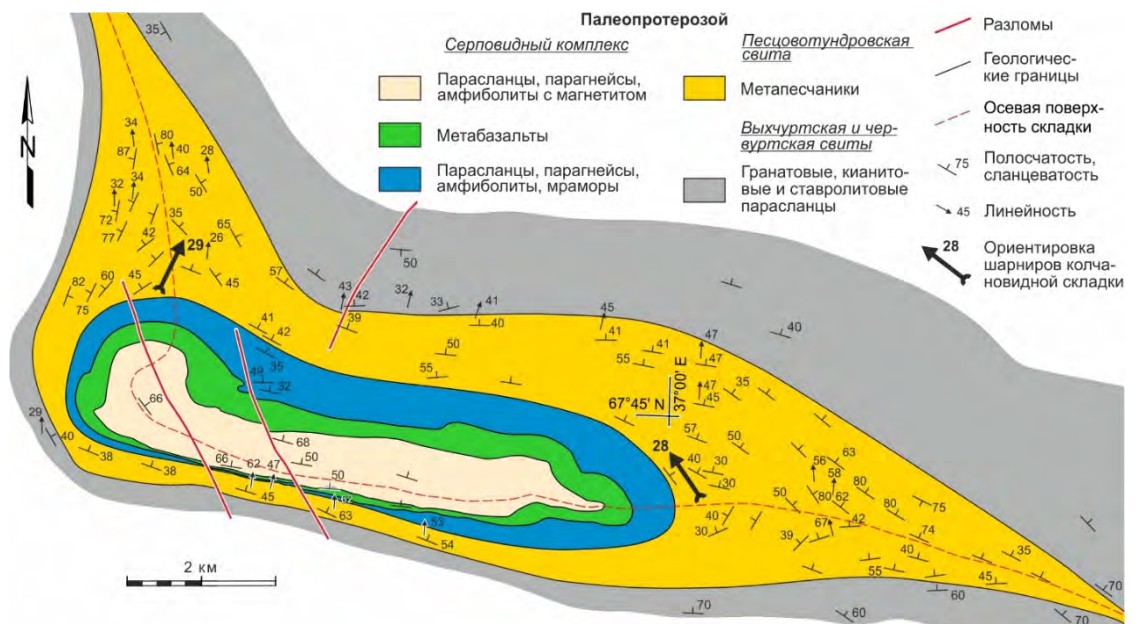


Рис. 2.5. Геологическая карта Серповидной синформы (по работам (Белолипецкий и др., 1980; Мудрук и др., 2013; Mudruk et al., 2022)), с упрощениями). Названия стратиграфических подразделений даны по работе (Mudruk et al., 2022).

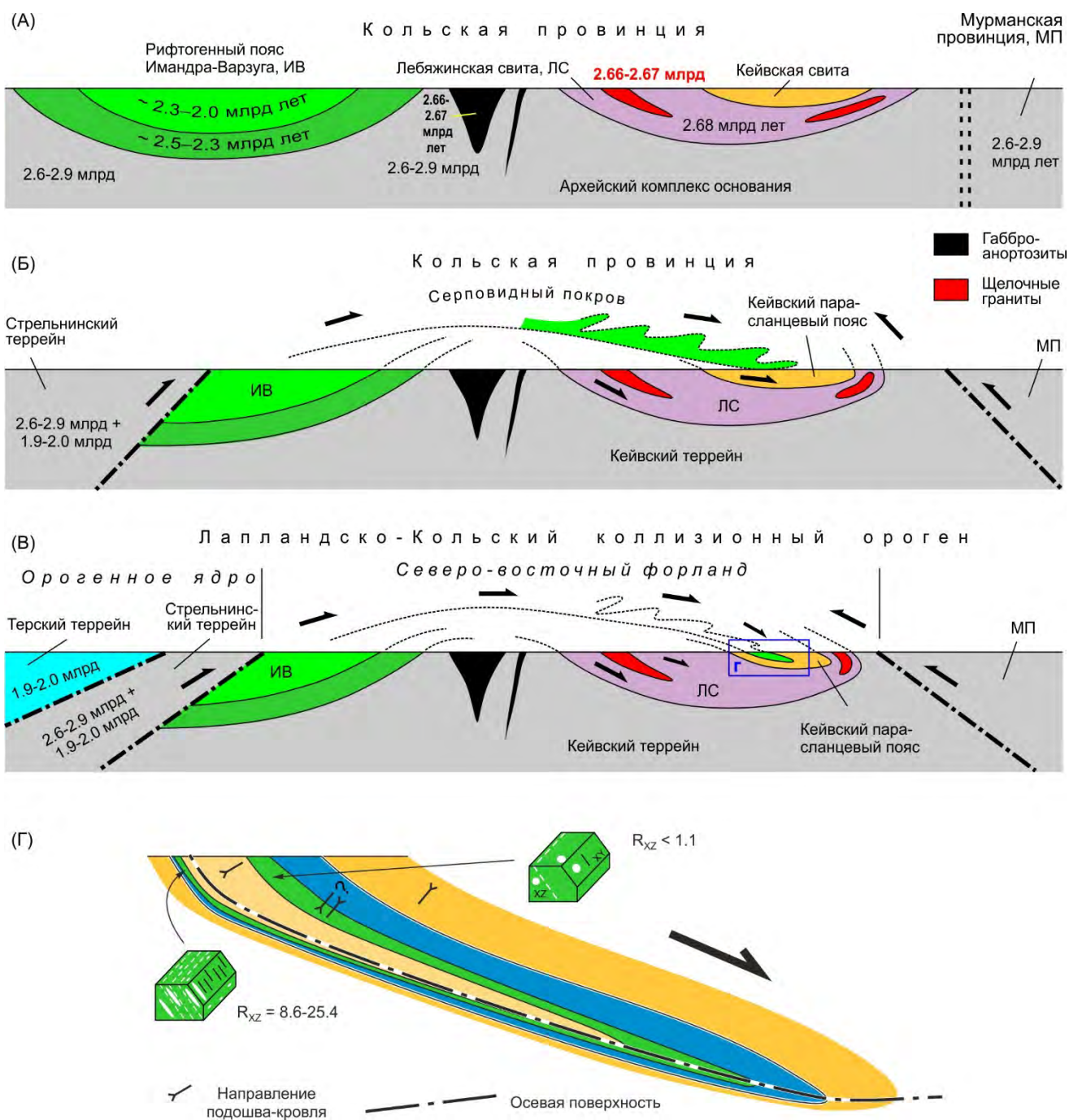


Рис. 2.6. (А-Б) Последовательность образования гигантской Серповидной колчановидной складки во время палеопротерозойской лапландско-кольской орогении 1.9 млрд лет назад в Кольской провинции северо-восточного форланда Лапландско-Кольского коллизионного орогена и (Г) схематический разрез через ядро складки. (А) Главные стратиграфические и тектонические единицы, существовавшие до начала орогении. (Б) Первая стадия коллизии: главное сжатие по линии юго-запад-северо-восток в результате коллизии между древнейшими островными дугами или между ними и континентом (стадии даны по работам (Балаганский, 2002; Daly et al., 2006)). (В) Переход от первой ко второй стадии, происходивший преимущественно в условиях транспрессии и предположительно связанный с коллизией континентов. (Г) Главная фаза образования гигантской Серповидной колчановидной складки после надвигания Серповидного покрова к север-северо-востоку на породы кейвской серии и надвигания Мурманской провинции к юг-юго-западу на Кейвский террейн. (По работе (Mudruk et al., 2022)).

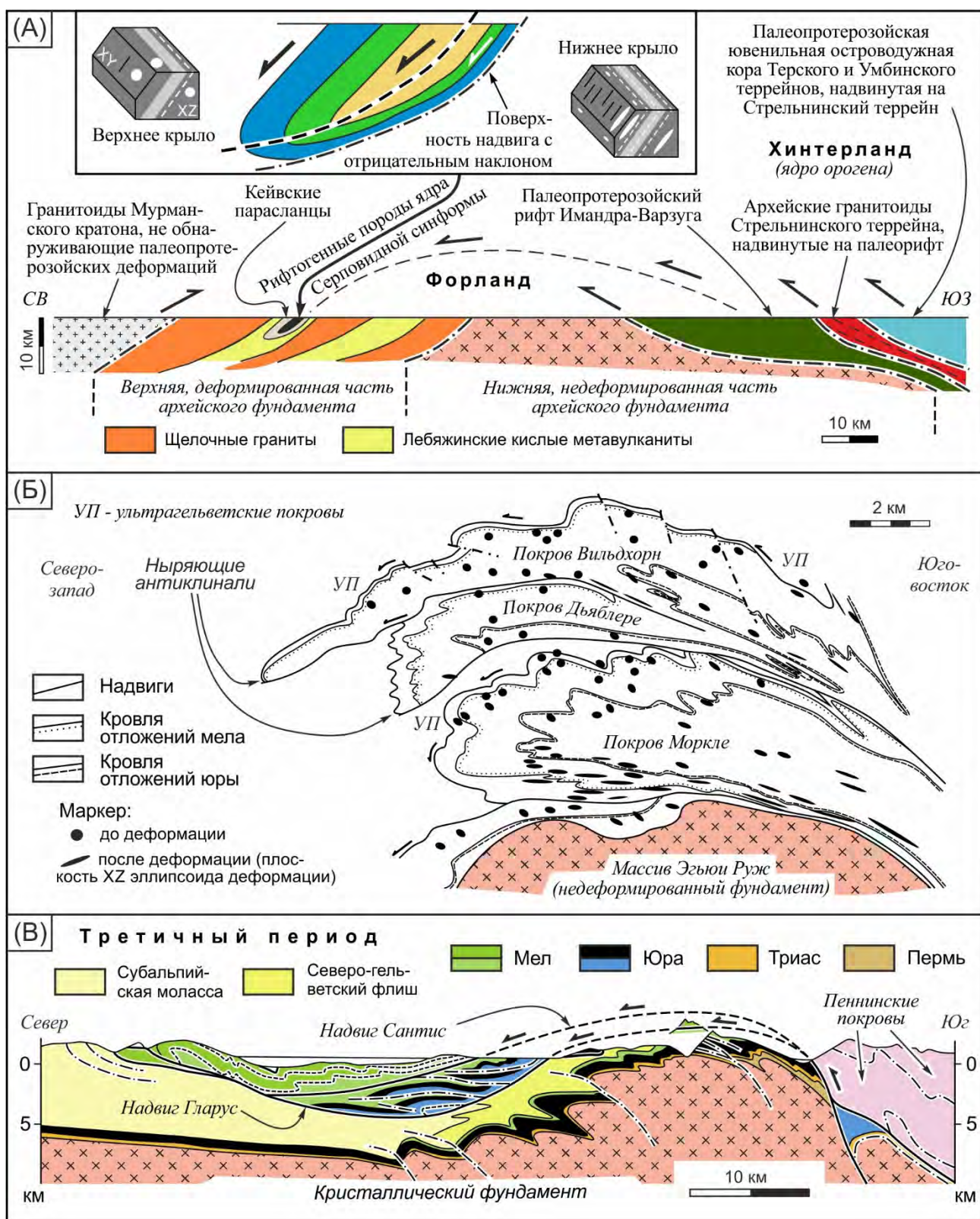


Рис. 2.7. (А) Предполагаемый схематический разрез через Кейвский террейн и прилегающие тектонические структуры; на врезке – обобщенный структурный разрез через рифтогенное ядро Серповидной синформы. Разрезы через Гельветские покровы: (Б) Ramsay, 1981 и (В) Pfiffner, 2005 (рисунки заимствованы из работы (Мудрук, 2014)).

Глава 3. Кинематика движений и количественная оценка деформации в породах Серповидной синформы

Участок Серповидный, в пределах которого обнажаются породы ядра и крыльев одноименной Серповидной синформы, был главным объектом проводимых с 2006 по 2015 год исследований группы сотрудников ГИ КНЦ РАН, возглавляемой В.В. Балаганским. В рамках данных исследований автором были проведены кинематические реконструкции на основе изучения индикаторов знака движений и сделаны определения величины деформации пород. Изучались рифтогенные супракрустальные породы песцовой серии (Радченко и др., 1994) или умбинской свиты (Белолипецкий и др., 1980), которые слагают ядро гигантской Серповидной колчановидной складки и испытали гетерогенную деформацию: южное крыло (нижнее в разрезе) сильно раздавлено, тогда как северное (верхнее) осталось почти недеформированным (Mudruk et al., 2022). Необходимо напомнить, что эти породы объединяются автором с коллегами в серповидный комплекс неопределенного стратиграфического ранга (Mudruk et al., 2022) и именно это название используется далее в тексте. Автор с коллегами подразделяет породы серповидного комплекса на три толщи (рис. 2.4; Мудрук 2014; Mudruk et al. 2022); подобным образом эти породы разделены на три подсвиты в работе (Белолипецкий и др., 1980). Внутренняя *амфиболитосланцевая* (или гнейсосланцевая по работе (Мудрук, 2014)) толща сложена чередующимися кварцитами, кварцитогнейсами, разнообразными слюдистыми сланцами и амфиболитами. Промежуточная толща целиком сложена базальтовыми метапорфиритами (*метабазальтами*). Внешняя *карбонатносланцевая* толща включает метадоломиты (часто со строматолитовыми постройками), метапесчаники, слюдистые сланцы и амфиболиты.

Помимо пород серповидного комплекса, изучались и кейвские парасланцы, которые слагают крылья Серповидной колчановидной складки, рассланцованы и линеализированы, и относятся к выхчуртской и песцовотундровской свитам согласно работе (Радченко и др., 1994), или кейвской (выхчуртская свита) и песцовотундровской сериям согласно работе (Белолипецкий и др., 1980) (рис. 2.5).

3.1. Краткая петрографическая характеристика пород

Серповидный комплекс

Амфиболитосланцевая толща

Группа 1. Биотит-амфиболовые сланцы с хлоритом и магнетитом (рис. 3.1, А-Б).
Текстура – сланцеватая, структура - лепидонематогранобластовая. Минеральный состав: кварц

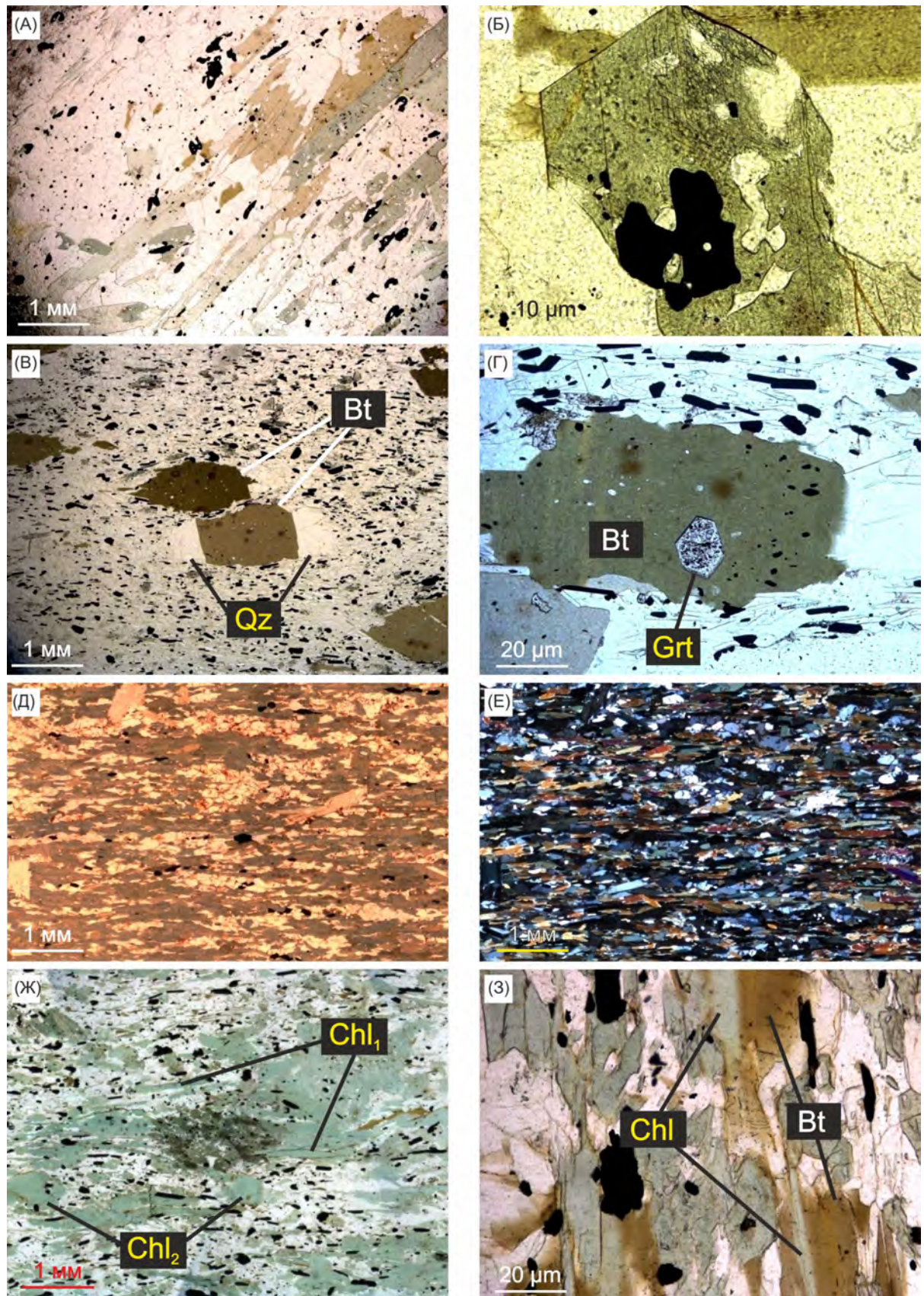


Рис. 3.1. Микрофотографии палеопротерозойских пород Серповидной структуры (А–Д, Ж–З – без анализатора, Е – с анализатором). (А) Биотит-амфиболовые сланцы с хлоритом и магнетитом. (Б) Формы развития амфибола. (В) Порфиробласты биотита. (Г) Формы развития граната, образующего включение в биотите. (Д–Е) Амфиболиты. (Ж) Различные генерации хлорита. (З) Хлорит, развившийся по биотиту.

(60–65%), амфибол (10–15%), биотит (8–10%), хлорит (3–5%), магнетит (3–5%). Акцессорный минерал – апатит.

Группа 2. Биотит-магнетитовые сланцы с эпидотом и мусковитом. Текстура – сланцеватая; отмечается микрослоистая текстура, возможно, являющаяся реликтом первичной осадочной текстуры. Структура – лепидогранобластовая. Минеральный состав: кварц (45-50%), магнетит (20-25%), биотит (20-25%), мусковит (3-5%), эпидот (3-5%), клиноцоизит (2-3%). Акцессорные: гранат, алланит.

Группа 3. Биотит-магнетит-мусковитовые гнейсы с гранатом (рис. 3.1, В–Г). Текстура – линзовидно-полосчатая, структура – лепидопорфиروгранобластовая. Минеральный состав: кварц (35-40%), мусковит (35-40%), магнетит (10-15%), биотит (8-10%), гранат (3-5%), клиноцоизит (2-3%). Акцессорный минерал – эпидот.

Группа 4. Биотитовые гнейсы. Текстура – сланцеватая. Структура – нематогранобластовая. Минеральный состав: кварц (65-70%), биотит (20-25%), плагиоклаз (10-15%). Акцессорные: микроклин, эпидот, алланит, гранат.

Группа 5. Амфиболиты (рис. 3.1, Д–Е). Текстура – сланцеватая. Структура – лепидогранобластовая. Минеральный состав: амфибол (65-70%), кварц (15-20%), плагиоклаз (5-10%), хлорит (0-5%). Акцессорные: титанит, биотит.

Толща базальтовых метапорфиритов (метабазальтов)

Группа 6. Эпидот-амфиболовые сланцы. Текстура – сланцеватая, линзовидно-полосчатая, структура – нематопорфиробластовая. Состоят из амфибола (35-40%), эпидота (25-30%), плагиоклаза (20-25%), рудного минерала (3-5 %). Для пород характерны крупные обособления линзовидного облика, выполненные эпидотом и плагиоклазом, а также плагиоклазовые полосы, которые интерпретируются как деформированные и растянутые первичные миндалины. В ряде случаев эти обособления могут являться результатом метасоматоза (Мыскова и др., 2014).

Группа 7. Рассланцованные амфиболиты. Текстура – линзовидно-полосчатая, структура – нематопорфиробластовая. Состоят из амфибола (40-45%), плагиоклаза (20-25%), эпидота (10-15%), кальцита (10-15%), рудный минерал (3-5 %). Эти породы рассланцованы и деформированы сильнее, чем породы предыдущей группы.

Карбонатносланцевая толща

Группа 8. Биотит-амфибол-магнетит-хлоритовые сланцы с мусковитом. (рис. 3.1, Ж–З). Текстура – сланцеватая, структура – лепидонематогранобластовая. Минеральный состав: кварц (55-60%), хлорит (15-20%), магнетит (5-10%), амфибол (5-10%), биотит (5%), мусковит (3-5%). Акцессорными минералами являются апатит, алланит.

Группа 9. Двуслюдяные сланцы со ставролитом. Текстура – сланцеватая, линзовидно-полосчатая, структура – лепидопорфирогранобластовая. Минеральный состав: биотит (30-35%), кварц (30-35%), мусковит (25-30%), ставролит (3-5%). Акцессорные: гранат, рудный минерал.

Группа 10. Биотитовые кварцитогнейсы с хлоритом. Текстура – гнейсовидная, наблюдаются признаки первично-осадочной слоистой текстуры. Структура – лепидогранобластовая. Состоят из кварца (75-80%), биотита (15-20%), хлорита (3-5%). Акцессорные: эпидот, клиноцоизит, мусковит, рудный минерал. Несмотря на отсутствие плагиоклаза, в названии породы присутствует обозначение «гнейс», так как в литературе по Кейвам для описания данных пород, по структурно-текстурным особенностям похожим на гнейс, используется именно термин кварцитогнейс, а не кварцит (Белолипецкий и др., 1980).

Группа 11. Биотитовые сланцы с мусковитом. Эти породы являются деформированными аналогами предыдущих пород (биотитовых кварцитогнейсов с хлоритом). Текстура – сланцеватая, неявно выраженная тонкополосчатая. Структура – лепидогранобластовая. Состоят преимущественно из кварца (80-85%), в подчиненном количестве присутствуют биотит (10-15%) и мусковит (3-5%). Акцессорные минералы: клиноцоизит и рудный минерал.

Кейвские парасланцы

Песцовотундровская свита

Группа 12. Мусковитовые кварциты. Текстура – сланцеватая. Структура – лепидогранобластовая. Практически мономинеральная порода, состоящая из кварца, в подчиненном количестве присутствует мусковит (5–10%), определяющий сланцеватую текстур кварцитов. В некоторых разностях содержание мусковита повышается до 15–20%, и породы представляют собой мусковит-кварцевые сланцы.

Выхчуртская свита

Группа 13. Мусковит-кианитовые парасланцы (рис. 3.2). Текстура – сланцеватая. Структура – лепидонематопорфирогранобластовая. Состоят главным образом из кианита (30–40%), кварца (25–30%) и мусковита (20–25%). В подчиненном количестве присутствуют ставролит и кордиерит, содержание которых может достигать 10%. Акцессорные минералы представлены биотитом и рудным минералом.

Последовательность метаморфического минералообразования

Для пород серповидного комплекса была установлена следующая последовательность метаморфического минералообразования: (1) роговая обманка (самая ранняя), (2) гранат (?), (3) мелко-, среднечешуйчатый и порфиробластический биотит в ассоциации с мусковитом и магнетитом, (4) хлорит в ассоциации с тремолитом-актинолитом, (5) самый поздний хлорит.

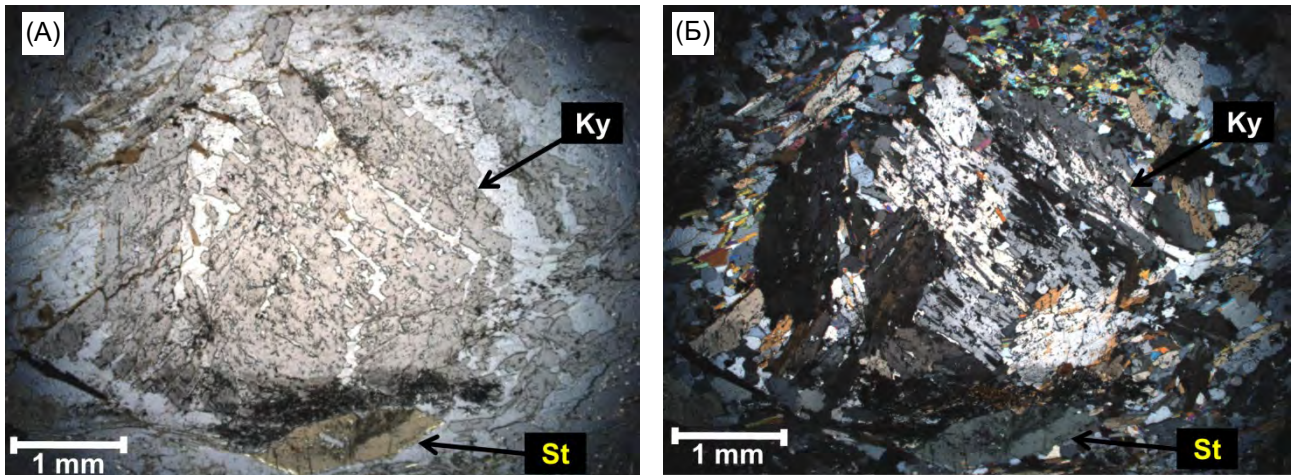


Рис. 3.2. Микрофотографии кристаллов кианита в кейвских парасланцах (А – без анализатора; Б – с анализатором).

Роговая обманка интерпретируется как самый ранний минерал, так как она наблюдается в виде реликтовых зёрен и срезается остальными минералами, в частности, биотитом (рис. 3.3).

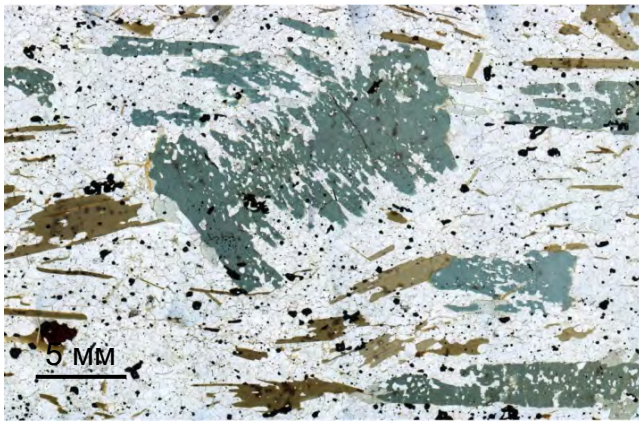


Рис. 3.3. Срезание реликтового зерна амфибола биотитом в биотит-амфиболовом сланце с хлоритом и магнетитом.

Биотит и мусковит, скорее всего, образовались одновременно, так как не выявлено признаков развития одного минерала по другому. Эти два минерала образуют единый структурный парагенезис, о котором будет сказано в следующем разделе. Необходимо отметить присутствие магнетита, цепочки зёрен которого, часто удлиненные, образуют плоскостную текстуру. Эта текстуру можно интерпретировать как слоистость, градационные и ритмичные типы которой,

определяемые асимметричным распределением зёрен магнетита в пределах одного ритма (содержание магнетита плавно увеличивается от кровли к подошве ритма), описаны в магнетитовых кварцитогнейсах (Никитин, 2011; Мудрук и др., 2013).

Точное место граната в этой последовательности остается неясным, но он, вероятно, образовался до биотита. Это предположение основано на следующих наблюдениях. В зёрнах граната присутствуют мелкие включения кварца и магнетита, ориентировка которых даёт реликтовую (до образования граната) плоскостную текстуру (предположительно слоистость). Ориентировка этой слоистости неупорядочена и не совпадает с направлением сланцеватости, образованной биотитом с ассоциацией с мусковитом. Вероятнее всего, гранат при кристаллизации сохранил в себе эту слоистость, что нередко отмечается в метаморфизованных осадочных породах (Passchier, Trouw, 2005). Затем при деформациях, сопровождавшихся кристаллизацией

биотита, гранат испытывал вращение и, как жесткий и устойчивый минерал, в целом сохранил свою первоначальное внутреннее строение, чем и объясняется разная ориентировка сохранившейся в нем слоистости. В литературе широко известны примеры определения кинематики по вращавшимся порфиروبластам граната, однако в нашем случае использование порфиробластов граната с реликтами в них слоистости как кинематических индикаторов оказалось невозможным.

Хлорит является самым поздним, так как он срезает все остальные минеральные зерна. Кроме того, он является минералом, обычно образующимся на поздних стадиях регрессивной ветви метаморфизма. Установлено не менее трех его генераций. Одна из этих генераций, скорее всего, образовалась вместе с амфиболом тремолит-актинолитового ряда, так как не выявлено каких-либо признаков развития одного минерала по-другому. Кроме того, оба минерала образуют единые ориентировки сланцеватости. Другая генерация является наиболее поздней, так как сечет все вышеупомянутые минеральные формы. Время образования третьей генерации точно не установлено, однако очевидно, что она образовалась на тех же поздних этапах метаморфизма, что и две другие генерации. Морфология зерен хлорита этих трех генераций следующая: 1) мелкочешуйчатый хлорит, образующий единый структурный парагенезис с амфиболом тремолит-актинолитового ряда; 2) мелкочешуйчатый хлорит, секущий все более ранние минералы; 3) хлорит, дающий в целом изометричные зёрна неправильной формы.

3.2. Количественная оценка деформации

3.2.1. Принципы оценки величины деформации

Деформация горных пород описывает характер изменения местоположения материальных частиц, которые слагают то или иное геологическое тело, и включает три компонента - перемещение, вращение и изменение формы (стрейн³) (Hanmer, Passchier, 1991; van der Pluijm, Marshak, 2004). Компоненты перемещения и вращения описывают изменение местоположения материальных частиц относительно других объектов во внешней системе координат. Стрейн же описывает изменение местоположения материальных частиц внутри геологического тела по отношению друг к другу во внутренней системе координат.

³ Термин "стрейн", применяемый в современной структурной геологии литературе для более строгого описания изменений первоначальной формы геологического объекта, которые происходят при деформации породы, используется главным образом в данном разделе, посвященном количественной оценке деформации. В других разделах обычно употребляется более общий термин "деформация".

Для описания изменений, произошедших с породой в результате стрейна, применяется концепция эллипсоида конечной деформации (стрейн-эллипсоида) (Войтенко, Худолей, 2008; Ramsay, Huber, 1983; van der Pluijm, Marshak, 2004). Применение данной концепции подразумевает, что при рассмотрении некоторого объема исходной недеформированной породы в него необходимо вписать воображаемую сферу. После того, как рассматриваемый объем породы испытал стрейн, сфера преобразуется в эллипсоид. В объеме породы всегда будут находиться три материальные линии, угол между которыми как до, так и после наложенного стрейна составляет 90 градусов. Эти три взаимоперпендикулярные линии соответствуют трем осям получившегося в результате стрейна эллипсоида, а сам эллипсоид называется эллипсоидом конечной деформации или стрейн-эллипсоидом (рис. 3.4). Относительные изменения длин

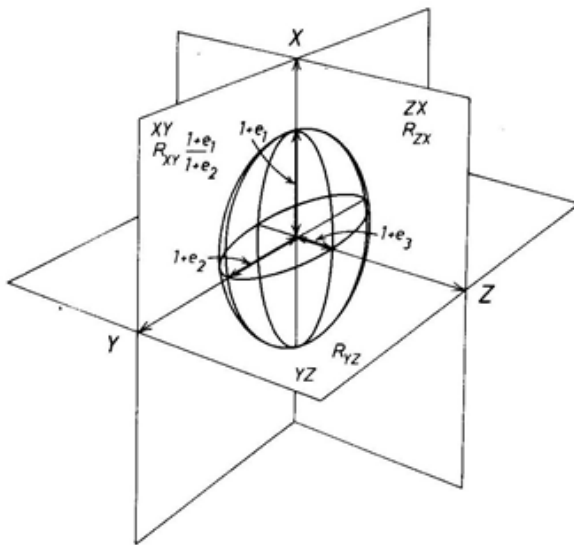


Рис. 3.4. Эллипсоид конечной деформации; e – продольная деформация, равная отношению $(l' - l)/l$, где l – длина линии до деформации, а l' – после деформации (Ramsay, Huber, 1983).

материальных линий вдоль соответствующих осей эллипсоида конечной деформации называются продольной деформацией (она обозначается как величина e), и определение этих изменений позволяет выразить количественную оценку деформации (рис. 3.4). Оси эллипсоида конечной деформации обозначаются индексами X, Y и Z. Ось X является осью максимального удлинения породы во время деформации, ось Z отвечает направлению максимального укорочения породы, а ось Y является промежуточной, вдоль которой может происходить как удлинение, так и укорочение. Применение концепции эллипсоида деформации подразумевает, что рассматриваемая порода испытала гомогенный стрейн⁴. На практике, однако, в большинстве случаев порода испытывает гетерогенный стрейн. В таком случае, рассматриваемый объем породы можно разбить на области, которые в первом приближении испытали гомогенный стрейн, и тогда для характеристики деформации этих областей можно применить концепцию эллипсоида деформации.

⁴ Гомогенный стрейн характеризуется тремя условиями: (1) изначально прямые материальные линии остались прямыми; (2) изначально параллельные материальные линии остались параллельными; (3) окружности трансформировались в эллипсы (или сферы трансформировались в эллипсоиды, если речь идет о трёхмерном пространстве) (van der Pluijm, Marshak, 2004).

Измерить удлинение или укорочение материальных линий в результате стрейна в реальных геологических объектах является трудновыполнимой задачей. Во-первых, в деформированной породе необходимо обнаруживать маркёры – объекты, приблизительная форма которых была известна до деформации. Такими маркёрами могут быть окаменелости, миндалины, оолитовые конкреции и др. Во-вторых, даже при наличии маркёров, в каждом конкретном случае крайне сложно узнать точные размеры объекта до деформации. Поэтому для количественной оценки деформации обычно сравниваются не длины линий до и после стрейна, а величины отношений между каждой парой из трёх взаимоперпендикулярных линий (эти линии соответствуют осям эллипсоида деформации в деформированной породе). То есть, в исходной недеформированной породе любые взаимоперпендикулярные линии, проходящие через центр исходного шара, равны друг другу, и отношения между ними будут равны единице. В деформированной же породе при увеличении степени деформации длина оси X все более превышает длину оси Z , и отношение этих осей, обозначаемое как R_{XZ} , возрастает. Таким образом, чем больше величина R_{XZ} , тем значительнее деформирована порода. Аналогичным образом можно измерить отношения между другими осями, то есть R_{XY} и R_{YZ} .

3.2.2. Оценка величины деформации в ядре Серповидной синформы

Как было указано в разделе 2.5, мощность верхнего (северного) крыла⁵ в ядре гигантской Серповидной колчановидной складки приблизительно в 40 раз превышает мощность нижнего (южного) крыла. Полевые наблюдения показывают, что породы верхнего крыла остались практически недеформированными, в то время как породы нижнего испытали значительные деформации. Эти деформации связываются с тем, что нижнее крыло является подошвой Серповидного тектонического покрова (Mudruk et al., 2022). Для исследования величины деформации на разных крыльях ядра Серповидной колчановидной складки были выбраны базальтовые метапорфириты (далее метапорфириты; деформированные разновидности этих пород соответствуют группам пород 6 и 7 в разделе 3.1). Благодаря детальному магнитному картированию, толща метапорфиритов непрерывно прослеживается от верхнего крыла к нижнему и образует овал на эрозионном срезе (рис. 2.3 и 2.4). Даже в обнажениях было видно, что в метапорфиритах верхнего крыла хорошо сохранились эпидот-кальцитовые и

⁵ Выше было указано, что Серповидная синформа условно подразделяется на ядро (рифтогенные породы) и крылья (высокоглиноземистые метаосадки, т.е. кейвские парасланцы). Однако само ядро состоит из нескольких толщ, каждую из которых, в зависимости от её положения относительно осевой поверхности, можно рассматривать как разные крылья Серповидной синформы внутри этого ядра. Исходя из этого, далее в тексте для описания положения толщ ядра будут использоваться словосочетания "крыло ядра", "северное крыло ядра" и т.п.

плагиоклазовые обособления изометричной либо близкой к изометричной формы, интерпретируемые как миндалины (рис. 3.5, А). Эти обособления и были приняты за маркер деформации. На нижнем крыле метапорфириты сильно рассланцованы и имеют тонкозернистую структуру, обособления же расплющены и преобразованы в сильно уплощенные полоски, линзочки и овалы (рис. 3.5, Б–В). Были отобраны пять образцов деформированных метапорфиритов, количество деформированных миндалинов в которых было достаточно для определения статистически значимых величин R_{XZ} , R_{YZ} и R_{XY} . Также было взято два образца для проведения статистически значимых расчетов максимальных (R_{max}), промежуточных (R_{mean}) и минимальных (R_{min}) отношений осей недеформированных миндалинов. Ограниченное количество образцов связано с очень плохой обнаженностью metabasaltовой толщи и небольшими размерами подавляющего большинства коллювиальных глыб метапорфиритов, в которых можно было сделать статистически значимые измерения миндалинов.

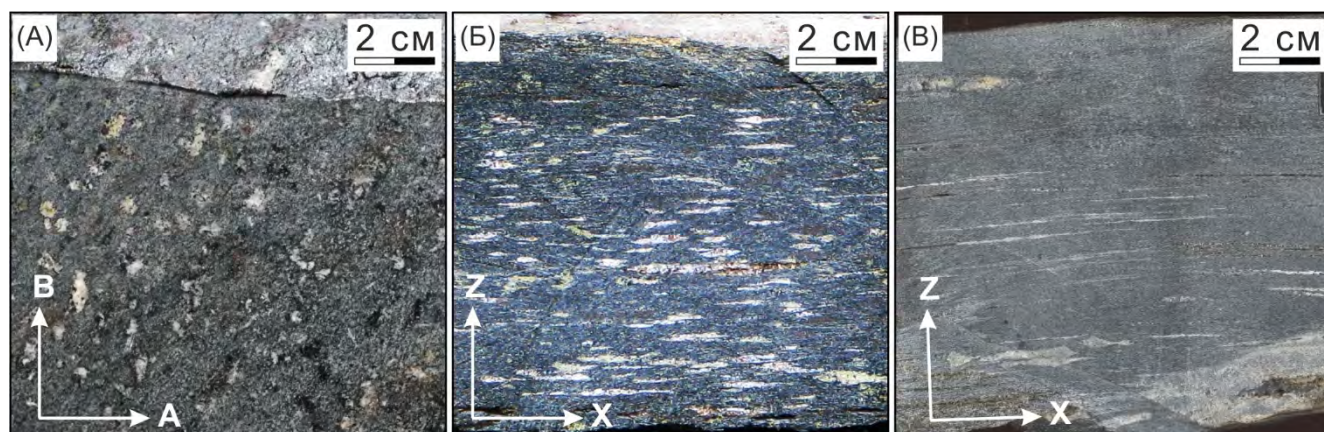


Рис. 3.5. Базальтовые метапорфириты Серповидной структуры: (А) недеформированное верхнее крыло; (Б–В) деформированное нижнее крыло, образцы взяты в 100 м (Б) и 5 м (В) от границы.

Для измерения осей эллипсоида образцы деформированных метапорфиритов распиливались параллельно плоскостям XZ и YZ эллипсоида конечной деформации, которые определялись согласно работе (Hanmer, Passchier, 1991) по ориентировке линейности растяжения (заметно удлиненные миндалины) и сланцеватости (плоскости уплощенности миндалинов) (рис. 3.5; Приложение). Образцы недеформированных метапорфиритов распиливались параллельно двум случайным взаимоперпендикулярным плоскостям, маркированным как AB и BC ; образцы деформированных метапорфиритов распиливались параллельно плоскостям XZ и YZ эллипсоида деформации (рис. 3.5; Приложение). Каждая плоскость фотографировалась для дальнейших исследований. По фотографиям в графическом редакторе CorelDraw измерялись длины осей миндалинов в соответствующих плоскостях эллипсоида конечной деформации, и затем рассчитывались отношения между ними. По совокупности отношений осей миндалинов в пределах образца определялись их средние значения. В исследовании использовались только миндалины

максимально уплощенной морфологии (вытянутые в полоски), выполненные плагиоклазом, либо пустоты. Эпидот-кальцитовые обособления не измерялись, так как их образование могло быть связано с метасоматозом (Мыскова и др., 2014), и в таком случае неясно время проявления этого события по отношению к деформациям.

Образцы недеформированных метапорфиритов 1 и 2 были взяты из верхнего крыла ядра Серповидной синформы (рис. 3.6). Для них измерялись длины взаимоперпендикулярных осей миндалинов в направлениях, обозначенных как А, В и С (см. Приложение). При расчете отношений между ними, в каждой плоскости использовались таковые более длинной оси к более короткой. Соответственно, для каждой пары осей было рассчитано три значения отношений, интерпретируемых как максимальные (R_{max}), промежуточные (R_{mean}) и минимальные (R_{min}) (табл. 1). Эти отношения характеризуют первичную морфологию миндалинов.

Образцы деформированных метапорфиритов 3, 4, 5, 6 были взяты из нижнего крыла Серповидной синформы примерно в 100 м к северу от тектонической границы с кейвскими парасланцами (то есть от подошвы Серповидного тектонического покрова), а образец 7 – в пяти метрах от границы, то есть почти на самой границе (рис. 3.6). Для образцов были рассчитаны отношения осей эллипсоида деформации R_{XZ} , R_{YZ} и R_{XY} , при этом для образца 7 оказалось возможным измерение только величины R_{XZ} (табл. 1).

Величины R_{max} , R_{mean} и R_{min} для образцов недеформированных пород верхнего крыла, как и ожидалось, равны примерно единице (табл. 1, обр. 1 и 2). В деформированных разновидностях величина R_{XZ} изменяется от 9 в 100 метрах от границы и до 25 почти на самой границе (рис. 3.5, табл. 1 обр. 3–7). Видно, что по мере приближения к тектонической границе величина деформации значительно возрастает. Несмотря на ограниченное число изученных образцов метапорфиритов, этот вывод уверенно распространяется на все нижнее крыло Серповидной колчановидной синформы благодаря большому количеству наблюдений интенсивно рассланцованных метапорфиритов в коллювии, расположенном в пределах metabазальтовой толщи в нижнем крыле согласно данным магнитной съемки. Учитывая наблюдение фрагментов расплюснутых миндалинов в коллювиальных обломках, можно говорить, что величина деформации R_{XZ} превышает 25. При этом в верхнем крыле наблюдались только коллювиальные глыбы и обломки практически недеформированных метапорфиритов, а в обоих замках – почти недеформированных или слабо деформированных метапорфиритов.

Зная значения отношений осей эллипсоида конечной деформации R_{XZ} и R_{YZ} , и используя диаграмму Флинна, которая наглядно иллюстрирует тип эллипсоида деформации, можно определить характер деформации: (1) двумерная деформация, когда в одном из направлений деформация отсутствует (plane strain, $X \geq Y = 1 \geq Z$); (2) удлинение вдоль оси X при укорочении в направлениях, перпендикулярных удлинению (constriction, $X > Y \geq Z$); (3) уплощение, то есть

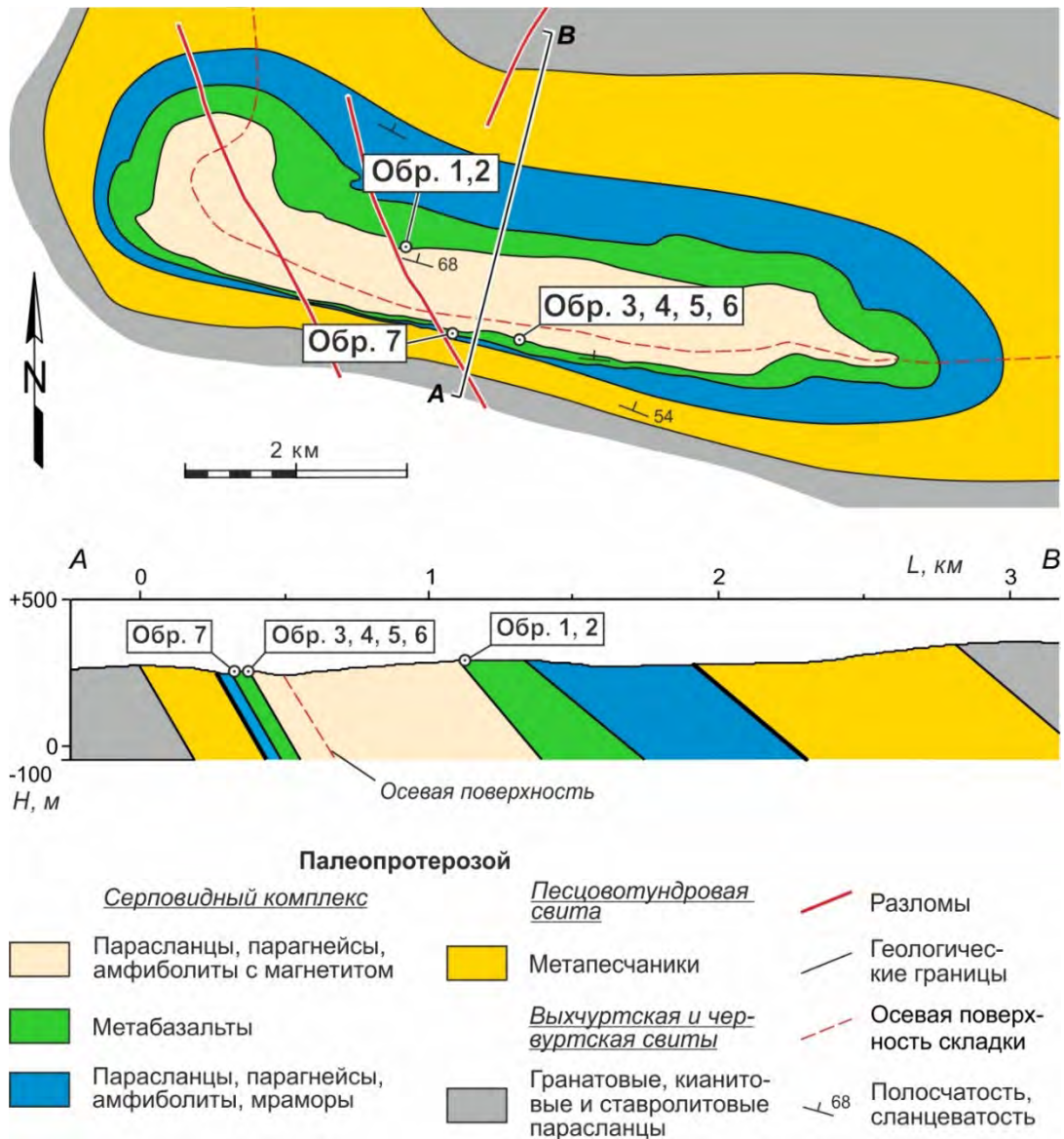


Рис. 3.6. Места отбора образцов метапорфиритов для количественного определения величины деформации в ядре Серповидной колчановидной синформы и разрезе по линии А-В (с изменениями и упрощениям по работе (Mudruk et al., 2022)). Точки отбора образцов не лежат в плоскости разреза и являются проекциями на эту плоскость.

сопоставимое по величинам удлинение в двух взаимоперпендикулярных направлениях (flattening, $X \geq Y > Z$) (Ramsay, Huber, 1983). Следует напомнить, что плоскость, в которой лежат оси X и Z (плоскость XZ эллипсоида конечной деформации), соответствует плоскости, параллельной линейности и перпендикулярной сланцеватости (Hanmer, Passchier, 1991).

Для определения типа эллипсоида деформации был использован логарифмический вариант диаграммы Флинна – диаграмма Рэмзи (van der Pluijm, Marshak, 2004; Rey, 2016). Для четырех образцов (№ 3–6, см. табл. 1), взятых из нижнего крыла в 100 метрах от тектонической границы, были вычислены параметры $\ln(R_{XZ})$ и $\ln(R_{YZ})$, а также параметр K по формуле $K = \ln(R_{XZ}) / \ln(R_{YZ})$. Результаты показаны на рис. 3.7. Точки образцов 3 и 6 попали в поле видимого уплощения (apparent flattening field), а точки образцов 4 и 5 попали в поле удлинения за счет

Табл. 1. Отношения трех взаимно перпендикулярных осей недеформированных (обр. 1–2) и деформированных (обр. 3–7) миндалей в базальтовых метапорфиритах Серповидного комплекса; оси деформированных миндалей измерялись в плоскостях, выпиленных параллельно плоскостям XY и XZ эллипсоида деформации, и принимаются за оси эллипсоида деформации.

№ образца	Число измеренных миндалей	Место отбора	R_{max}	R_{mean}	R_{min}
1	58	Верхнее крыло	1,14	1,08	1,06
2	91	Верхнее крыло	1,09	1,08	1,01
			R_{XZ}	R_{XY}	R_{YZ}
3	783	Нижнее крыло, 100 м от границы*	11,01	2,81	3,92
4	345	Нижнее крыло, 100 м от границы	8,57	3,26	2,63
5	233	Нижнее крыло, 100 м от границы	10,35	3,43	3,02
6	112	Нижнее крыло, 100 м от границы	12,15	2,7	4,49
7	50	Нижнее крыло, 5 м от границы	25,4	—	—

* Граница – подошва Серповидного тектонического покрова.

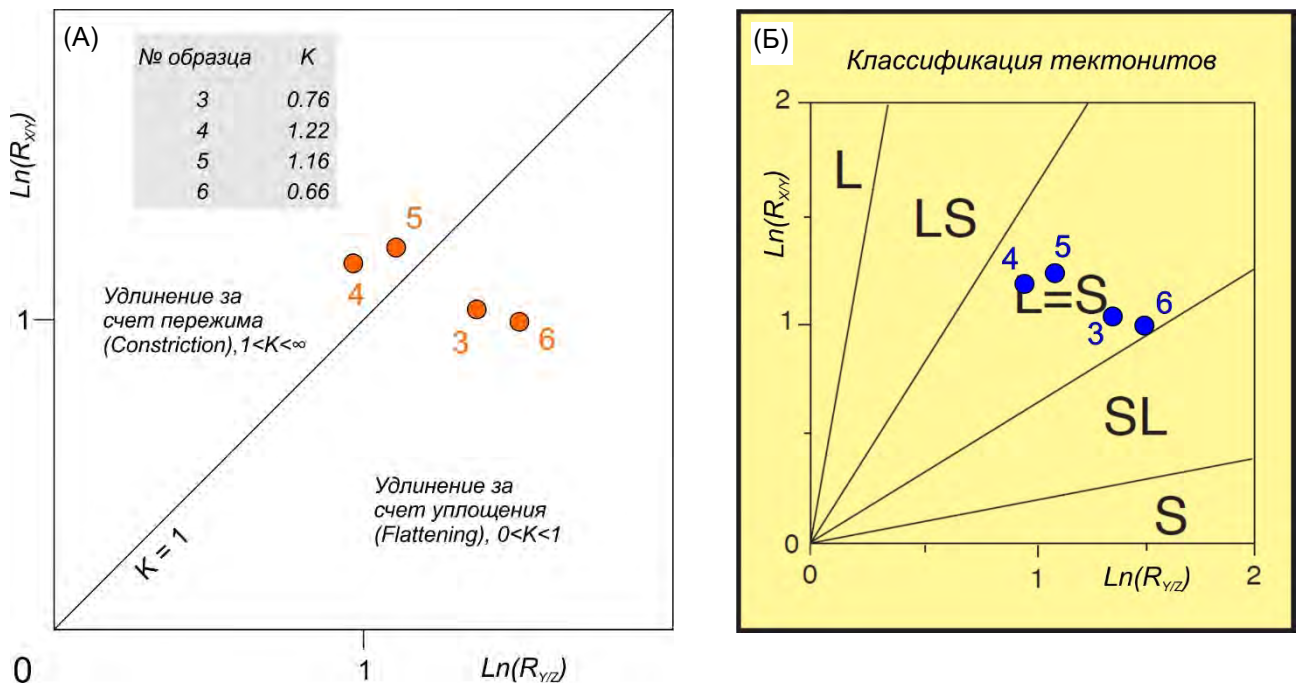


Рис. 3.7. Точки образцов базальтовых метапорфиритов на диаграмме Рэмзи (van der Pluijm, Marshak, 2004) (А) и на диаграмме классификации тектонитов (Rey, 2016)

равномерного пережима со всех сторон или линейаризации (apparent constriction field). При этом все четыре точки располагаются в поле L=S-тектонитов, которое отвечает переходу от уплощения к полю удлинения, разделенных прямой линией, образованных точками со значением

$K = 1$. Это линия отвечает разной величине двумерной деформации, когда в одном из направлений деформация отсутствует (plane strain). Для L=S-тектонитов характерна примерно одинаковая степень развития как сланцеватости, так и линейности (Rey, 2016).

Установленная и количественная оцененная асимметрия в деформации крыльев ядра Серповидной колчановидной синформы, которая интерпретируется как ныряющая антиклиналь (Мудрук и др., 2013; Мудрук, 2014; Raevsky et al., 2019), позволяет говорить о ее принципиальном сходстве в данном отношении с ныряющими антиклиналями в Гельветских покровах в Альпийском орогенном поясе (рис. 2.5Б; Ramsay, 1981). Величина R_{xz} как показатель величины деформации на верхнем крыле крупной ныряющей антиклинали в покрове Моркле составляет 4, тогда как значение R_{xz} на нижнем крыле равно 100. Подобная разница величины деформации соответственно наблюдается на верхнем и нижнем крыльях ядра Серповидной колчановидной складки.

Изложенный материал, посвященный количественной оценке деформации, позволяет сформулировать **первое защищаемое положение**.

В ядре лежащей гигантской Серповидной колчановидной синформы в северо-восточном форланде палеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизионного орогена установлена и количественно определена резкая асимметрия распределения величины деформации R_{xz} относительно ее осевой поверхности ($R_{xz} = 25$ в нижнем крыле и ~ 1 в верхнем). Это делает её схожей с ныряющими асимметричными антиклиналями Гельветских покровов в северном форланде Альпийского орогена и свидетельствует о её размещении в подошве тектонического покрова.

Данные по величине деформации на разных крыльях ядра Серповидной колчановидной складки, полученные автором, приведены в (Balagansky et al., 2012; Мудрук и др., 2013; Mudruk et al., 2022).

3.3. Общие сведения о кинематических индикаторах в зонах сдвигового течения

Сдвиговые зоны в горных породах (*shear zones* в англоязычной литературе) – это линейные на эрозионном срезе (при соотношении их длины к ширине более, чем 5:1) (Ramsay, Huber, 1987) или таблитчатые в объеме (Fossen, 2010) зоны, в которых величина деформации выше, чем в бортах таких зон. Х. Фоссен (Fossen, 2010) отмечает, что при рассмотрении сдвиговых зон обычно принимается, что их образование происходило при наличии компонента простого сдвига (некоаксиальной деформации), однако в общем смысле сдвиговой зоной можно считать таковую и при наличии только чистого сдвига (коаксиальной деформации). Сдвиговые зоны образуют единый ряд структурных форм с разломами, и именно деформация простого

сдвига в сдвиговых зонах обуславливает это родство, так как в этом случае борта сдвиговых зон, как и борта или крылья разломов, смещаются относительно друг друга. Необходимо особо подчеркнуть, что термин "сдвиговая зона" не относится к зонам, связанным с разломами типа сдвига, и для избежания путаницы в литературе также используется термин "зона сдвигового течения" (Слабунов и др., 2021). В верхней коре (до глубин 10–12 км (Rudnick, Fountain, 1995)) обычные разломы, в которых резко преобладают хрупкие деформации, можно классифицировать как хрупкие сдвиговые зоны (Ramsay, Huber, 1987). В средней и нижней коре сдвиговые зоны являются естественным продолжением хрупких разломов верхней коры, и они являются результатом пластических деформаций либо их комбинации с хрупкими деформациями, чем сдвиговые зоны принципиально отличаются от разломов (Ramsay, Huber, 1987; Fossen, 2010). В обзоре сдвиговых зон (Fossen, Cavalcante, 2017) отмечается, что их более общее разделение на хрупкие и пластические следует делать не на основе хрупкого или пластического механизма деформации породы, а на основе того, присутствует ли плавный градиент увеличения степени деформации от бортов к центру сдвиговой зоны (для пластических сдвиговой зоны), или степень деформации увеличивается скачкообразно (для хрупких сдвиговых зон).

Компонент деформации простого сдвига, обычно присутствующий при образовании и развитии сдвиговых зон, приводит к формированию видимых на плоскости специфических структур с моноклинной симметрией⁶. Характерная геометрия таких структур позволяет использовать их в качестве кинематических индикаторов знака относительных перемещений блоков горных пород (*shear sense* или *sense of shear* в англоязычной литературе) (Hanmer, Passchier, 1991; Passchier, Trouw, 2005). При описании знака движений используются те же характеристики, что и при определении типа разломов. В случае смещения бортов сдвиговых зон по простиранию плоскости сдвига (*shear plane* в англоязычной литературе), говорят о правосторонних или левосторонних сдвиговых зонах. При смещении верхнего борта сдвиговой зоны относительно нижнего вверх по ее падению (надвиг или взброс) выделяют сдвиговые зоны надвигового (взбросового) типа, а их образование связывается со сжатием данного участка земной коры. Соответственно, при сбросе верхнего борта говорят о сбросовом характере движений в условиях растяжения.

Таким образом, и хрупкие, и пластические сдвиговые зоны являются индикаторами характера и направления тектонических движений во всем разрезе земной коры, а также ее сжатия или растяжения. Это обстоятельство позволяет реконструировать направление тектонических движений как в орогенах всех типов, причём во всех их составных частях, так и в

⁶ Под моноклинной симметрией подразумевается наличие у наблюдаемых структур как минимум оси симметрии второго порядка, перпендикулярной плоскости наблюдения, а при определенных допущениях также плоскости симметрии и центра инверсии.

структурах растяжения. В конечном счёте, сдвиговые зоны служат источником информации о характере и направлении тектонических движений и режима сжатия или растяжения во всех тектонических структурах Земли и во время любого периода тектонической активности на протяжении всей её геологической истории.

Размеры кинематических индикаторов в пластических сдвиговых зонах, которые обычны в метаморфических породах всех фаций метаморфизма, варьируют от первых миллиметров до первых сантиметров, но также встречаются кинематические индикаторы размером первые метры и даже десятки метров (Ramsay, Huber, 1987; Passchier et al., 1990; Hanmer, Passchier, 1991; Passchier, Trouw, 2005; Fossen, 2010). На рис. 3.8 приведены несколько типов кинематических индикаторов, наиболее часто встречающихся в пластических сдвиговых зонах. Определение знака движений можно делать только в плоскости XZ эллипсоида конечной деформации. На практике это плоскость, которая располагается перпендикулярно сланцеватости в сдвиговой зоне и параллельно линейности (рис. 3.9). Обычно для таких целей отбираются ориентированные образцы, в которых затем выпиливается нужная для наблюдений плоскость.

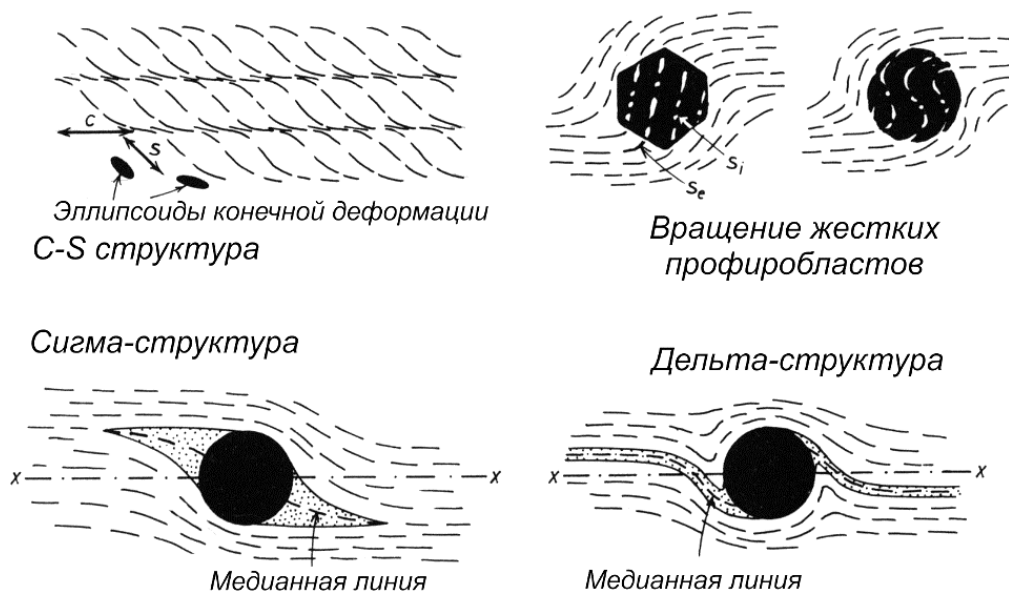


Рис. 3.8. Главные типы кинематических индикаторов в метаморфических породах, испытавших деформацию простого сдвига (некоаксиальную деформацию; левосторонний знак сдвига во всех случаях) (Ramsay, Huber, 1987).

Важными кинематическими индикаторами являются колчановидные складки (*sheath folds* в англоязычной литературе), при условии, что известна их объёмная морфология. Размеры таких складок могут достигать десятков километров. Колчановидными называют складки с шарнирами криволинейной формы и величине изгиба шарнира более 90° (Cobbold, Qunquis, 1980; Ramsay, Huber, 1987; Alsop, Holdsworth, 2004b). По внешнему виду такие складки похожи на ножны, колчан или сплюснутый конус с округлой вершиной. В сечениях, которые расположены



Рис. 3.9. Расположение плоскости XZ эллипсоида деформации относительно линейности и сланцеватости (по работе (Hanmer, Passchier, 1991)).

перпендикулярно длинной оси колчана или сплющенного конуса, слои, смятые в складку, образуют эллипсы, которые в литературе часто называют очковыми структурами. Основные геометрические элементы колчановидных складок приведены на рисунке 3.10. Колчановидные складки, наблюдаемые в зонах сдвигового течения в метаморфических породах, рассматривают как индикаторы прогрессивной (нарастающей, накапливающейся) и значительной деформации (Alsop, Holdsworth, 2004a, 2004b). Подробный обзор колчановидных складок в отечественной литературе даётся в работе (Мудрук, 2014).

Колчановидные складки часто генетически связаны с надвигами (Lacassin, Mattauer, 1985; Grujić, 2006). Гигантские колчановидные структуры (их размеры составляют десятки километров) свидетельствуют о существенных горизонтальных перемещениях в коллизионных орогенах (Vollmer, 1988; Searle, Alsop, 2007). Колчановидные складки также могут быть связаны с проявлением тектоники канального течения (channel flow), и в таких случаях они также могут иметь размеры десятков километров (Bonamici et al., 2011). К таким гигантским складкам принадлежит и палеопротерозойская Серповидная колчановидная складка, представляющая собой изоклиналную синформу с пережатым ядром и криволинейным шарниром с апикальным углом около 50° (Мудрук и др., 2013; Mudruk et al., 2022).

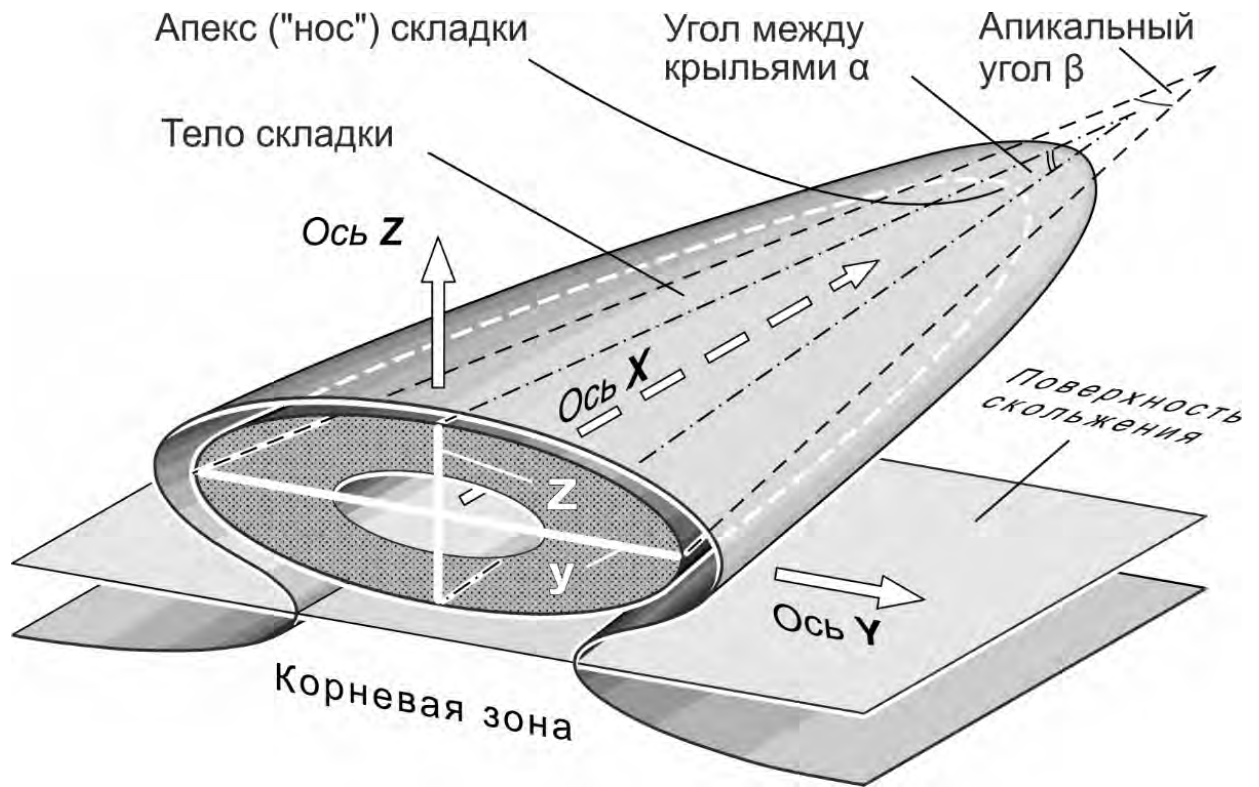


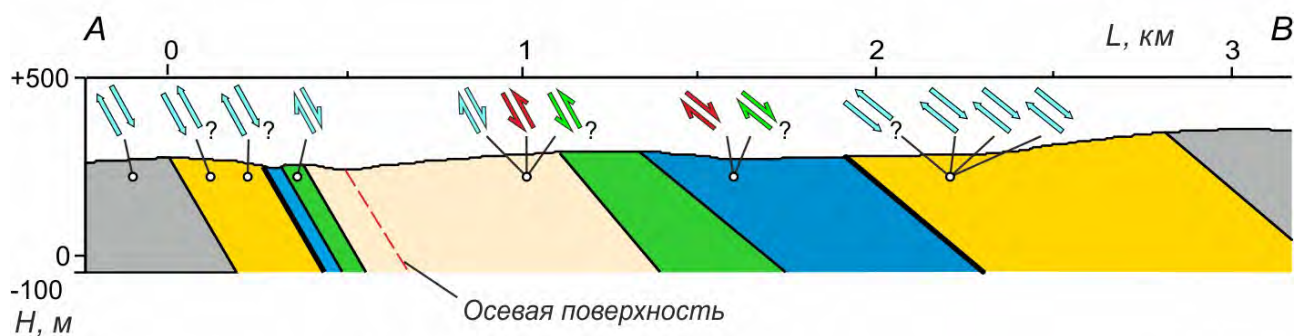
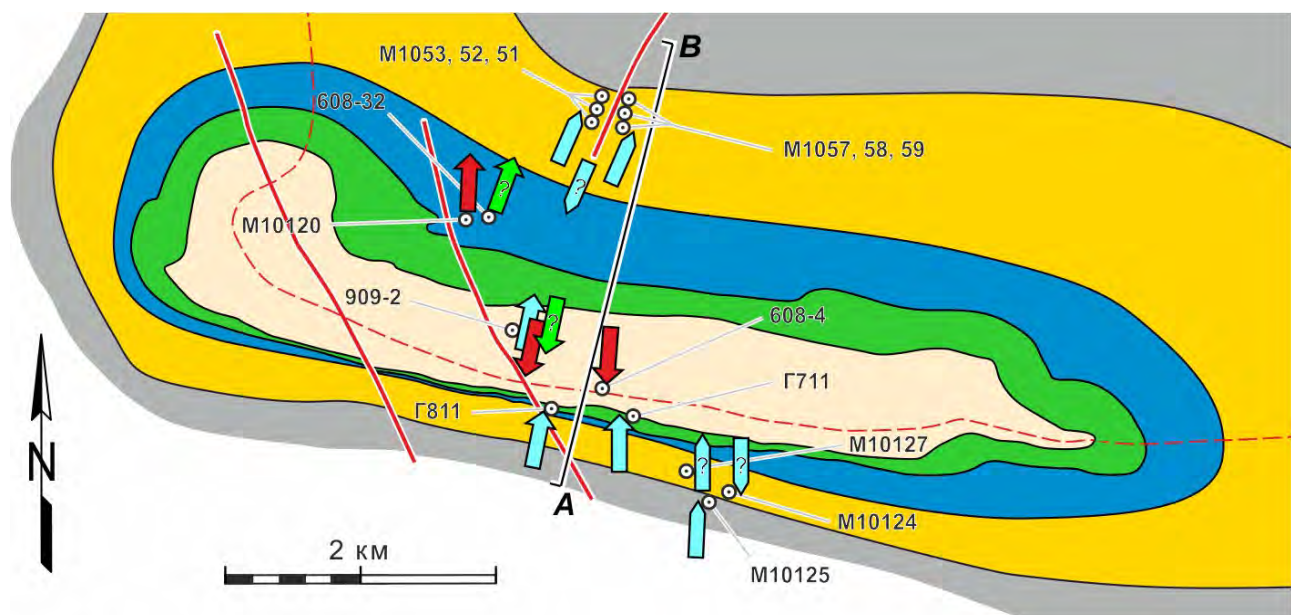
Рис. 3.10. Элементы колчановидной складки; с изменениями по (Alsop, Holdsworth, 2012; Reber et al., 2012; Cornish and Searle, 2017).

3.4. Деформационные структуры и их кинематическая интерпретация

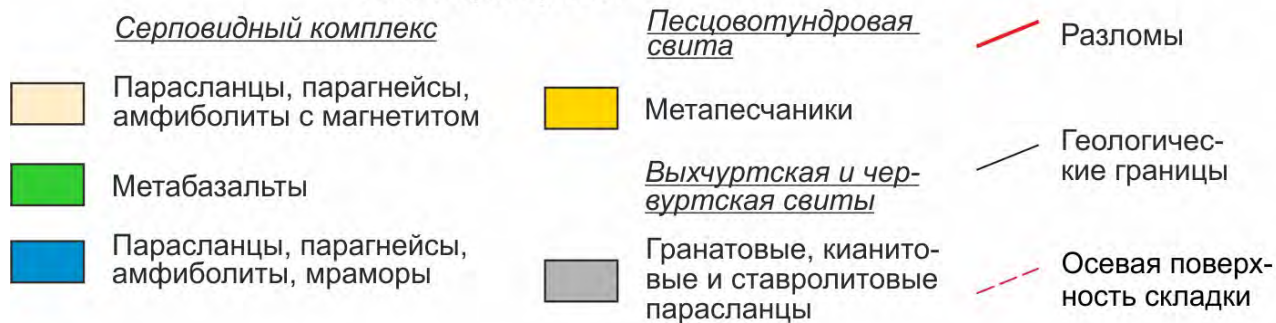
3.4.1. Характеристика образцов

Для кинематических исследований были взяты образцы из центральной части сложного рифтогенными породами ядра Серповидной колчановидной синформы (серповидного комплекса). Также были взяты образцы кейвских парасланцев песчовотундровской свиты (Загородный, Радченко, 1988; Радченко и др., 1994) или серии (Белолипецкий и др., 1980), а также кейвских парасланцев червуртской и выхчуртской свит (Белолипецкий и др., 1980; Радченко и др., 1994) слагающих крылья этой синформы. Точки отбора образцов показаны на рис. 3.11.

Породы в центральной части Серповидной колчановидной синформы падают преимущественно к северу и север-северо-востоку под крутыми и средними углами (рис. 2.4; ориентировки структурных элементов приведены на рис. 5 в работе (Mudruk et al., 2022)). Линейность в пределах участка погружается к северу и север-северо-востоку под крутыми и средними углами. Считается, что эта линейность образовалась во время надвигания рифтогенных пород ядра Серповидной колчановидной синформы к северу; с этим надвиганием связано и формирование колчановидной морфологии этой синформы (Мудрук и др., 2013; Mudruk et al., 2022). Вероятно, поверхность надвига была криволинейной, и она падала как к северу, так и к



Палеопротерозой



Кинематика тектонических движений в плане (а) и на разрезе (б):

На крыльях, в кейвских парасланцах

(а) ↑ (б) ↓↓ первая стадия

(а) ↑ (б) ↓↓ вторая стадия (по биотиту)

В рифтогенном ядре

(а) ↑ (б) ↓↓ первая стадия (по роговой обманке и эпидоту)

(а) ↑ (б) ↓↓ третья стадия (предполагаемая, по хлориту)

Рис. 3.11. Кинематика тектонических движений в Серповидной колчановидной синформе, реконструированная по индикаторам знака простого сдвига. Точки наблюдений кинематики не лежат в плоскости разреза и являются условными проекциями на эту плоскость.

югу; на исследованной территории сохранилось падение надвига к северу и север-северо-востоку. Рифтогенные породы ядра Серповидной колчановидной синформы, расположенные в приподошвенной части надвига, могли испытывать характерные для наблюдаемых в современных орогенах деформации простого сдвига (Ramsay et al., 1983). Следовательно, в породах всей Серповидной колчановидной синформы микромасштабные кинематические индикаторы должны указывать на относительные смещения к северу и север-северо-востоку вышележащих слоев относительно нижележащих во время этих деформаций. Далее в тексте это смещение вышележащих слоев в северном направлении, то есть в направлении падения надвига, интерпретируется как тектонические движения с юга на север, а смещение в направлении, обратном их падению, интерпретируется как обратные тектонические движения с севера на юг.

Все ориентированные шлифы для кинематических исследований были выпилены в плоскости XZ эллипсоида деформации (то есть параллельно линейности и перпендикулярно сланцеватости). В большинстве шлифов наблюдались структуры с моноклинной симметрией, используемых в микротектонике для определения знака простого сдвига, который, в свою очередь, указывает на кинематику тектонических движений (Ramsay, Huber, 1987; Passchier, Trouw, 2005; Fossen, 2010). При этом в некоторых породах геометрия структур не позволяет однозначно интерпретировать их как кинематические индикаторы, так как их моноклинная симметрия выражена слабо или неявно. Кроме того, в некоторых шлифах структуры с моноклинной симметрией отсутствовали. Таким образом, породы, слагающие как ядро, так и крылья Серповидной колчановидной синформы и содержащие структуры с моноклинной симметрией, испытали деформацию простого сдвига (либо комбинации простого и чистого сдвига), а породы без таких структур были рассланцованы в условиях только чистого сдвига. Это говорит о гетерогенности деформаций во время тектонических движений.

3.4.2. Серповидный комплекс

1. *Биотит-магнетит-мусковитовые гнейсы с гранатом* (точка 608-4, рис. 3.11; группа пород 3 в разделе 3.1). Кинематические индикаторы данной разновидности пород включают: 1) структуры, подобные структурам "книжной полки" (рис. 3.12А, Б); 2) структуры сигмоидальной формы (рис. 3.12В, Г); 3) структуры с асимметричными "хвостами", сложенными крупнозернистым кварцем, подобные σ -структурам. (рис. 3.12Д, Е). Все они выполнены порфиробластическим биотитом. Мелкие чешуйки мусковита и зерна магнетита в породе характеризуются двумя предпочтительными ориентировками и образуют две системы сланцеватости. Одна ориентировка является главной в породе и совпадает с вещественной полосчатостью, а другая ориентирована косо к ней. Эти две системы сланцеватости

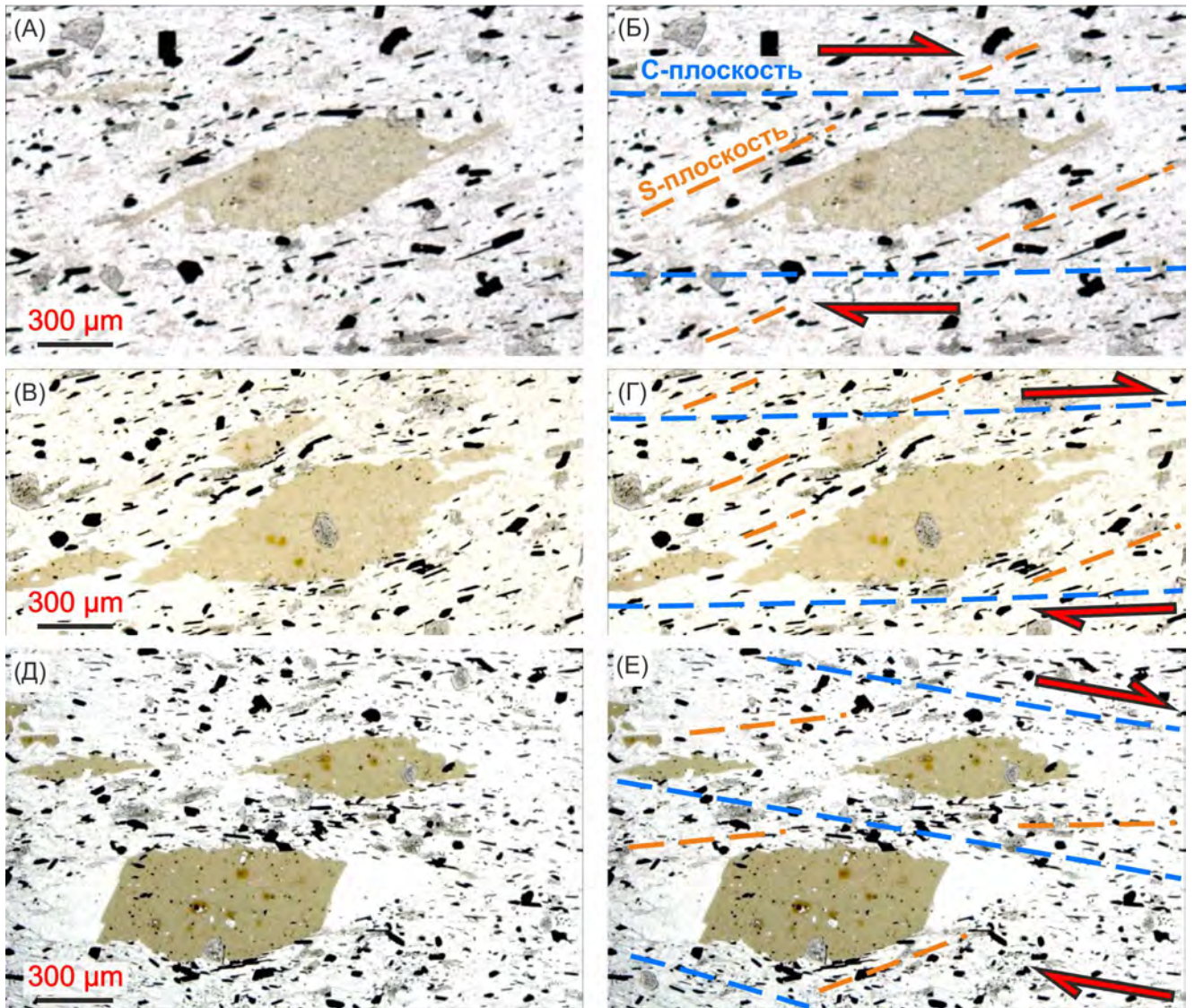
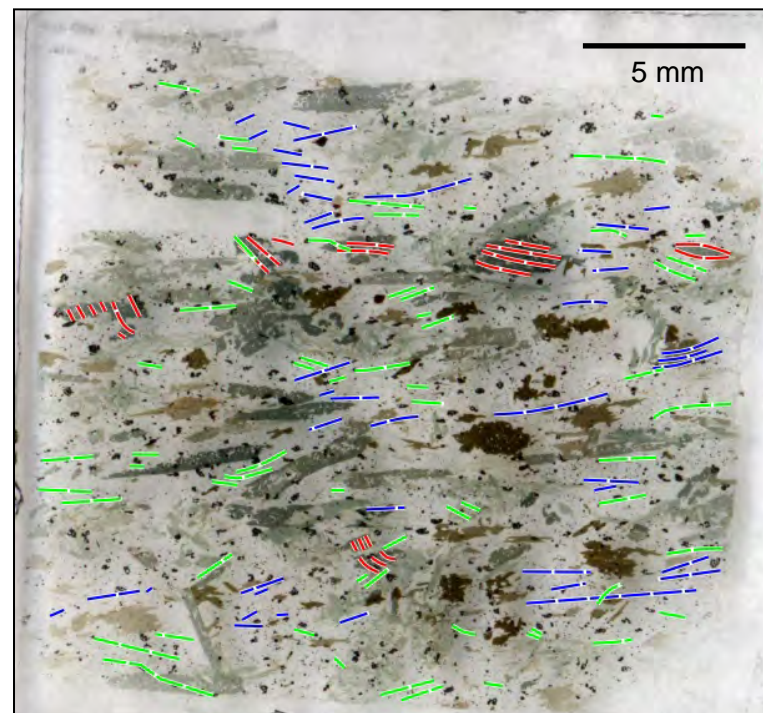
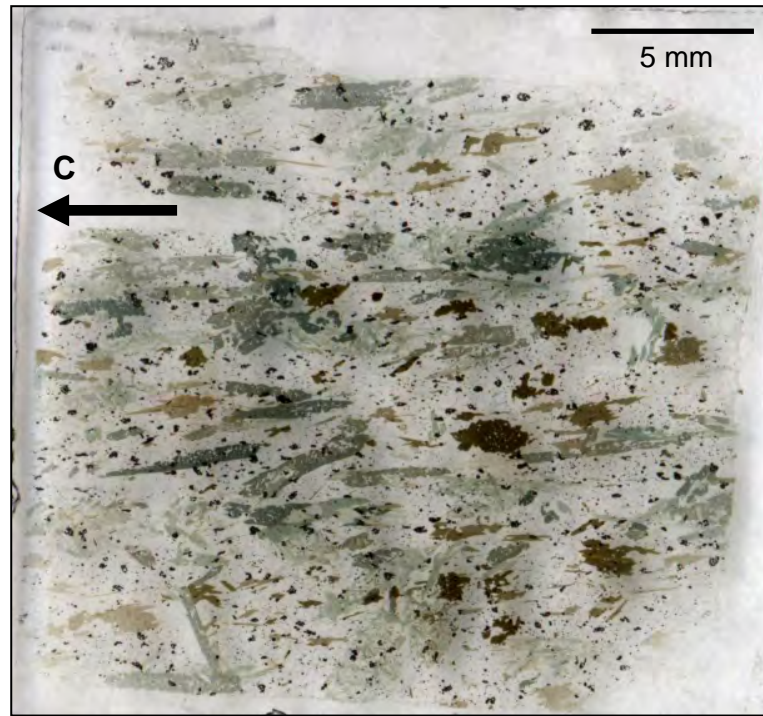


Рис. 3.12. Структуры с моноклинной симметрией в магнетит-мусковитовых гнейсах с гранатом серповидного комплекса и их кинематическая интерпретация. (А) Структура «книжной полки» и (Б) ее интерпретация. (В) сигмоидальная структура (Г) ее интерпретация. (Д) Структура с асимметричными кварцевыми "хвостами" и (Е) её интерпретация.

интерпретируются как С и S плоскости. Минералы не образуют протяженных полос, характерных для классических S-C-структур; также отсутствуют характерные сигмоидальные изгибы S-плоскостей между С-плоскостями. S-C-структуры и структуры, выполненные порфиробластическим биотитом, образуют единый структурный парагенезис и наблюдались на всей площади шлифов. Их интерпретация указывает на тектонические движения с севера на юг.

2. *Биотит-амфиболовые сланцы с хлоритом и магнетитом* (точка 909-2, рис. 3.11; группа пород 1 в разделе 3.1). В данной разновидности пород наблюдались три типа структур. Одни сложены реликтовыми зёрнами роговой обманки, другие – чешуйчатым биотитом, третьи выполнены хлоритом (рис. 3.13 и 3.14). Структуры, выполненные роговой обманкой, представлены единичными крупными порфиробластическими зёрнами сигмоидальной формы, и единичными мелкими зёрнами, при этом все они ориентированы косо по отношению к главной



Ориентировка

- | | |
|---|-----------------|
|  | Роговая обманка |
|  | Биотит |
|  | Магнетит |

Рис. 3.13. Структурные линии, характеризующие ориентировку минералов в биотит-амфиболовых сланцах с хлоритом и магнетитом.

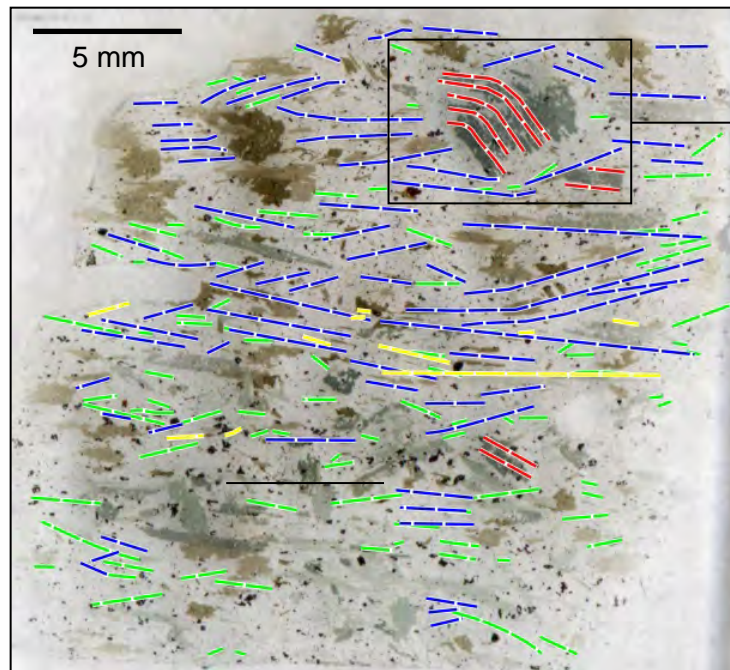
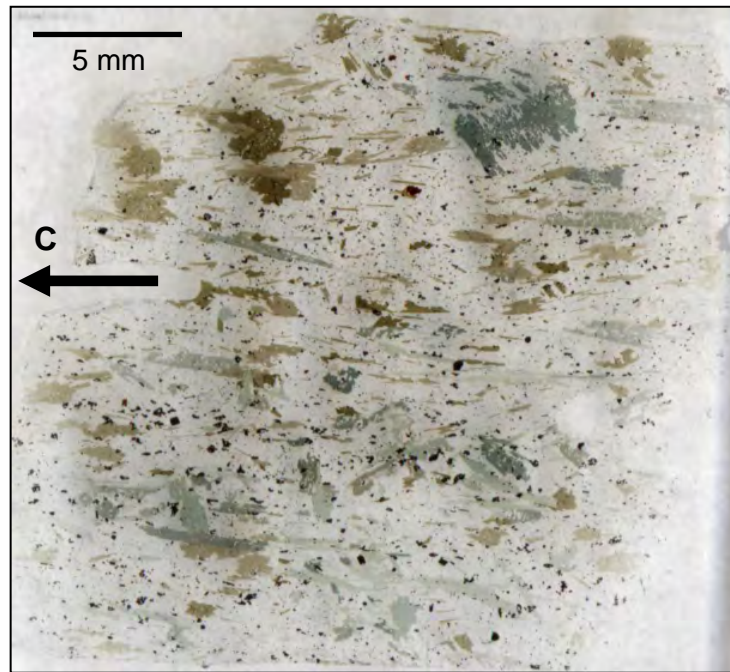


Рис. 3.3

Ориентировка

Роговая обманка	— — — — —
Биотит	— — — — —
Магнетит	— — — — —
Хлорит	— — — — —

Рис. 3.14. Структурные линии, характеризующие ориентировку минералов в биотит-амфиболовых сланцах с хлоритом и магнетитом.

сланцеватости (рис. 3.13). Они содержат в себе цепочки микровключений, которые часто имеют предпочтительную ориентировку, комплементарную удлинению зерен роговой обманки (рис. 3.3). Интерпретация этих структур позволяет сделать вывод, что тектонические движения, зафиксированные роговой обманкой, должны были происходить с юга на север. Мелкочешуйчатый биотит в данных породах слагает S-C-структуры, подобные описанным в предыдущей разновидности пород (магнетит-мусковитовых гнейсах с гранатом). Ориентировка зерен магнетита здесь комплементарна ориентировке биотита. Особенностью структур, выполненных биотитом, является то, что они срезают структуры, выполненные роговой обманкой (рис. 3.3 и 3.13). Движения, зафиксированные биотитом, более поздние по отношению к движениям по роговой обманке, и направление их – с севера на юг. Следует подчеркнуть, что такое же направление движений зафиксировано индикаторами, сложенными порфиробластическим биотитом в предыдущей разновидности пород.

В рассматриваемых сланцах также отмечается срезание структур биотита чешуйками хлорита. Предпочтительная ориентировка хлорита часто совпадает с направлением главной сланцеватости, также отмечаются чешуйки, ориентированные по отношению к ней косо. Этот структурный узор невозможно однозначно интерпретировать как S-C структуры, но если это так, то единичные наблюдения позволяют считать, что наиболее поздние движения по хлориту имеют направление с севера на юг (как и движения по биотиту). Наиболее отчетливо наблюдаемый в этих породах структурный узор изображен на рис. 3.13 и 3.14.

3. *Биотит-амфибол-магнетит-хлоритовые сланцы с мусковитом* (точка 608-32, рис. 3.11; группа пород 8 в разделе 3.1). В шлифах отмечается предпочтительная ориентировка роговой обманки и хлорита, как совпадающая с направлением главной сланцеватости, так и расположенная по отношению к ней косо (рис. 3.15). Однозначная интерпретация в пользу S-C-

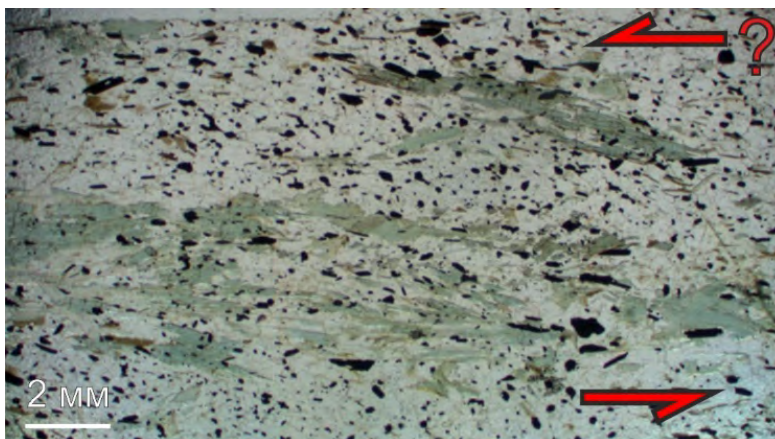


Рис. 3.15. Ориентировка чешуек хлорита, образующих вероятные S-C-структуры.

чешуйчатым биотитом. С-плоскости хорошо выражены и образуют протяженные полосы. Направление тектонических движений – с юга на север (рис. 3.16).

структур невозможно, единичные наблюдения предполагают движения с юга на север, установленные по обоим минералам.

4. *Двуслюдяные сланцы со ставролитом* (точка M10120, рис. 3.11; группа пород 9 в разделе 3.1). В шлифах наблюдались S-C структуры, сложенные порфиробластическим и

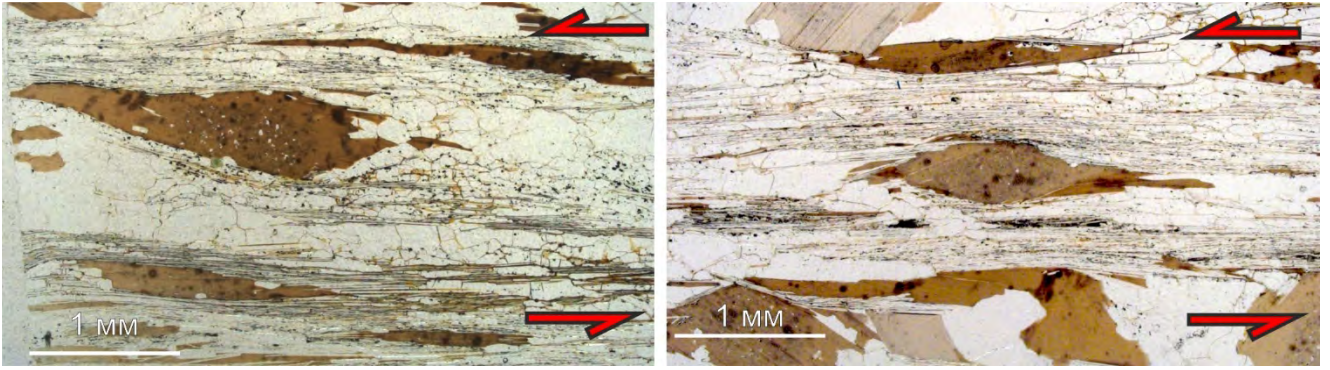


Рис. 3.16. Структуры с моноклинной симметрией в двуслюдяных сланцах со ставролитом.

5. *Эпидот-амфиболовые сланцы и рассланцованные амфиболиты* (точки Г711 и Г811, рис. 3.11; группы пород 6 и 7 в разделе 3.1). Изученные породы являются деформированными разновидностями базальтовых метапорфиритов нижнего крыла, аналогичными образцам № 3-7, которые использовались для определения величины деформации (см. раздел 3.2). В данных породах наблюдались эпидот-полевошпатовые обособления, интерпретируемые как деформированные миндалины, размер которых заметно больше, чем размер зёрен амфибола и полевого шпата в матриксе. Несмотря на значительную степень рассланцевания, особенно ярко проявленную в той разновидности пород, для которых измерена максимальная величина деформации R_{xz} , степень выраженности моноклинной симметрии в деформированных миндалинах довольно слабая (рис. 3.17). Тем не менее, представляется, что их можно интерпретировать как кинематические индикаторы, и общий геометрический узор, наблюдаемых в шлифах, указывает на движения к северу.

3.4.3. Кейвские парасланцы

1. В *мусковитовых кварцитах* песчовотундровой свиты нижнего крыла (точки М10124, М10127, рис. 3.11; группа пород 12 в разделе 3.1) установлены очень слабо развитые S-C структуры, выполненные чешуйчатым мусковитом, однозначная интерпретация которых невозможна. Вероятные движения могли быть как на север, так и на юг. В аналогичных породах верхнего крыла (точки М1051, М1052, М1053, М1057, М1058, М1059, рис. 3.11) S-C структуры развиты гораздо лучше (рис. 3.18А, Б), их подавляющее большинство указывает на направление движений к северу, но единичные индикаторы указывают на движения к югу.

2. В *мусковит-кианитовых сланцах* червуртской и выхчуртской свит (точка М10125, рис. 3.11; группа пород 13 в разделе 3.1) наблюдались преимущественно S-C структуры, сложенные мусковитом, и различные структуры вращения, сложенные кианитом, кордиеритом

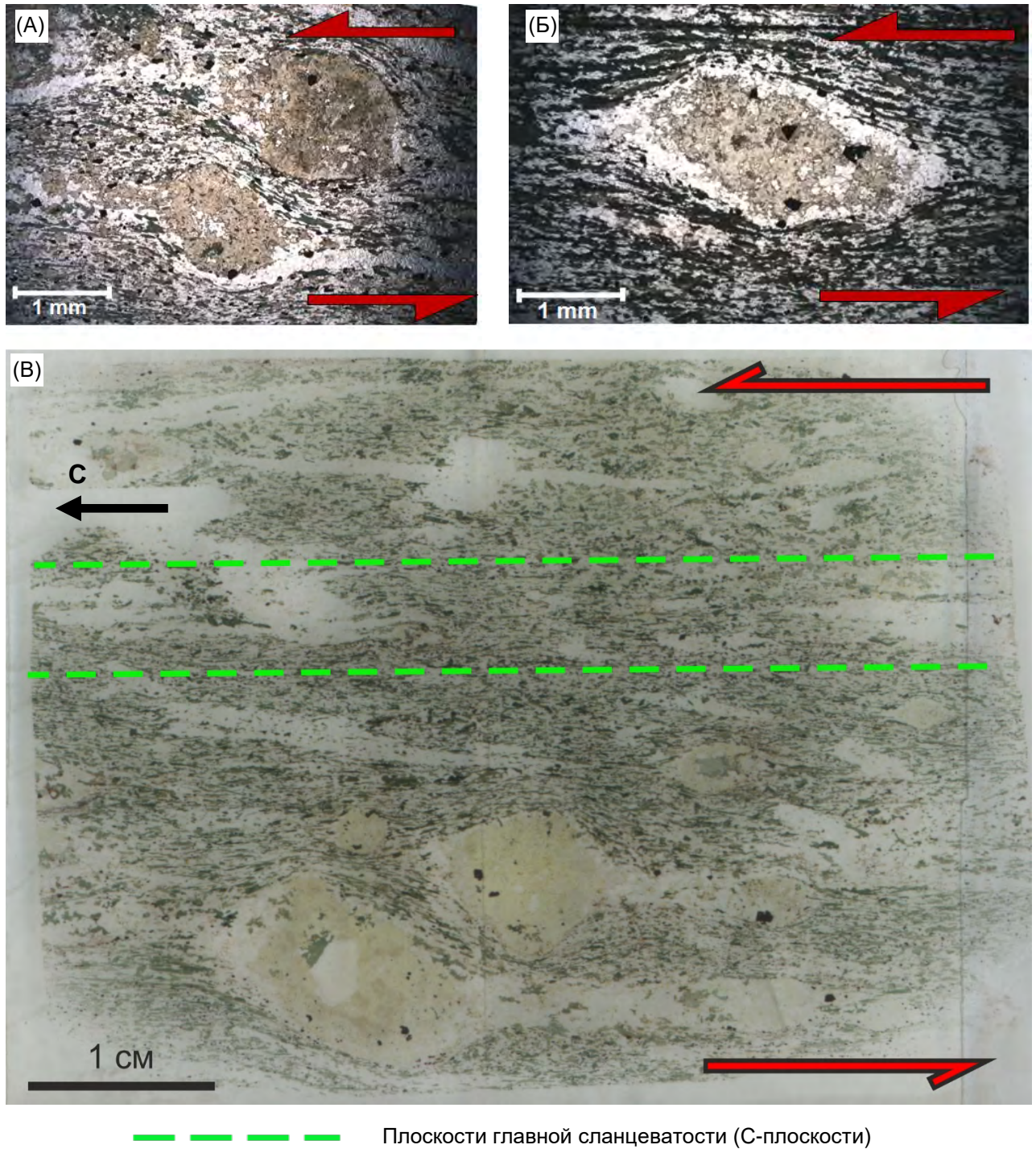


Рис. 3.17. Структуры с моноклинной симметрией в эпидот-амфиболовых сланцах и рассланцованных амфиболитах ядра Серповидной колчановидной складки и их кинематическая интерпретация.

(А-Б) σ -структуры, образованные эпидотом и полевым шпатом. (В) Кинематическая интерпретация по всей поверхности шлифа.

или рудным минералом (рис. 3.18, В–Е). Эти индикаторы указывают на тектонические движения к северу.

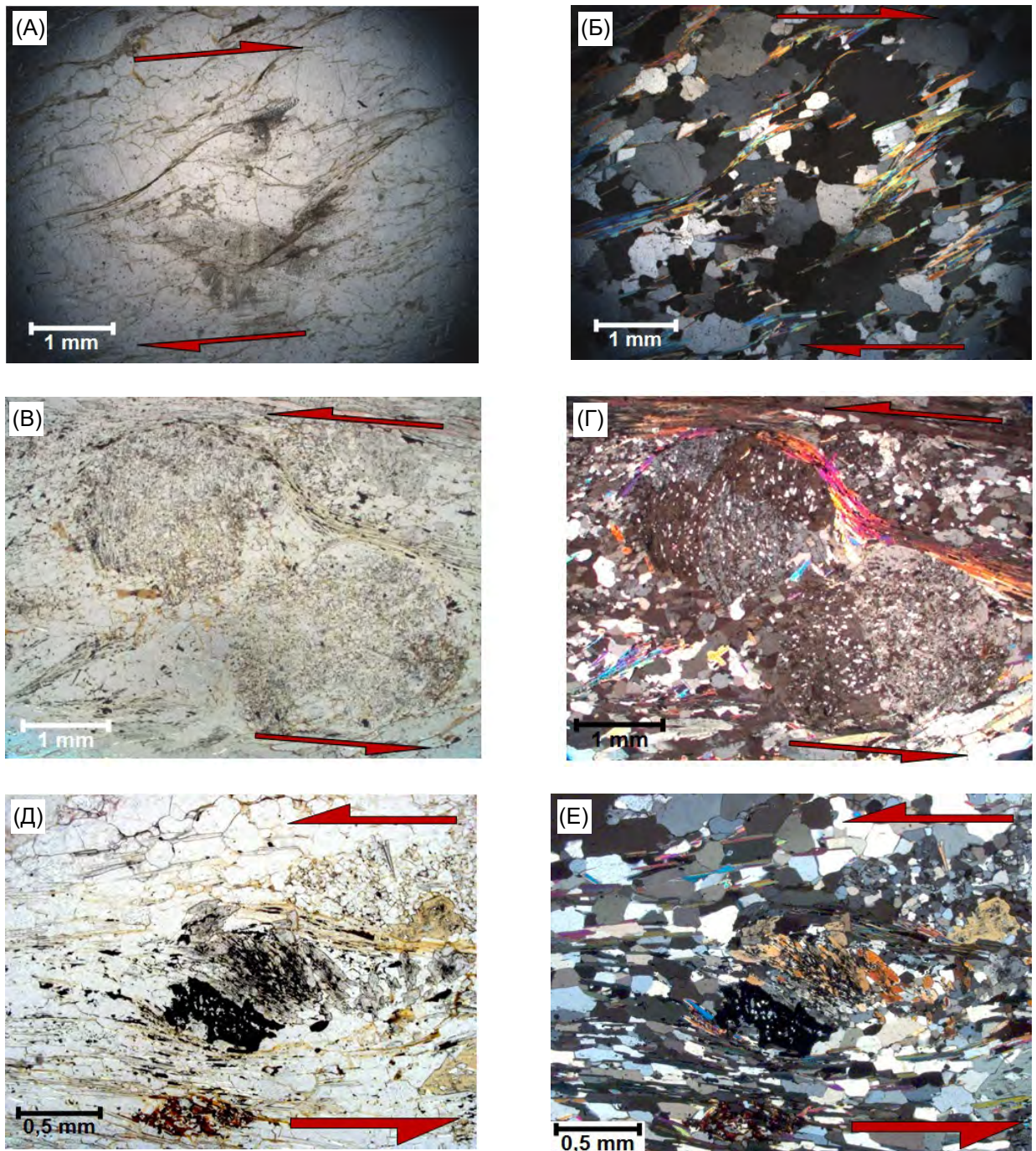


Рис. 3.18. Микрофотографии структур с моноклинной симметрией в кейвских парасланцах песчовотундровской свиты на крыльях Серповидной колчановидной складки и их кинематическая интерпретация (А, В, Д – без анализатора и Б, Г, Е – с анализатором). (А, Б) S-C структуры, образованные мусковитом в мусковитовых кварцитах. (В, Г) Структуры вращения, образованные кордиеритом в мусковит-кианитовых парасланцах. (Д, Е) S-C структуры, образованные кианитом и рудным минералом в мусковит-кианитовых парасланцах.

3.4.4. Обсуждение результатов

Механизм деформаций пород. Изучение кинематических индикаторов в Серповидной колчановидной синформе показало, что они развиты не во всех рассланцованных, то есть деформированных породах, слагающих её ядро и крылья. Часть пород не обнаруживает никакого геометрического узора, который бы говорил о наличии структур с моноклинной симметрией и, следовательно, о наличии существенного компонента деформации простого сдвига; либо такой геометрический узор выражен очень слабо. Следовательно, породы испытали деформацию как чистого, так и простого сдвига, причем в некоторых случаях компонента чистого сдвига должна преобладать, либо компонента простого сдвига должна вообще отсутствовать. При этом сам факт наличия компонент и простого, и чистого сдвига, неравномерно распределенных в породах Серповидной структуры, говорит о гетерогенности деформаций как её ядра, так и её крыльев. Гетерогенность деформации структуры на макроуровне, как было показано ранее, подчёркивается разной величиной деформации метапорфиров на разных крыльях. Помимо минимально деформированных метапорфиров, в верхнем крыле также наблюдаются недеформированные строматолитовые постройки в доломитах карбонатносланцевой толщи; в то же время в этой же толще наблюдаются рассланцованные породы, в которых отмечаются структуры с моноклинной симметрией.

Можно сделать вывод, что деформация пород структуры в целом должна была происходить по механизму общего сдвига – комбинации простого и чистого сдвига. В некоторых породах одни и те же структуры показывают противоположные ("конфликтные") знаки движений, что также характерно для сдвиговых зон, испытавших деформацию общего сдвига (Fossen, Cavalcante, 2017). В работах (Мудрук и др, 2013; Mudruk et al., 2022) было отмечено, что геометрический параметр R' самой Серповидной колчановидной складки должен указывать на её образование в результате либо простого, либо общего сдвига. Таким образом, данная работа уточняет, что механизм деформации необходимо рассматривать именно как общий сдвиг.

Степень проявленности кинематических индикаторов. Кинематические индикаторы в кейвских парасланцах устанавливаются достаточно надежно и в большинстве своём указывают на тектонические движения к северу. В некоторых из изученных разновидностей пород индикаторы не наблюдаются.

В сложенном рифтогенными породами ядре среди изученных кинематических индикаторов можно выделить как достаточно надежные и хорошо развитые, так и проявленные слабо, однозначная интерпретация которых затруднена. Наиболее ярко выражены кинематические индикаторы, сложенные порфиробластическим биотитом, при этом в одних породах они указывают на тектонические движения к северу, в других – к югу. Важным является

наблюдение, что в одном случае реликтовая роговая обманка, образующая индикаторы одного знака движения – к северу – срезается биотитом, образовавшимся на более поздней стадии и указывающим на противоположный знак движений, то есть к югу. При этом биотит срезается хлоритом, который в свою очередь образует очень неявные и ненадежные кинематические индикаторы. Это говорит о том, что в породах ядра Серповидной колчановидной складки могло быть зафиксировано не менее двух этапов тектонических движений. Этот вывод согласуется с изменением условий метаморфизма от одного этапа к другому, что и зафиксировано в вышеописанных взаимоотношениях метаморфических минералов (см. раздел 3.1). Являются ли эти этапы составными частями одного процесса прогрессивной деформации или же это были отдельные, разделенные по времени события, однозначно установить невозможно. Тем не менее, кратко рассмотрим этот вопрос.

Коллизионные деформации ранее были изучены в ядре ЛКО и были отнесены к трем этапам (Daly et al., 2006). Первый этап – это главный этап коллизии, когда структуры сжатия возникали на фоне движений в целом параллельно общему сжатию вдоль линии северо-восток—юго-запад. Второй этап – этап транспрессии, когда движения происходили в целом параллельно северо-западному простиранию структур сжатия главного коллизионного этапа. Структуры этого этапа развиты в орогенном ядре, а также в юго-западном форланде, то есть Беломорской провинции в виде системы сдвиговых зон. Третий этап проявился локально и выразился в дальнейшем надвигании центральной части Лапландского гранулитового пояса (орогенное ядро), расположенной в Финляндии, на Беломорскую провинцию (юго-западный форланд) с северо-востока к юго-западу с образованием характерной для этого пояса дуги. Альтернативная точка зрения предполагает, что этот пояс является частью ороклинали Инари (Lahtinen, Nuhma, 2019). В Кейвском террейне (северо-восточный форланд ЛКО) структуры первого этапа коллизии, связанные со складчатостью северо-восточной вергентности, были описаны еще в середине прошлого века (Геология..., 1958). К этому же этапу отнесено и образование Серповидного тектонического покрова и гигантской Серповидной колчановидной синформы. Структуры же второго, транспрессивного этапа были диагностированы только недавно (Mudruk et al., 2022). Складки, связанные с транспрессией, развиты в северо-западной части Кейвского террейна, деформируют только западную часть Серповидной колчановидной синформы и полностью затухают далее к юго-востоку (Mudruk et al., 2022). Необходимо подчеркнуть, что структуры первого и второго этапов коллизии образовались при расположении под большим углом по отношению друг к другу.

Кинематические индикаторы, относимые к разным этапам деформации в центральной части Серповидной колчановидной синформы, образовались при движениях вдоль одной и той же линии северо-восточного простирания и поэтому не могут быть связаны со вторым,

транспрессивным этапом в деформационной истории лапландско-кольской орогении. Таким образом, возможны два варианта. Первый вариант предполагает, что два этапа деформации, выделяемые по кинематическим индикаторам, отражают прогрессивную деформацию во время первого, главного этапа лапландско-кольской коллизии. С учетом основных характеристик прогрессивной и многофазной деформации и их отличий друг от друга, рассмотренных в работе (Fossen et al., 2019), этот вариант представляется вполне вероятным. Второй вариант подразумевает, что деформации второго этапа, выявленные по кинематическим индикаторам в породах Серповидной синформы, связаны с третьим этапом лапландско-кольской орогении. Этот вариант также вполне вероятен, но на основе только структурных наблюдений его обосновать нельзя. С учетом изложенного выше, вариант, согласно которому выделенные этапы связаны с прогрессивной деформацией во время главной коллизии, представляется наиболее вероятным. Тем не менее, следует признать, что на основе совокупности имеющихся сейчас данных этот или другой вариант однозначно обосновать невозможно.

Некоторые из индикаторов, сложенные одними и теми же минералами, могут указывать на движения противоположных знаков. Такие конфликтные знаки могут наблюдаться в разных обнажениях, в разных шлифах с одного и того же обнажения и даже в пределах одного шлифа. Например, среди индикаторов по биотиту в рифтогенных породах ядра Серповидной структуры преобладают индикаторы, фиксирующие направление с севера на юг (рис. 3.11, точки 909-2 и 604-4). Однако в одном из обнажений по сложенным биотитом индикаторам устанавливаются противоположные движения – с юга на север (рис. 3.11, точка 608-32). В сложенных мусковитом S-C-структурах в кейвских парасланцах также обнаружился конфликтный знак движений, то есть при преобладающих движениях к северу также отмечались и движения к югу (рис. 3.11). В целом ситуация, когда в пределах одного деформированного комплекса обнаруживаются индикаторы движений противоположных знаков, не является особенной. Это связано с тем, что во время одного и того же тектонического события, в котором есть главные движения в одном направлении, могут быть проявлены и локальные движения в обратном (van der Pluijm, Marshak, 2004; Fossen, Cavalcante, 2017).

Кинематические реконструкции. Реконструкция морфологии Серповидной колчановидной складки предполагает, что она образовалась в результате интенсивных надвиговых движений в северном направлении (Мудрук, 2014; Mudruk et al., 2022). Считается, что Серповидная колчановидная складка представляет собой изоклинальную синформу с пережатым ядром и сильно раздавленным нижним крылом, интерпретируемую как ныряющая антиклиналь. Делается вывод, что она образовалась в подошвенной (и, вероятно, фронтальной) части Серповидной тектонической пластины рифтогенных пород, выдвинутых из палеопротерозойского рифта Имандра-Варзуга в северном направлении. Идея о том, что

рифтогенные породы ядра слагают тектонический покров, выдвинутый из этого рифта к северу, ранее была выдвинута в работе (Негруца, Негруца, 2007). Также предполагается, что породы Серповидной колчановидной складки подвергались более поздним деформациям, которые связываются с надвиганием Мурманской провинции к югу на Кейвский террейн (Минц и др., 2010б). В результате этого надвигания породы и, соответственно, осевая поверхность Серповидной колчановидной складки на уровне эрозионного среза приобрели более крутое залегание, чем эти же породы на большей глубине (Mudruk et al., 2022) (рис. 2.5).

Северное направление тектонических движений достоверно устанавливается в кейвских парасланцах на обоих крыльях Серповидной структуры (рис. 3.11). При этом в сильно деформированных metabazal'tax сильно пережатого нижнего крыла ядра кинематические индикаторы предполагают тектонические движения тоже только в северном направлении. Такое же направление реконструируется по ранней роговой обманке в биотит-амфиболовых сланцах с хлоритом и магнетитом на также нижнем крыле.

В рифтогенных породах ядра также фиксируются движения по биотиту, которые интерпретируются как более поздние, и могут быть связаны как раз с надвиганием Мурманской провинции к югу на Кейвский террейн (рис. 3.11). При этом в разных породах обнаруживаются преобладающие направления движений как к северу (точка M10120), так и к югу (точки 909-2 и 608-4). Также необходимо отметить вероятные самые поздние движения, зафиксированные хлоритом, и указывающие на движения как к северу, так и к югу (рис. 3.11). Связь установленных кинематических индикаторов всех этапов движений с крупномасштабными тектоническими событиями, проявленными на территории Кольского региона, будет рассмотрена в главе 6.

В целом, микромасштабные кинематические индикаторы, установленные в ядре Серповидной колчановидной синформы, не позволяют провести однозначные кинематические реконструкции. Это связано, в первую очередь, с характером деформаций, которая являлась гетерогенной, и механизма простого сдвига во время её проявления не был преобладающим. Во-вторых, деформационно-метаморфическая эволюция участка была сама по себе комплексной, в его пределах могли проявиться сразу несколько крупномасштабных тектонических событий (Mudruk et al., 2022). Также на достоверность интерпретации влияет относительно небольшое количество наблюдений. К сожалению, крайне скудная обнаженность района Серповидной структуры не дает возможности нарастить их объем и выявить закономерности распространения индикаторов по всей площади участка.

В тоже время кинематические индикаторы, наблюдавшиеся в кейвских парасланцах, подстилающих рифтогенное ядро, а также в сильно раздавленных metabazal'tax нижнего крыла Серповидной колчановидной синформы, которые практически залегают прямо на кейвских парасланцах (мощность передавленной карбонатносланцевой толщи, отделяющей metabazal'tax

от парасланцев, составляет всего 20 м), указывают на движения к северу. Эти данные согласуются с тем, что вся Серповидная колчановидная синформа развивалась на фоне крупных надвиговых движений к северу (Мудрук и др., 2013; Mudruk et al., 2022).

Глава 4. Кинематика движений в породах центральной и восточной частей Кейвского парасланцевого пояса

4.1. Участок Шуурурта-Ягельурта

Участок Шуурурта-Ягельурта расположен в центральной части Кейвского парасланцевого пояса. Автором был проведен анализ кинематических индикаторов участка, среди которых был обнаружен и детально описан новый их тип – спиральные поды. Исследовались кейвские парасланцы червуртской свиты, а также несколько образцов кислых метавулканитов лебяжинской толщи. Кинематические индикаторы были установлены как в обнажениях, так и в ориентированных шлифах, выпиленных параллельно плоскости XZ эллипсоида деформации.

4.1.1. Краткое петрографическое описание пород

Среди лебяжинских кислых метавулканитов выделены две разновидности: (1) биотитовые гнейсы с микроклином и мусковитом массивной текстуры и порфирогранобластовой структуры (рис. 4.1, А) и (2) биотитовые гнейсы линзовидно-сланцевато-полосчатой текстуры и лепидопорфирогранобластовой текстуры (рис. 4.1, Б). Обе разновидности пород состоят из кварца (35-50%), плагиоклаза (25-40%), биотита (10-30%), микроклина (1-5%), мусковита (1-5%). Акцессорные минералы: рудный минерал, эпидот, клиноцоизит, алланит (рис. 4.1, В), титанит (рис. 4.1, Г) и гранат. Присутствуют вкрапленники, сложенные кварцем, плагиоклазом и микроклином, которые интерпретируются как реликты порфировой структуры (Белолипецкий и др., 1980; Balagansky et al., 2021). Во второй разновидности пород эти вкрапленники деформированы и имеют форму линз. Таким образом, отмечаются как недеформированные разновидности лебяжинских кислых метавулканитов, которые слагают почти всю лебяжинскую толщу (Белолипецкий и др., 1980), так и деформированные, которые в подавляющем большинстве наблюдаются на границе между лебяжинской толщей и перекрывающими ее кейвскими парасланцами.

Изученные кейвские парасланцы червуртской свиты представлены преимущественно мусковит-кианитовыми разностями со ставролитом (рис. 4.1, Д-З). Характерная текстура – сланцеватая, структура – нематобластовая. Состоят из кварца (45-50%), кианита (40-45%), мусковита (5-10%), ставролита (0-5%). Акцессорные минералы: рудный, биотит. В некоторых шлифах наблюдается кианит двух генераций: ранний образует вытянутые кристаллы, ориентированные по направлению падения сланцеватости, а поздний имеет радиально-лучистое строение и обнаруживает признаки развития по раннему кианиту.

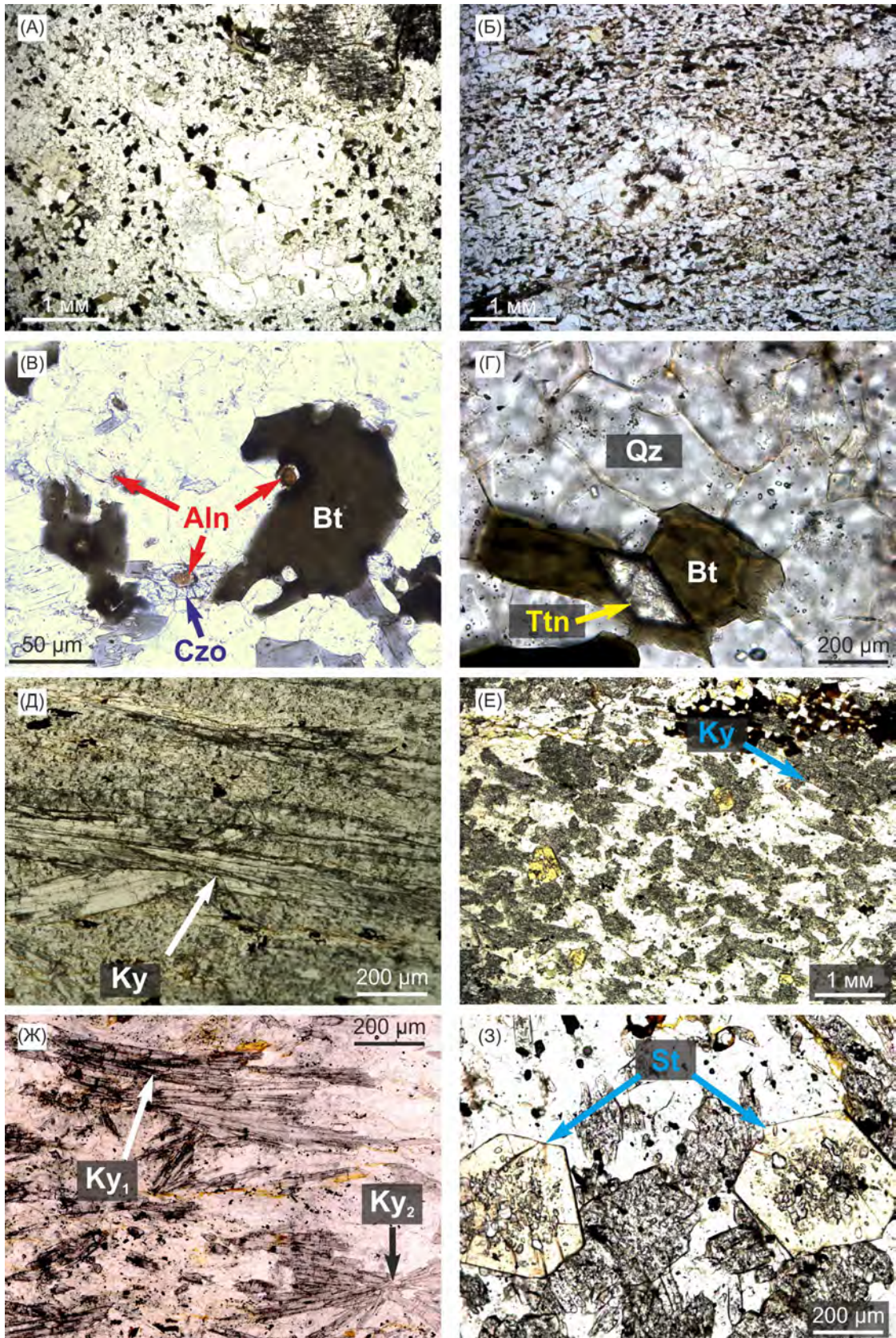


Рис. 4.1. Микрофотографии пород участка Шуурурта-Ягельурта (все фото сделаны без анализатора). **Лебяжинские метавулканиты.** (А) Массивные и (Б) рассланцованные разновидности. (В) Ядра алланита в клиноцоизите. (Г) Формы развития титанита. **Кейвские парасланцы.** (Д-Е) Формы развития кианита. (Ж) Различные генерации кианита. (З) Формы развития ставролита.

4.1.2. Деформационные структуры и их кинематическая интерпретация

В породах участка Шуурурта-Ягельурта широко проявлена яркая линейность, образованная множеством закономерно ориентированных игольчатых кристаллов кианита, и реже кристаллов ставролита. Эта субмеридиональная линейность полого погружается преимущественно в южном направлении, и её средняя ориентировка составляет $169^{\circ}/24^{\circ}$ (рис. 4.2). Подобная субмеридиональная ориентировка минеральной линейности, но с более крутыми углами погружения была установлена И.Д. Батиевой (Бельков, 1963) по наблюдениям, сделанным на всём протяжении Кейвского парасланцевого пояса (рис. 4.3). Кроме этого, в других частях пояса также отмечены погружения минеральной линейности в северных румбах (рис. 4.3).

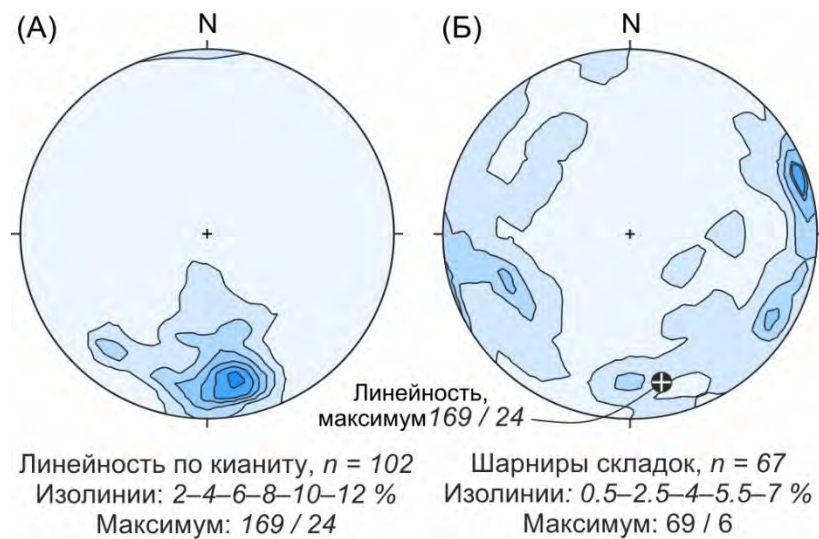


Рис. 4.2. Ориентировка линейности (А) и шарниров складок (Б) на участке Шуурурта-Ягельурта (равноплощадная проекция на нижнюю полусферу).

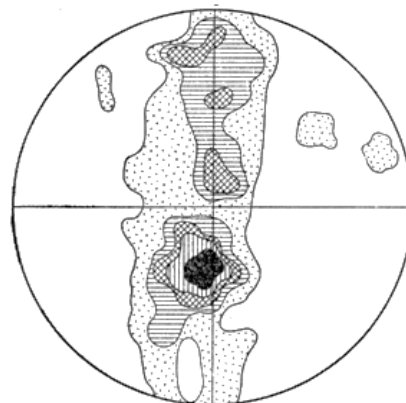


Рис. 4.3. Ориентировка линейности по мусковиту и кианиту в кейвских парасланцах по данным И.Д. Батиевой (Бельков, 1963), изолинии 1–3–5–7–9%, $n = 91$ (равноугольная проекция на нижнюю полусферу).

В кейвских парасланцах широко развиты асимметричные складки сдвигового течения (shear-related folds), многие из которых имеют северную вергентность. Это складки с изначально криволинейными шарнирами, сходные с колчановидными, которые возникают при простом сдвиге, но при существенно меньшей степени деформации (рис. 4.4 и 4.5) (Cobbold, Quinquis, 1980; van der Pluijm, Marshak, 2004). Шарниры этих складок перпендикулярны линейности, а их ориентировка дает максимум $69^\circ/9^\circ$ (рис. 4.2). Такое взаимоотношение характерно для начальных стадий образования колчановидных складок, когда шарниры уже становятся криволинейными, но еще не полностью переориентируются вдоль траектории сдвига, маркируемого линейностью (рис. 4.6). Морфология складок, а также ориентировка линейности позволяют сделать вывод о том, что складки образовались при надвиговых движениях к северу.

Помимо складок сдвигового течения, в кейвских парасланцах широко развиты структуры с моноклинной симметрией, выраженные преимущественно в специфической ориентировке кианита и ранее описанные И.Д. Батиевой (Бельков, 1963). Большая распространенность структур в пределах участка говорит о деформации простого сдвига, степень которой в парасланцах была выше, чем в лебяжинских гнейсах (рис. 4.1, А, Б). Наблюдались главным образом *S-C*-структуры, проявленные в макро- и микромасштабе. *S*-плоскости этих структур маркируются кианитом, ориентировка которого совпадает с ориентировкой вещественной полосчатости, причем эти полосы в свою очередь рассланцованы, и границы между ними тектонизированы (рис. 4.7-4.9). Кианит, образующий *S*-плоскости, ориентирован под острыми углами по отношению к *S*-плоскостям. Такие же *S-C*-структуры отмечаются и в меньшем масштабе (рис. 4.10). Как и асимметричные складки сдвигового течения, подавляющее большинство *S-C*-структур указывает на северное направление тектонических движений. При этом были установлены кинематические индикаторы принципиально нового типа – спиральные поды, детальное описание которых приведено в главе 5.

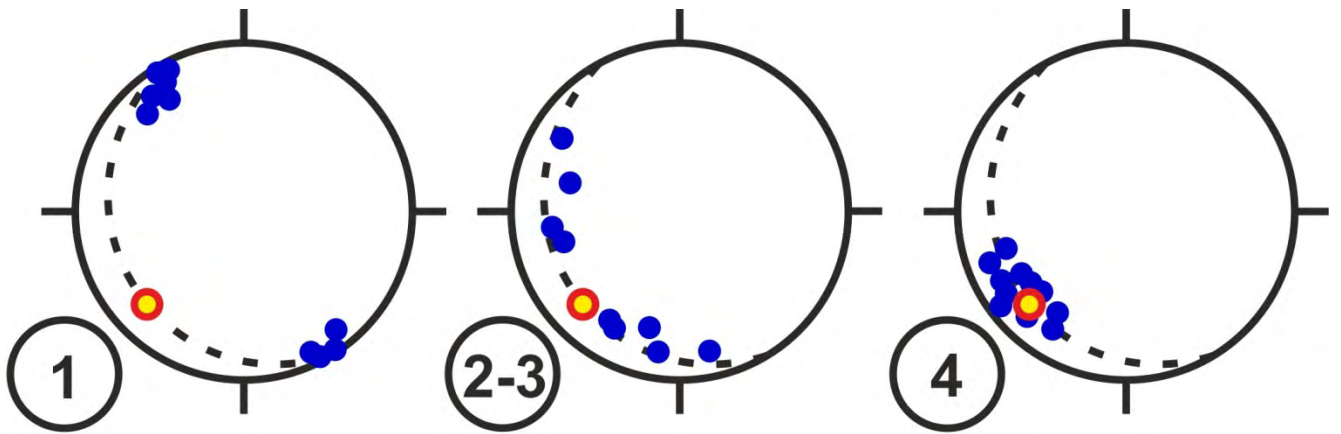
На участке Шуурурта-Ягельурта интенсивно проявились процессы сдвигового течения, выраженные в рассланцевании, развитии пологой линейности и смятии пород в асимметричные складки с изначально криволинейными шарнирами с разной величиной их апикального угла, а также в образовании множества структур с моноклинной симметрией. Все эти структуры комплементарны друг другу и в подавляющем большинстве случаев указывают на надвиговые движения к северу и северо-востоку (рис. 4.11). Связь этих движений с региональными событиями будет рассмотрена в главе 6.



Рис. 4.4. Складка с изначально криволинейными шарнирами в кейвских парасланцах (Balagansky et al., 2012).



Рис. 4.5. Складки с изначально криволинейными шарнирами в кейвских парасланцах, вергентность которых указывает на надвиговые движения к северу.



● Направление сдвига

● Шарниры складок, возникающих на разных стадиях сдвига

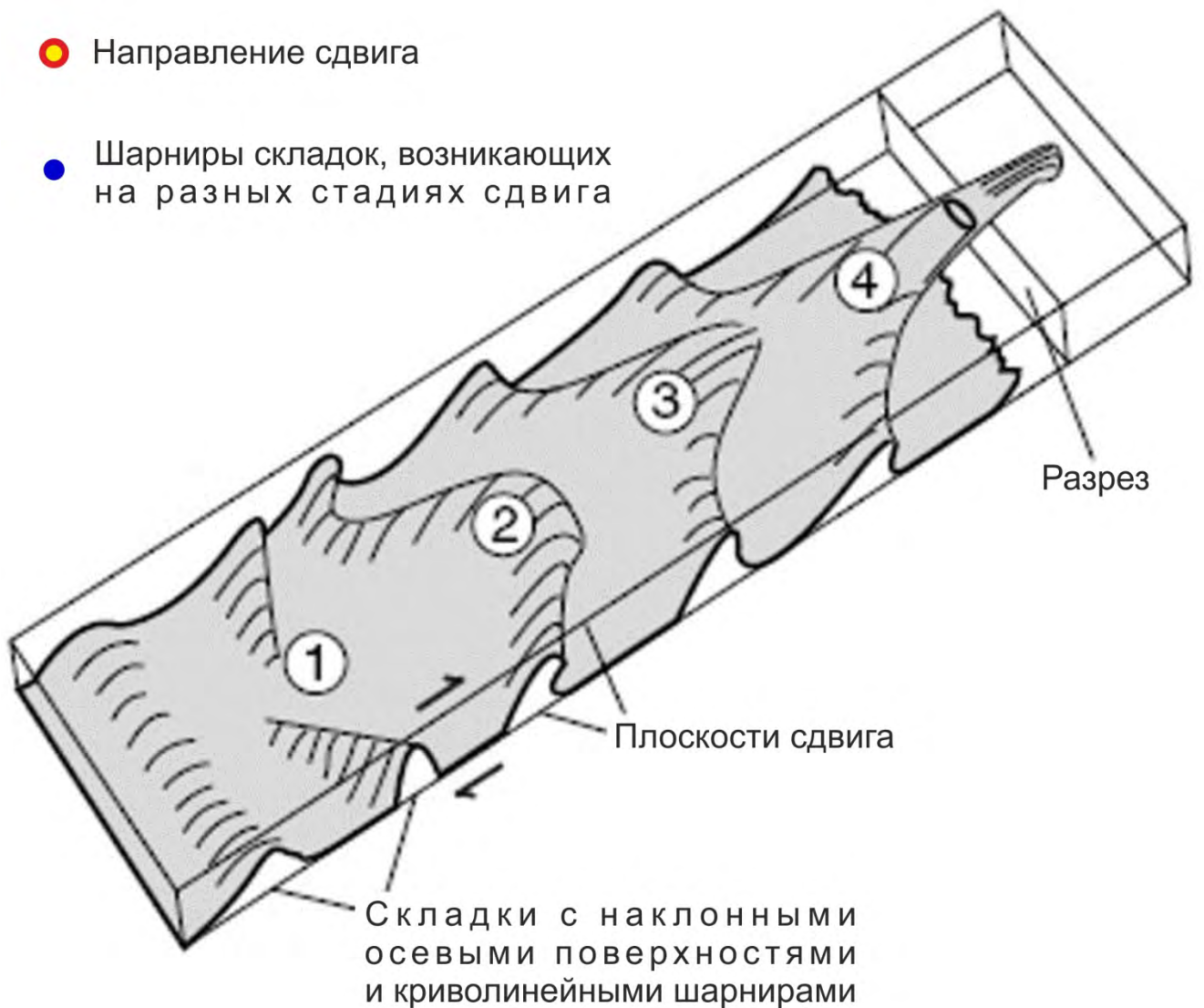


Рис. 4.6. Ориентировка структурных элементов на ранних и поздних этапах простого сдвига с образованием колчановидных складок (по работе (van der Pluijm, Marshak, 2004)).

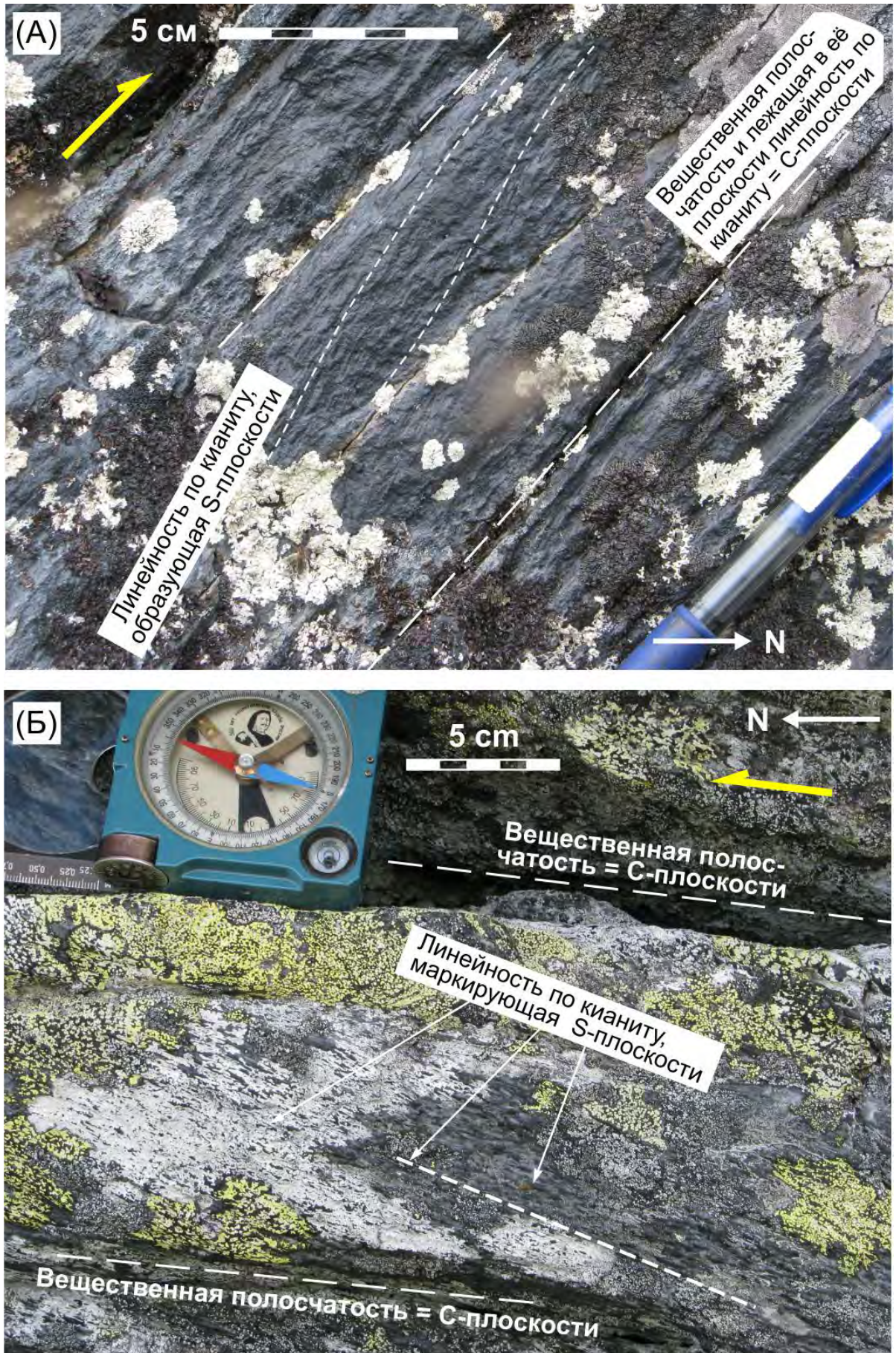


Рис. 4.7. (А, Б) S-C-структуры в кyanитовых парасланцах участка Шуурурта-Ягельурта.

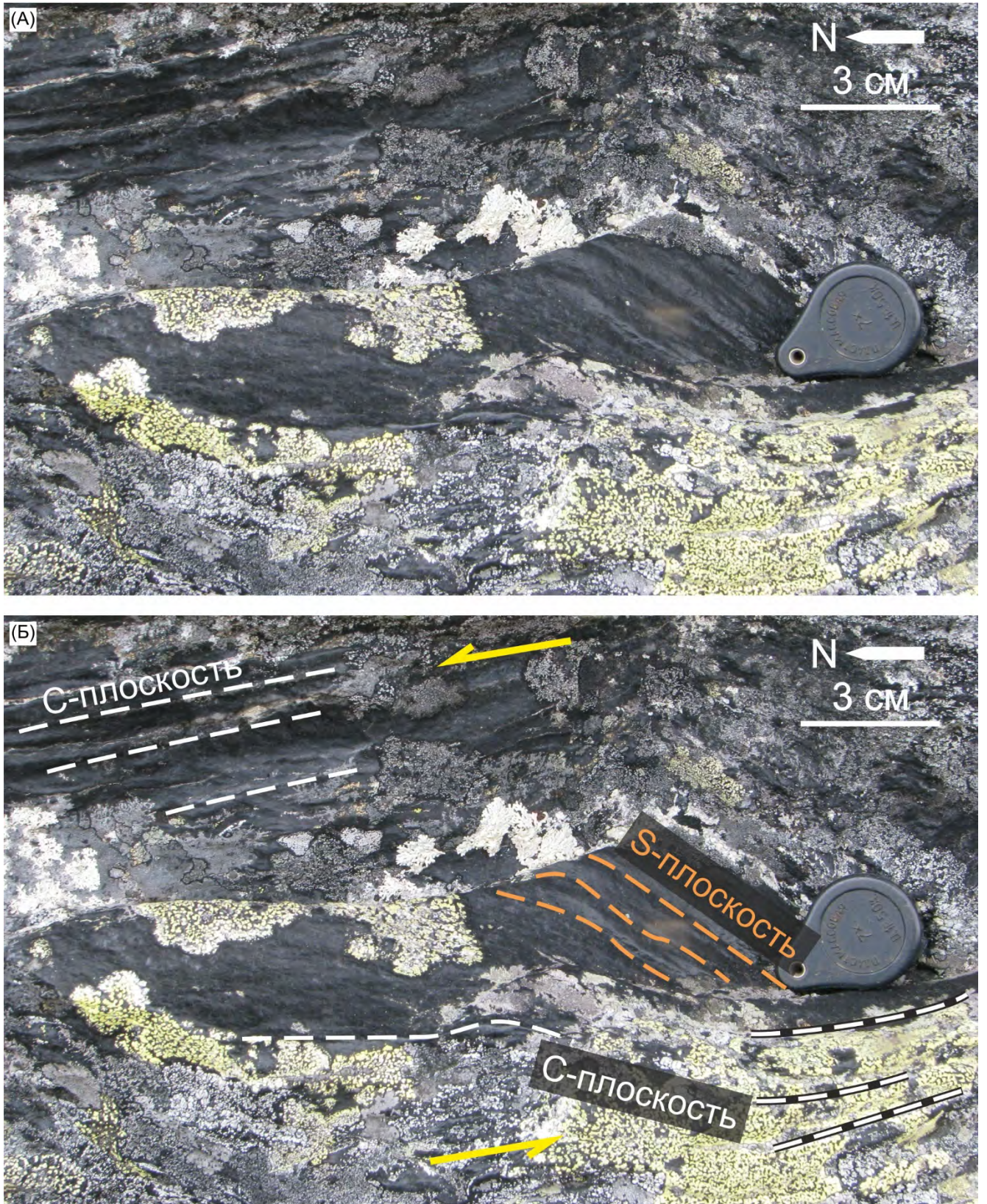


Рис. 4.8. S-C-структуры в кянитовых парасланцах участка Шуурурта-Ягельурта (А) и их кинематическая интерпретация (Б).

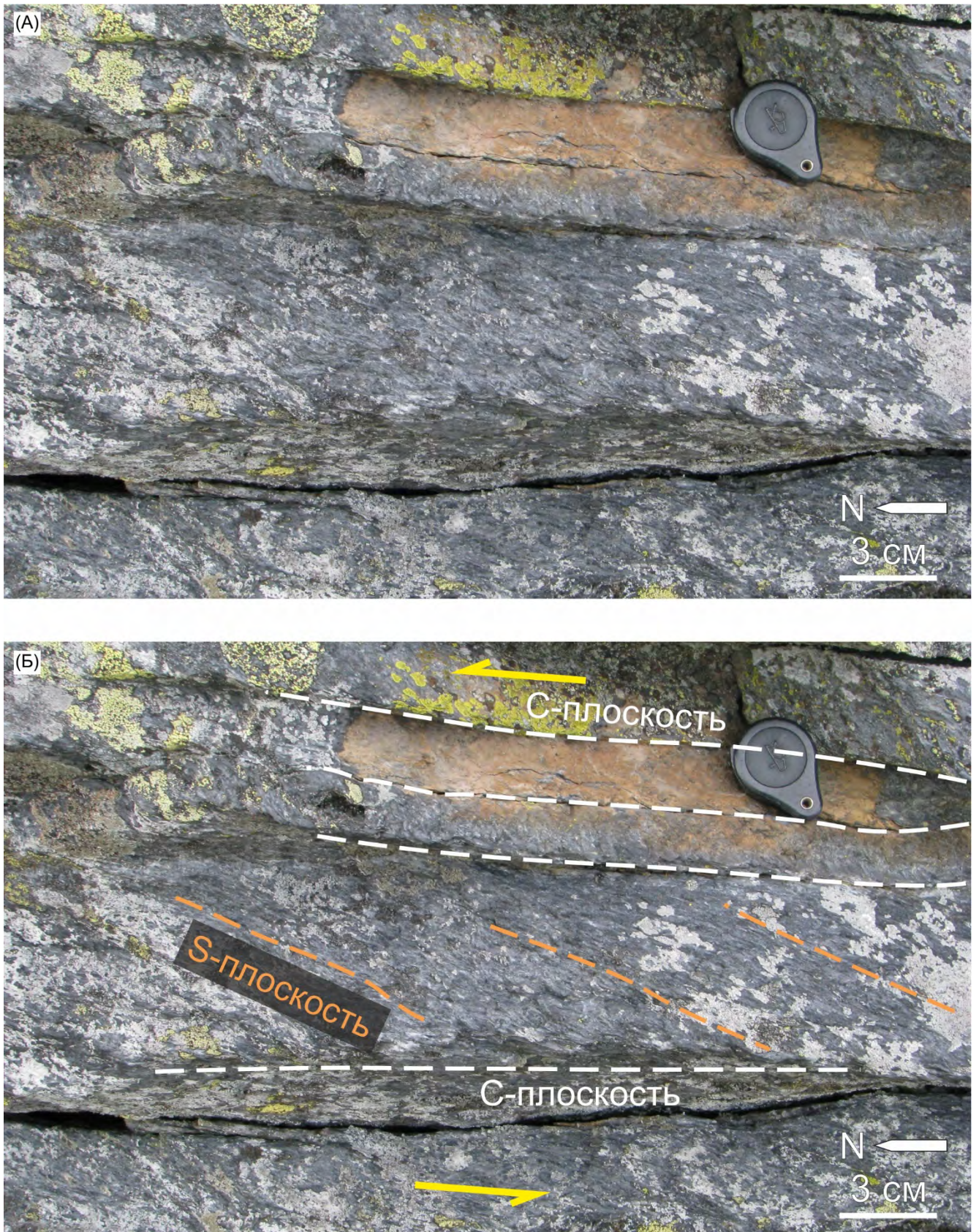


Рис. 4.9. S-C-структуры в кянитовых парасланцах участка Шуурурта-Ягельурта (А) и их кинематическая интерпретация (Б).

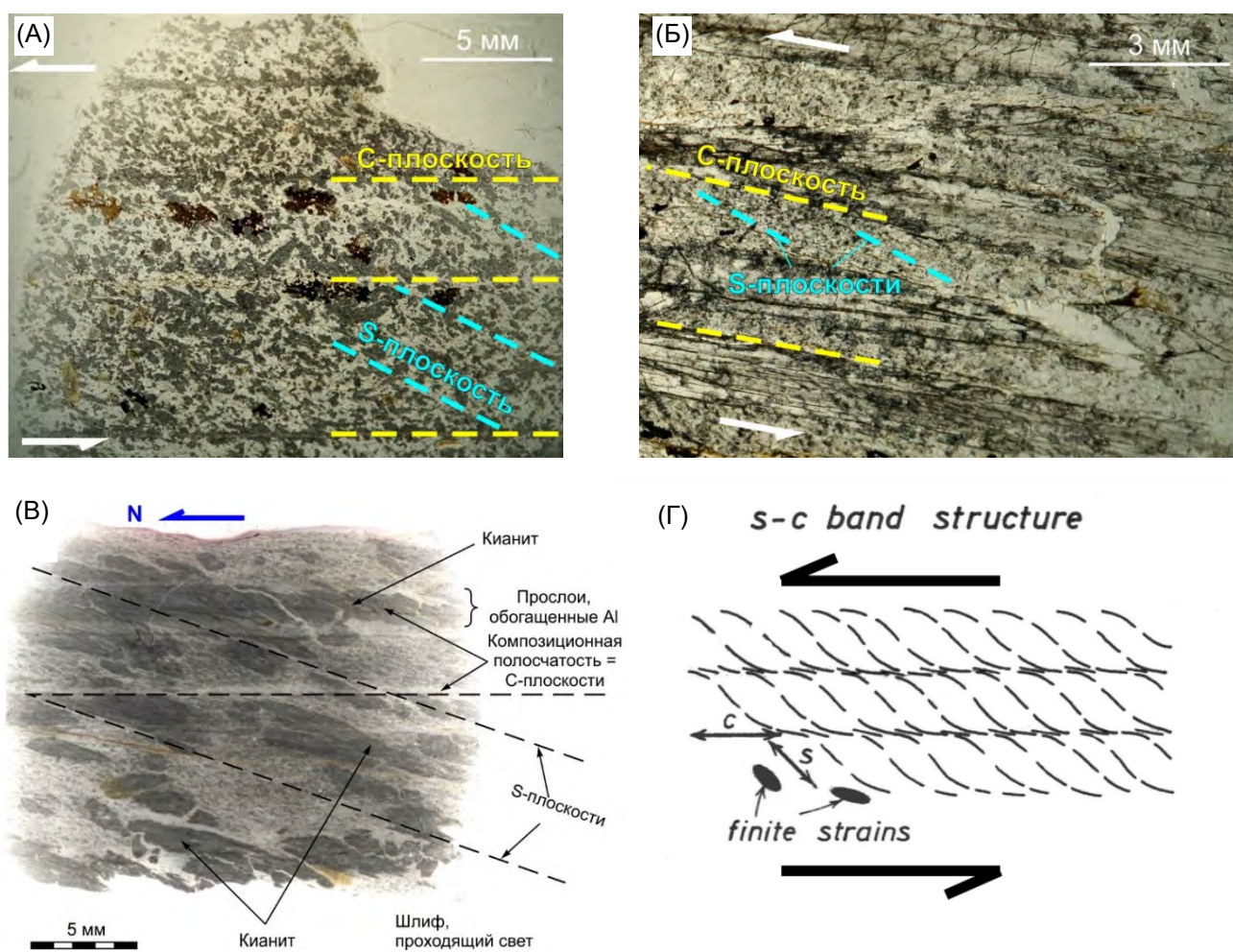


Рис. 4.10. Микрофотографии кинематических индикаторов с моноклинной симметрией в кейвских парасланцах (А, Б, В) и их интерпретация (Ramsay, Huber, 1987) (Г).



Рис. 4.11. Геологическая схема участка Шуурурта-Ягельурта (по работе (Гаскельберг и др., 1978)) с упрощениями), на которой показаны реконструированные направления надвиговых движений. Названия стратиграфических подразделений даны по работе (Белолипецкий и др., 1980).

4.2. Участок Манюк

В кейвских парасланцах червуртской свиты (Белоліпецкий и др., 1980), обнажающихся на этом участке (рис. 4.12А), присутствует слабо выраженная полого ориентированная линейность со средней ориентировкой $43^\circ/7^\circ$ (рис. 4.12Б). Породы здесь смяты в сжатые до изоклиналильных складок с преимущественно пологими осевыми поверхностями. Важно, что угол между крыльями этих складок увеличивается при движении от ядра складок к их замкам, и складки постепенно становятся открытыми (рис. 4.13). Шарниры всех этих складок (от изоклиналильных до открытых) полого погружаются как к северо-западу, так и юго-востоку (средняя ориентировка шарниров составляет $305^\circ/21^\circ$). Угол между этими средними ориентировками линейности и шарниров складок равен 85° , но для ряда замеров он составляет $60-70^\circ$. Это свидетельствует о том, что на участке Манюк, как и на участках Шуурурта-Ягельурта, проявлены начальные процессы сдвигового течения, когда шарниры складок только начинают переориентироваться по направлению сдвигового течения (вдоль линейности). Криволинейность шарниров также хорошо заметна непосредственно в обнажениях. В отличие от участка Шуурурта-Ягельурта, здесь не были обнаружены достоверные кинематические индикаторы. Ориентировка линейности позволяет сделать вывод о направлении тектонических движений вдоль линии юго-запад – северо-восток, однако для корректных выводов о конкретном направлении сдвигового течения нужны дополнительные исследования.

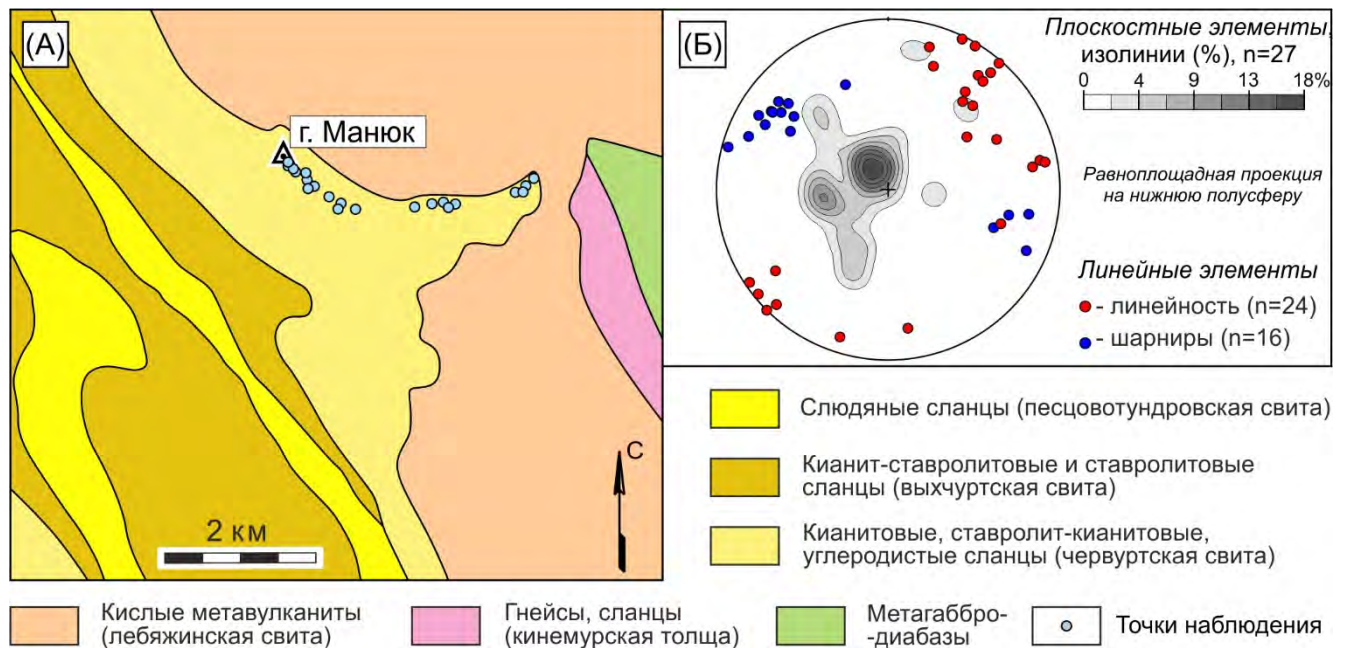


Рис. 4.12. (А) Геологическая схема участка г. Манюк (по работе (Гаскельберг и др., 1978), с упрощениями). (Б) Ориентировка структурных элементов в кейвских парасланцах участка Манюк. Названия стратиграфических подразделений даны по (Белоліпецкий и др., 1980).



Рис. 4.13. Изоклиальные и открытые складки с субгоризонтальными осевыми поверхностями в парасланцах участка г. Манюк; плоскость обнажений в целом соответствует плоскости XZ эллипсоида деформации.

Глава 5. Спиральные поды в кейвских парасланцах

5.1. Концепции образования спиральной геометрии при деформациях пород

Структуры со спиральной геометрией являются достаточно редкими в горных породах. Наиболее известной разновидностью таких структур являются спиральные микровключения в порфиробластах в метаморфических породах (Passchier, Trouw, 2005). Описанные еще в начале XX века (например, (Schmidt, 1918)), спиральные микровключения на протяжении многих десятилетий оставались единственным примером структур со спиральной геометрией. Образование таких микроструктур в целом связывалось с прогрессивной деформацией горных пород, которая могла происходить в различных условиях и обстановках (Johnson, 1999). Детальное изучение находок спиральных микровключений в метаморфических и испытавших деформации породах вызвало дискуссию о механизме их образования. Изначально была принята модель, согласно которой спиральные включения должны были образовываться во время роста порфиробластов в условиях простого сдвига (Rosenfeld, 1970; Schoneveld, 1977, 1979). Эта модель подразумевает, что во время деформации простого сдвига порфиробласт растет и одновременно с этим вращается вокруг своей оси относительно географической системы координат, "запечатывая" внутри себя ориентировку окружающей сланцеватости. Эта ориентировка сохраняется в виде цепочек включений внутри порфиробласта, а сами цепочки включений образуют спиральную геометрию из-за вращения и одновременного роста порфиробласта. Однако позднее этот механизм был поставлен под сомнение Т.Х. Беллом и его коллегами (Bell, 1985; Bell, Johnson, 1989, 1990). Эти исследователи предложили альтернативную модель, согласно которой порфиробласты в подавляющем большинстве случаев не вращаются относительно географической системы координат, а спиральная геометрия отражает лишь отдельные последовательные этапы прогрессивной деформации. Эта модель описывает механизм распределения деформации (strain partitioning) в пластичной матрице вокруг более компетентного порфиробласта, при этом рост "неподвижного" порфиробласта происходит в несколько стадий, соответствующим стадиям прогрессивной деформации. Однако во время каждой такой стадии должен радикально меняться тектонический режим (например, режим сжатия земной коры должен сменяться режимом растяжения), и в результате ориентировка предыдущей системы сланцеватости изменяется на перпендикулярную ей ориентировку последующей стадии. Таких смен ориентировок может быть несколько на протяжении всего роста порфиробласта, и конечная текстура цепочек микровключений в порфиробласте приобретает спиральный облик. Эта модель не отрицает возможность вращения порфиробластов, однако рассматривает такие случаи как очень редкие.

Гипотеза, что повсеместное вращение порфиробластов отсутствует при деформации простого сдвига, положила начало длительной дискуссии (Passchier et al., 1992; Bell et al., 1992). В ходе этой дискуссии приводились аргументы как против механизма вращения (Fay et al., 2008, 2009; Johnson, 2009; Bell, Fay, 2016; Aerden et al., 2020), так и за него (Passchier et al., 1992; Kraus, Williams, 2001; Bons et al., 2009; Lister, Forster, 2009; Robyr et al., 2009; Sanislav, 2010; Griera et al., 2013). В настоящий момент консенсус по проблеме вращения порфиробластов отсутствует, однако признается, что механизм вращения порфиробластов должен работать в том или ином масштабе.

Другой описанный в геологической литературе случай структур со спиральной геометрией – это спиральные складки в оползнях (Alsop, Marco, 2013). Механизм образования складок, возникающих при движении оползней, которые состоят, как правило, из рыхлых, слабо связанных между собой осадков, в целом обнаруживает достаточно большое сходство с образованием складок в кристаллических породах, подвергающихся пластической деформации простого сдвига (Alsop, Marco, 2013). Одним из важных сходств является образование складок с изначально искривленными шарнирами и колчановидных складок (Stratchan, Alsop, 2006). Такие складки описаны в обнажениях деформированных пород (Fossen, Rykkelid, 1990) и подтверждены как в экспериментах (Cobbold, Quinquis, 1980), так и посредством численного моделирования (например, (Davis et al., 2012)). Образование складок такого типа связано с тем, что слои горных пород начинают смещаться параллельно друг другу в направлении простого сдвига. Такое движение или смещение слоев относительно друг друга в случае наличия на их поверхности каких-либо неоднородностей приводит к зарождению мелких и резко асимметричных складок (Reber et al., 2013a, 2013b). Осевые поверхности этих складок субпараллельны слоям, а их шарниры ориентированы перпендикулярно направлению движения. При увеличении степени деформации шарниры начинают вращаться, а точнее, "разворачиваться" в плоскости сдвига, стремясь приобрести ориентировку, параллельную направлению сдвига (rotating fold hinge). В результате этого процесса образуются сначала складки с криволинейными шарнирами, которые далее могут развиваться до полноценных колчановидных складок. Пример начальных этапов образования колчановидных складок был ранее описан в разделе 5.1.2 (см. этапы 2-3 на рис. 4.6).

В вышеупомянутой работе, посвященной деформациям в оползнях (Alsop, Marco, 2013), описан случай, когда, помимо разворачивания шарниров (hinge rotation) с последующим развитием колчановидных складок, может действовать механизм вращения замков вокруг своей оси (rolling fold hinge), сопровождающийся искривлением осевых поверхностей складок (подобно смятию ранних складок в поздние) и последующим их закручиванием в спирали в результате вращения вокруг оси, лежащей в плоскости сдвига и перпендикулярной его

направлению. Крылья складок также закручиваются, и в конечном счете образуются спиральные складки (рис. 12А в (Alsop, Marco, 2013)).

Подобные спиральные микроскладки (спиральные структуры) были обнаружены В.В. Балаганским в кейвских парасланцах участка Шуурурта–Ягельурта (детальный участок "Воронье гнездо", который находится примерно в 4 км к северо-востоку от г. Ягельурта (рис. 4.11А)). Автор исследовал эти спиральные структуры, разработал механизм их образования и выделил их как кинематические индикаторы принципиально нового типа, комплементарные мелким складкам сдвигового течения с криволинейными шарнирами (Горбунов и др., 2016; Gorbunov, Balagansky, 2022).

5.2. Описание спиральных структур в обнажении

Спиральные структуры обнаружены в стенке обнажения участка "Воронье гнездо", вертикальная плоскость которого имеет северо-восточное простирание. Здесь обнажаются кейвские ставролит-кианит-кварц-мусковитовые парасланцы червуртской свиты (рис. 5.1). Как и во многих кейвских сланцах, имеющих подобный минеральный состав, кристаллы кианита и большинство зёрен кварца в рассматриваемых породах содержат множество микровключений углеродистого вещества. В этих породах наблюдается слоистость, обусловленная чередованием обогащенных и обедненных кварцем слоев мощностью от первых миллиметров (рис. 5.1Г) до первых сантиметров. Слойки смяты в открытые асимметричные сдвиговые складки северной вергентности, что согласуется с данными о тектонических движениях в северном направлении в пределах всего пояса кейвских парасланцев (5.1А, Б). Вследствие чередования слоев разного состава сложенный ими многослой испытал гетерогенную деформацию, в котором разные слои обнаруживают разную величину деформации подобно тому, как это описано в работе (Cawood, Bond, 2018). Гетерогенная деформация многослоя выражается в том, что слои, обедненные кварцем, рассланцованы сильнее, чем слои, обогащенные кварцем. Рассланцевание этих многослойных пород с неоднородными по составу слойками привело к образованию структурного узора, схожего с узором в С-S-милонитах с полевошпатовыми порфирокластами, вращавшимися в кварц-слюдяной матрице (сравните рис. 5.1В и рис. 26.49 в Ramsay, Huber 1987). Вероятно, что спиральные структуры в парасланцах обнажения "Воронье гнездо" играют ту же роль вращающегося жесткого включения, что и порфирокласты в милонитах, как будет показано далее в тексте. Кроме этого, надо отметить, что S-плоскости, отделяющие спиральные структуры друг от друга, субпараллельны осевым поверхностям асимметричных складок сдвигового течения северной вергентности.

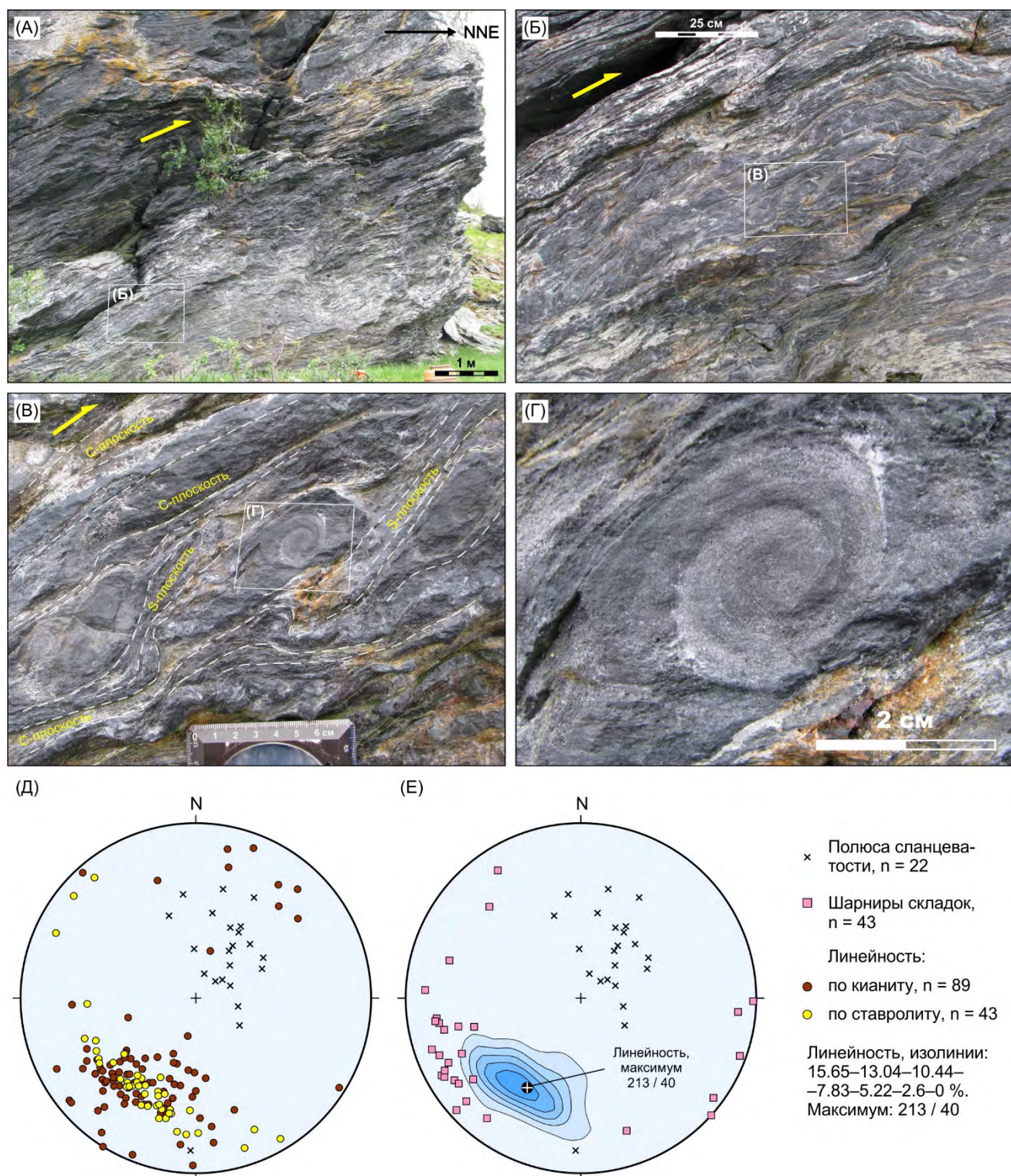


Рис. 5.1. (А-Г) Фотографии обнажения кейвских ставролит-кианит-кварц-мусковитовых парасланцев, в которых обнаружены спиральные структуры и (Д-Е) диаграммы ориентировок структурных элементов. Здесь и далее средняя ориентировка линейных элементов рассчитана как таковая айгенвектора, если не указано иное. При ограниченном количестве данных расчет айгенвектора и его ориентировки зависит от ориентировки каждого линейного элемента и обеспечивает, таким образом, более близкую к истинной среднюю ориентировку. При таком же ограниченном количестве данных ориентировка максимума концентрации линейных элементов может определяться ориентировкой всего лишь нескольких элементов, не зависит от ориентировки остальных элементов и может значительно отличаться от истинной средней ориентировки.

Во всех парасланцах обнажения отмечается хорошо выраженная линейность, образованная кристаллами кианита и реже ставролита. Линейность погружается главным образом к юго-западу (средняя ориентировка $213^{\circ}/40^{\circ}$ (рис. 5.1Д)). Большинство шарниров мелких ассиметричных сдвиговых складок погружаются к юго-западу под пологими и средними углами (средняя ориентировка $244^{\circ}/18^{\circ}$), их ориентировка составляет угол со средней ориентировкой линейности около 35° . При этом некоторые шарниры ориентированы субгоризонтально и погружаются к северо-западу и юго-востоку (рис. 5.1Е).

Спиральные структуры в обнажении образованы группой очень маломощных слойков, которые закручены в серии спиралей, размер которых составляет первые сантиметры (рис. 5.1Г).

Спирали расположены между С-плоскостями, и в некоторых случаях они отделены S-плоскостями, совпадающими с длинными крыльями мелких складок (рис. 5.1В). Направление закручивания спиральных структур, их сигмоидальный облик, вергентность мелких складок в северном и северо-восточном направлениях, а также наличие условных, различаемых в масштабе обнажения S-C структур предполагает, что все они образовались в условиях простого сдвига при тектонических движениях в северном и северо-восточном направлениях. Этот вывод согласуется с кинематикой движений, определенных по кинематическим индикаторам на участках Шуурурта-Ягельурта и хребта Серповидный (см. разделы 3.4 и 4.1.2).

Для детального изучения спиральных структур было выпилено два ориентированных образца из субвертикальной стенки обнажения. В точках отбора образцов линейность ориентирована субпараллельно либо под небольшими углами к стенке обнажения, а сланцеватость ориентирована практически перпендикулярно стенке. Полученные образцы имеют форму параллелепипедов с размерами $14 \times 9 \times 10$ см и $10 \times 11 \times 11$ см; далее в тексте эти два образца имеют маркировку "А" и "Б" соответственно. Две противоположные плоскости каждого из образцов, на которых наблюдаются спиральные структуры, являются разрезами, (суб)перпендикулярными длинным осям этих спиральных структур, которые похожи на сигары, веретена, стручки или коконы (то есть плоскости, на которых в обнажении наблюдаются спирали, являются поперечными разрезами объемных линейных структур такой морфологии). Далее в работе, для обозначения рассматриваемых структур со спиральной геометрией, автор использует термин, являющийся калькой с английского термина "spiral rod" – "спиральный под"⁷.

⁷ Для описания этих структур в англоязычной литературе был использован наиболее удачный, по мнению автора, термин "spiral rod", который дословно переводится как "спиральный стручок" (Gorbunov, Balagansky 2022). В данной работе автор предлагает использовать в качестве русскоязычного термина именно кальку "спиральный под", так как варианты, наиболее точно описывающие морфологию структур, типа "спиральные коконы", "спиральные веретёна" и т.п., представляются громоздкими и неудачными. Подобным образом неудачным представлялось бы

Для исследования объемной морфологии спиральных подов образцы были распилены на серию пластин: образец А – на 8 пластин, а образец Б – на 12 пластин (рис. 5.2А). Распилы были сделаны перпендикулярно длинным осям спиральных подов и параллельно ограничивающим плоскостям образца, которые, в свою очередь, субпараллельны плоскости стенки обнажения. Плоскости полученных разрезов получились близкими к плоскости XZ эллипсоида деформации.

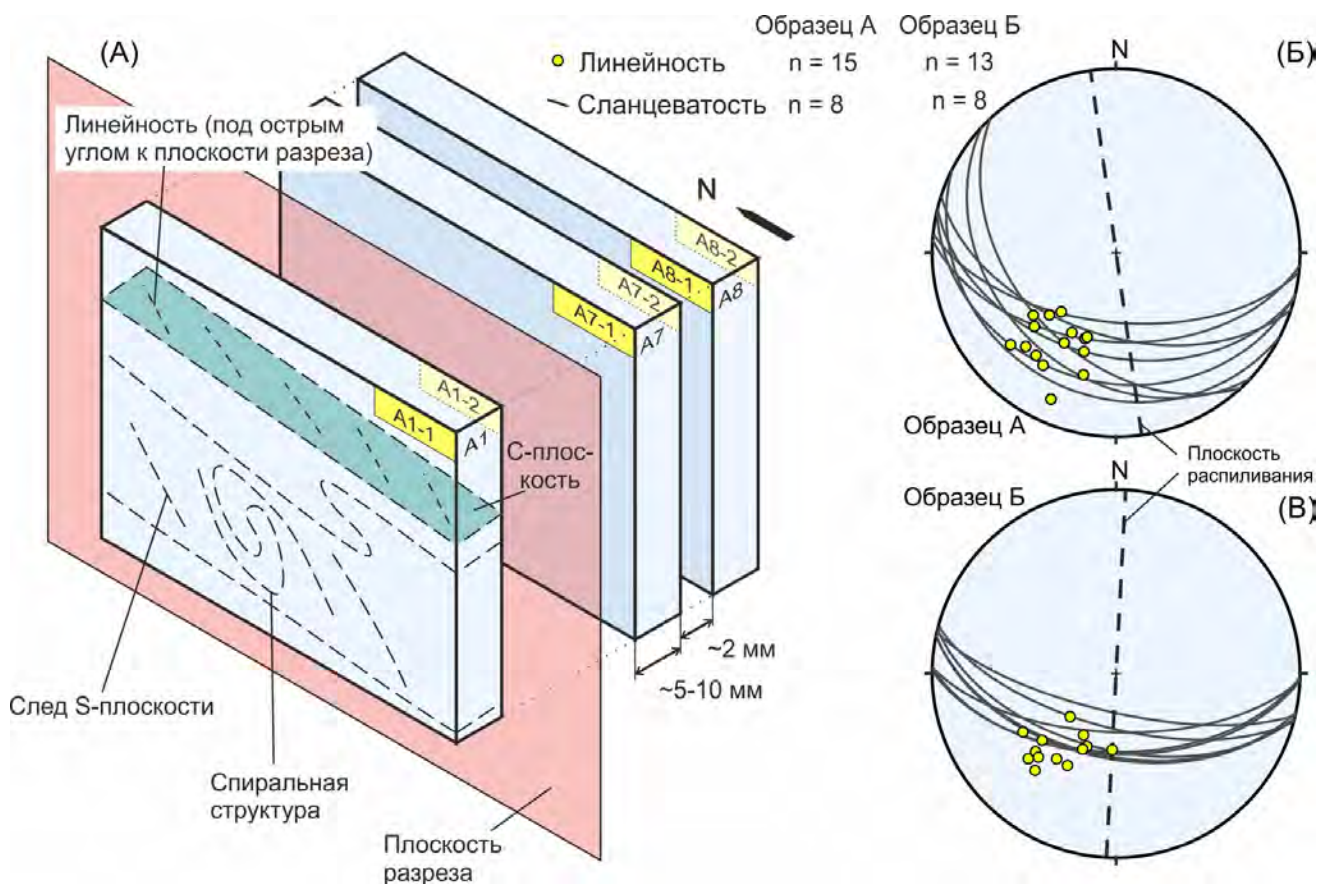


Рис. 5.2. (А) Схема распиливания образцов и (Б-В) диаграммы ориентировок структурных элементов, измеренных в образцах; С- и S- плоскости показаны схематично.

В образце А ориентировка плоскостей разрезов (то есть плоскостей получившихся пластин) отклоняется на 20–40° от плоскости, перпендикулярной сланцеватости, и на 15–55° от плоскости, параллельной линейности (рис. 5.2Б). В образце Б, плоскости разрезов перпендикулярны сланцеватости и отклоняются до 40° от плоскости, параллельной линейности (рис. 5.2В). Все пластины были приполированы и затем отсканированы⁸. На изображениях пластин были отрисованы прослеженные структурные линии и там, где это было возможно,

использование терминов "структура колбасы" или "структура сосиски" вместо термина "будина", являющегося калькой с английского языка.

⁸ Изображения всех плоскостей пластин приведены на рисунках S1 и S2 в дополнительных материалах (Supplementary Materials) к статье (Gorbunov, Balagansky, 2022).

границы отдельных слойков (см. рис. S1 и S2 в (Gorbunov, Balagansky, 2022)). Из пластин обоих образцов были изготовлены шлифы.

5.3. Краткая характеристика пород, образующих спиральные поды: петрография и деформационные структуры

Породы, наблюдаемые в образцах, можно разделить на три подгруппы. *Подгруппа I* включает светло-желтоватые слюдяные парасланцы, слои которых хорошо различимы на изображениях пластин (рис. 5.3А, Б) и в шлифах (рис. 5.4А). Парасланцы этой подгруппы тонкозернистые и сложены в целом изометричными зёрнами кварца (40–60 %), чешуйками мусковита (40–60 %) и единичными крупными кристаллами кианита и ставролита (рис. 5.4А). В некоторых слойках большинство зерен кварца пронизаны множеством микровключений углеродистого вещества (подгруппа *Ia*), тогда как в других слойках углеродистое вещество почти полностью отсутствует (подгруппа *Iб*). Важно отметить, что чешуйки мусковита не имеют предпочтительной ориентировки.

Подгруппы II и III состоят соответственно из слюдяных и кианитовых разновидностей парасланцев. На изображениях пластин эти породы светло- или тёмно-серые, их границы неяркие и различить эти подгруппы между собой можно только в шлифах (рис. 5.3В–Е). Породы *подгруппы II* более крупнозернистые, чем породы подгруппы I; содержание кварца в них составляет 50–70%. Зерна кварца здесь обычно вытянутые, и иногда на краях этих зёрен наблюдаются тонкие каймы, вещество которых полностью чистое (без микровключений углеродистого вещества), то есть эта генерация кварца является более поздней (рис. 5.4Б). Чешуйки мусковита, в отличие от таковых пород подгруппы I, имеют явно выраженную предпочтительную ориентировку. Кианитовые сланцы *подгруппы III* состоят из кианита (до 70%) и кварца. Облик кианитовых зёрен варьирует от изометричного до игольчатого, причем расположение иголок кианита образует явно выраженную предпочтительную ориентировку.

Деформационные микроструктуры, наблюдаемые в образцах, включают главным образом S-C структуры, выполненные чешуйками мусковита, ленточным кварцем и удлиненными, иногда сигмоидальной формы зёрнами кварца (рис. 5.4Б, В). Породы смяты в крошечные асимметричные до сжатых сдвиговые складки. В ядрах некоторых складок наблюдается кливаж, параллельный осевым поверхностям складок (рис. 5.4Д). Сланцеватость падает под средними углами к юго-западу в образце А (рис. 5.2Б) и под крутыми углами к юго-юго-западу в образце В (рис. 5.2В). Преобладающее большинство S-C структур указывают на движения в северо-восточном направлении.

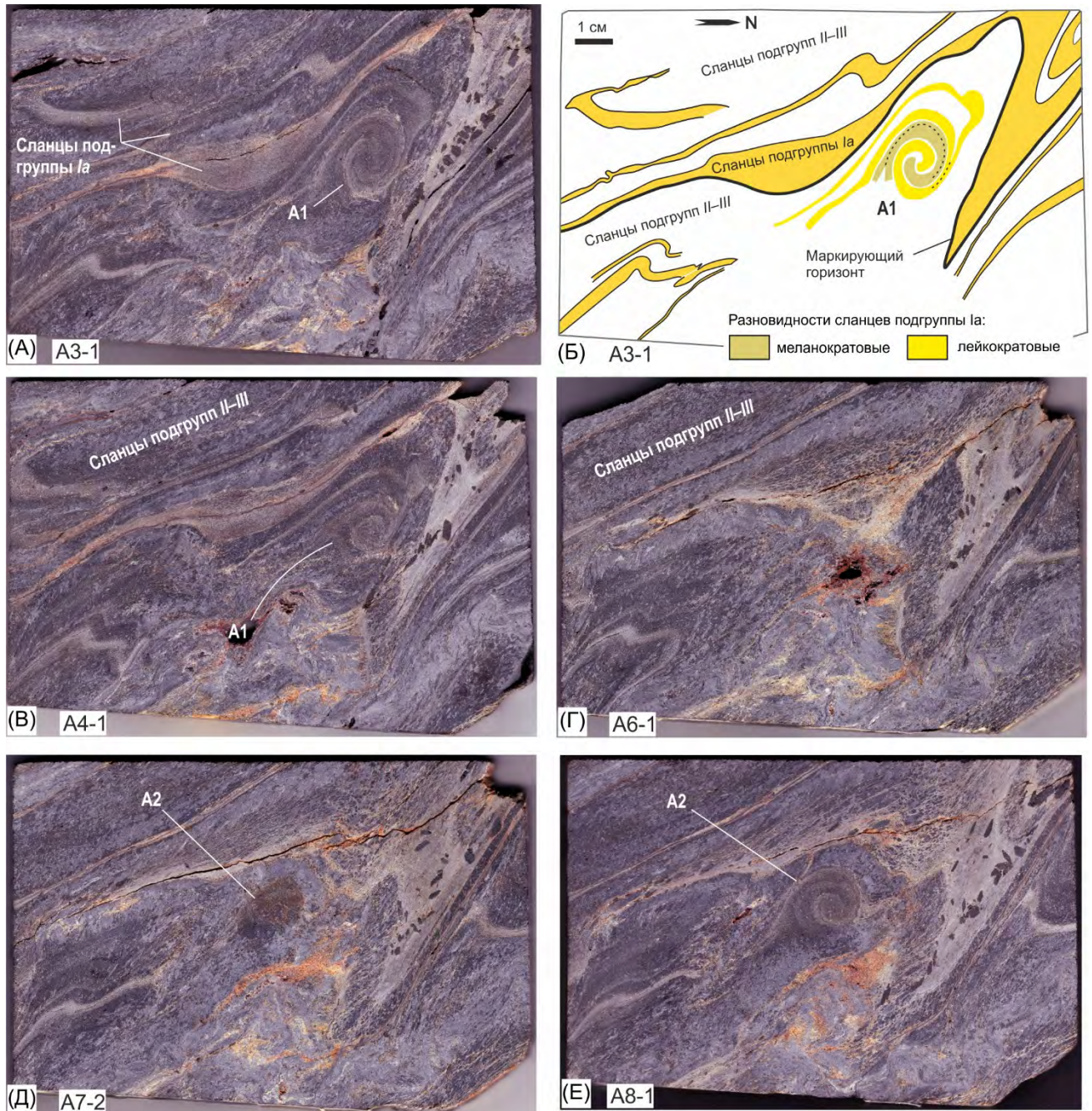


Рис. 5.3. (А, В-Е) Сканированные изображения поверхностей пластин из образцов А и (Б) границы наиболее четко прослеживаемые границы пластины, изображенной на (А). А1, А2 – номера спиральных подов.

Спиральные поды состоят из чередующихся и закрученных микрослойков подгруппы I (рис. 5.3). Внутри спиралей соседние слойки отличаются между собой только по содержанию микровключений углеродистого вещества в зёрнах минералов. Все спирали в подах закручены в одном и том же направлении. Средний диаметр спиральных подов составляет примерно 1.5–2 сантиметра, а мощность отдельных слоев внутри этих структур равна 1–2 миллиметрам. Большинство спиральных подов представлены внутри образцов не целиком, а только лишь фрагментами, и полностью реконструировать морфологию удалось только для трех подов; длина

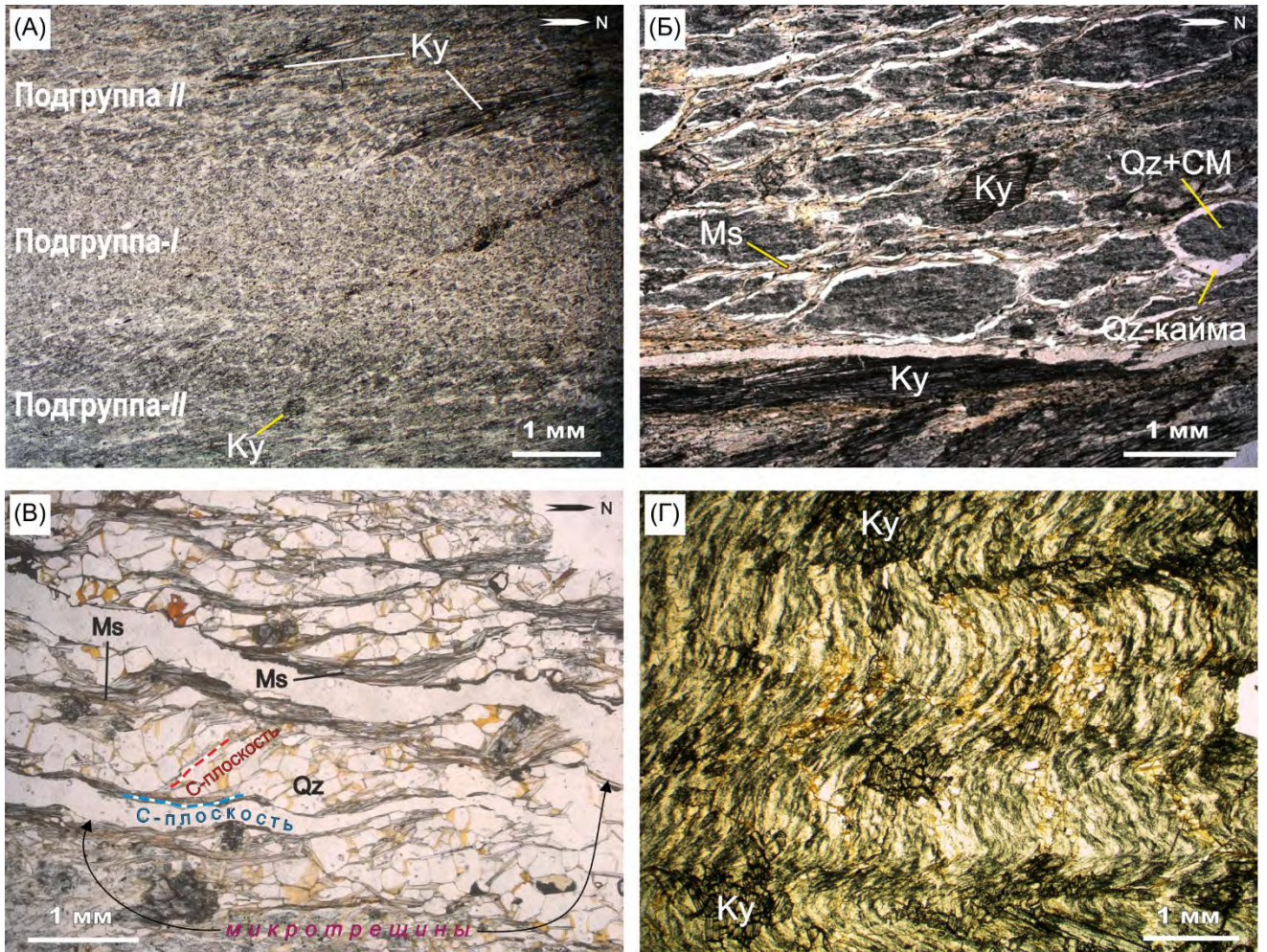


Рис. 5.4. Фотографии шлифов образца А. (А) Чередование более мелкозернистых (подгруппа I) и более крупнозернистых (подгруппа II) разновидностей кейвских парасланцев (шлиф 38-605). (Б) Зёрна кварца сигмоидальной формы, заполненные микровключениями углеродистого вещества и окруженные чистой от микровключений каймой (шлиф 38-609А). (В) S–С структуры, образованные чешуйками мусковита и цепочками зёрен кварца (шлиф 38-603А). (Г) Кливаж вдоль осевых поверхностей складок в ядре складки размером около 1 см (шлиф 38-610). Аббревиатуры минералов: СМ – углеродистое вещество; Ку – кyanит; Ms – мусковит; Qz – кварц.

их длинных осей варьирует от 3 до 7 см. Фрагмент одного из подов прослежен в образце Б от края до края (то есть, оба кончика пода находятся за пределами образца). Таким образом, установленная минимальная длина подов составляет 3 см и может превышать 10 см.

5.4. Морфология спиральных подов

Для визуализации морфологии спиральных подов и их пространственного положения были построены блок-диаграммы. Для этого на всех изображениях всех сканированных плоскостей пластин, выпиленных из обоих образцов, были прослежены и отрисованы структурные линии и явные границы хорошо распознаваемых слоев пород (рис. 5.3, 5.5). Далее плоскостные изображения структурных линий и границ пород на обеих сторонах каждой из

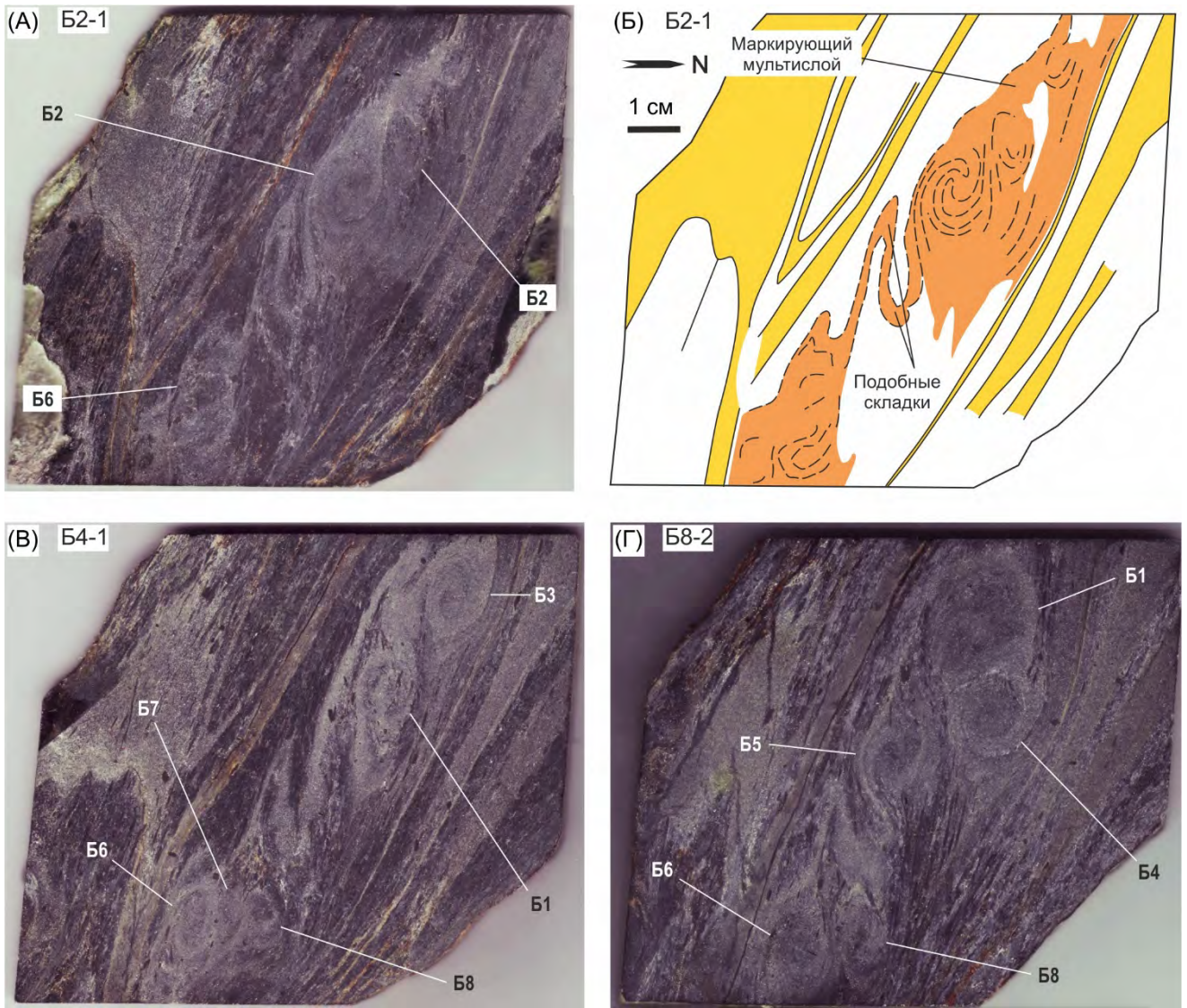


Рис. 5.5. (А, В-Е) Сканированные изображения поверхностей пластин из образцов А и (Б) границы наиболее четко прослеживаемые границы пластины, изображенной на (А). Б1, Б2 – номера спиральных подов.

пластин были расположены рядом параллельно друг другу и согласно их положению в исходном образце. При этом изображения выстраивались таким образом, чтобы получить прямоугольную изометрическую проекцию исходного образца (см. рис. S1 и S2 в (Gorbunov, Balagansky, 2022)). Для упрощения итоговой блок-диаграммы использовалось изображение не всего слоя, а только изображение его подошвы (рис. 5.6А). На исходных изображениях спиральные поды оконтуривались круговыми либо овальными кривыми линиями, чтобы отделить закрученные в спирали участки микрослойков от участков, смятых в обычные складки. Эти контуры спиральных подов использовались для построения на блок-диаграммах поверхностей, представляющих собой как бы "оболочки" спиральных подов (рис. 5.6Б). Линии, соединяющие видимые на плоскости центры спиральных подов, интерпретируются как длинные оси этих линейных структур (рис. 5.6Б).

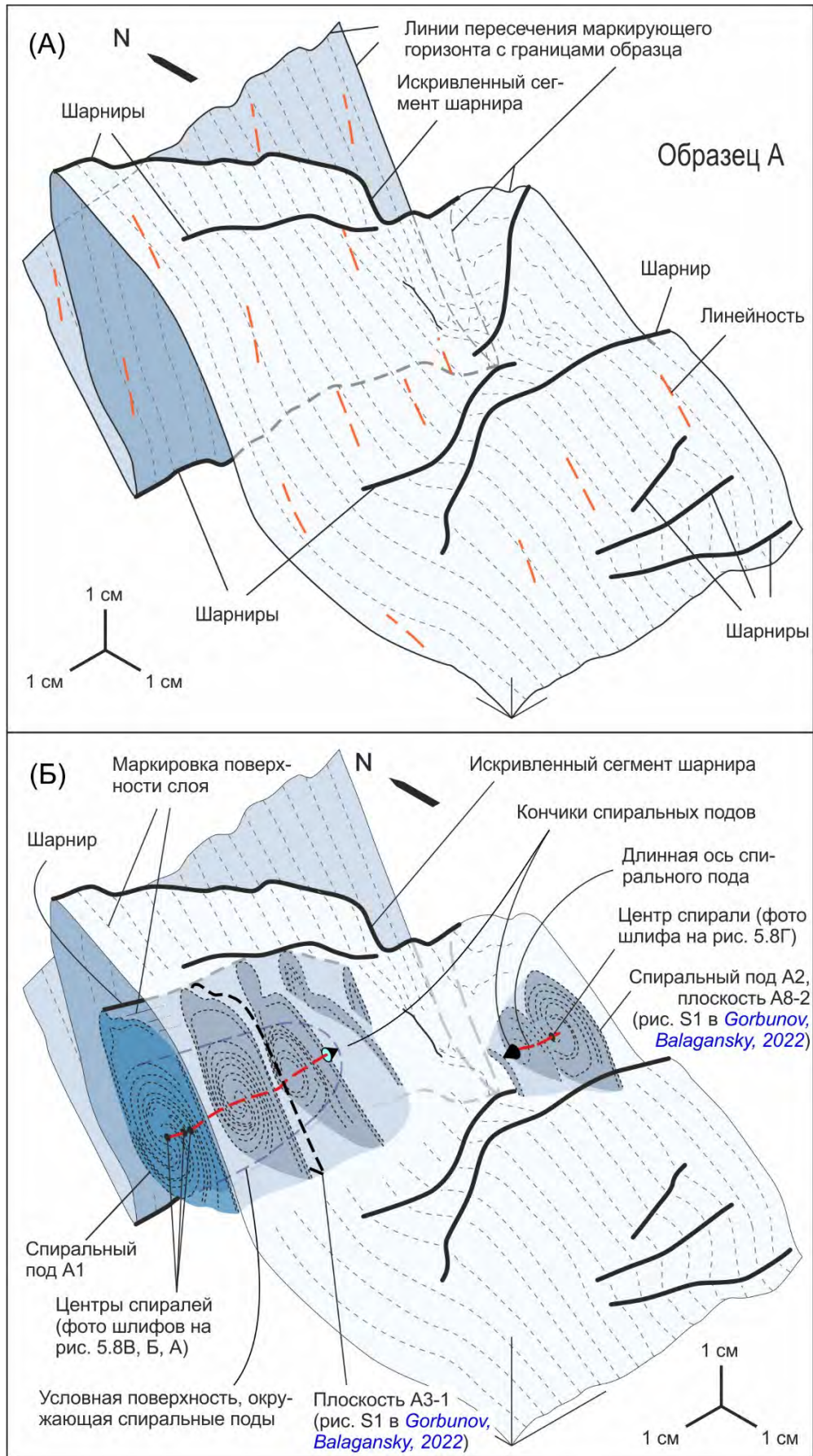


Рис. 5.6. (А) Блок-диаграммы подошвы маркирующего слоя и (Б) спиральные поды в образце А.

Блок-диаграммы образца А. На блок-диаграммах образца А изображена подошва светло-желтого слоя подгруппы Ib, выбранная в качестве маркирующего горизонта (рис. 5.3А, 5.6). В обнажении видно, что этот слой смят в парные асимметричные сжатые до изоклинальных складки северной vergentности, интерпретируемые как складки сдвигового течения. В образце А находится одна пара таких складок, и их морфологию легко реконструируется. Эти складки характеризуются следующими особенностями. (1) Их шарниры являются криволинейными (рис. 5.6А). (2) В утолщенном ядре антиформной складки (ниже поверхности маркирующего горизонта) располагаются спиральные поды (рис. 5.6Б). (3) Спиральные поды образованы серией закрученных микрослойков, которые в определенной степени являются повторно смятыми замками микроскладок и представляют собой структуры "микроскладка в микроскладке", причем эти замки полностью сорваны с крыльев складок (рис. 5.3Б, 5.6Б). (4) Средняя ориентировка шарниров асимметричных складок согласуется с ориентировкой длинных осей спиральных подов (рис. 5.6Б, 5.7А). (5) Криволинейность этих шарниров согласуется с таковой шарниров складок более крупного масштаба, повсеместно развитых на участке Шуурурта-Ягельурта (см. раздел 4.1.2).

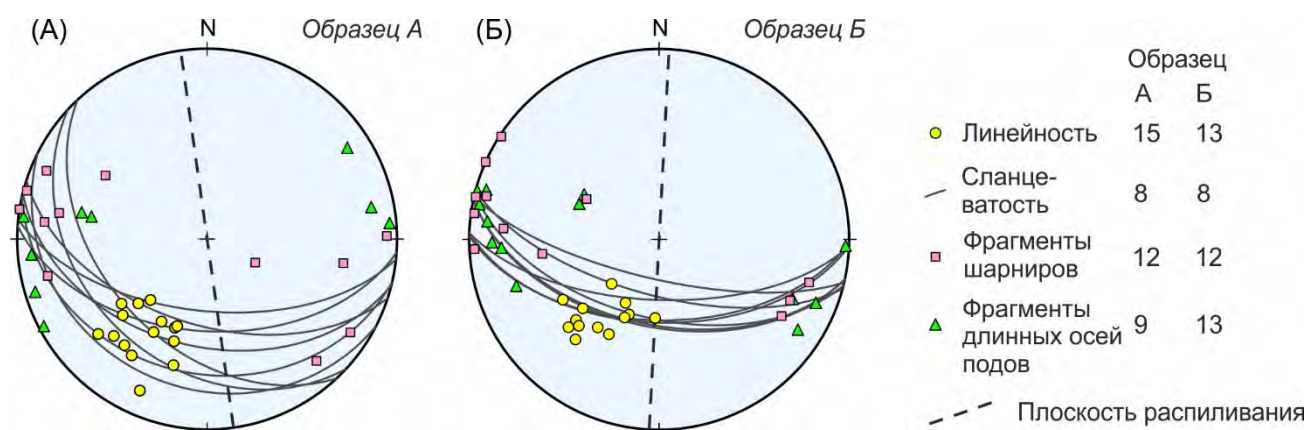


Рис. 5.7. (А-Б) Диаграммы ориентировок структурных элементов в образцах А и Б.

Шарнир антиформной складки имеет умеренную степень искривления, однако отклонение его ориентировки от средней ориентировки всех шарниров довольно существенно, что хорошо видно как на пластинах 6 и 7 (см. изображения плоскостей пластин А6-1, А6-2 и А7-1 на рис. S1 в (Gorbunov, Valagansky, 2022)), так и на блок-диаграммах, где правая, более короткая часть шарнира смещена вниз на 1.5 см по отношению к левой части шарнира (рис. 5.6А). В ядре антиформной складки обнаруживаются фрагменты двух отдельных подов (далее – спиральные поды А1 и А2). Они располагаются соответственно справа и слева от вышеописанной сильно искривленной части шарнира (рис. 5.6Б). В разрезах через центральные части подов наблюдается

явно выраженная спиральная геометрия, причем в спирали закручено несколько микрослойков (рис. 5.3А–Б, 5.6Б).

Обнаруживаемый в образце фрагмент пода А2 имеет коническую форму, при этом подобную форму имеет только внутренняя часть пода А1 (рис. 5.6Б). Ось этого конуса совпадает с осью спиральных подов, и почти параллельна не искривленной части шарнира антиформной складки. Кончики обоих фрагментов смещены друг относительно друг в том же направлении и примерно на то же расстояние, что и правая и левая части расположенного выше шарнира антиформной складки (рис. 5.6Б).

Количество слоев, обнаруживающих спиральную геометрию, уменьшается от внутренней части (видимой на плоскости АЗ-1 в разрезе через спиральный под А1) в направлении к кончику пода, где спиральная геометрия исчезает. Другими словами, серия микрослойков, смятых в две исходные небольшие смежные изоклиналильные складочки (рис. 5.8А) и оконтуренные на разрезе АЗ-1, намотаны друг на друга в результате вращения на полтора оборота. В то же время, эти микрослойки остались не намотанными на кончике пода А1, расположенного примерно в 4.8 см от разреза АЗ-1, ориентировка которого принята перпендикулярной длинной оси пода (рис. 5.6Б). Из этих наблюдений следует, что шарниры данных смежных складочек являются криволинейными.

Для того, чтобы установить, был ли шарнир исходной складочки прямолинейным или криволинейным, необходимо "размотать" осевую плоскость любой из двух смежных изоклиналильных складочек, закрученных в спираль. В случае заматывания в спираль цилиндрической изоклиналильной складочки с прямолинейным шарниром, фрагмент длинной оси пода будет располагаться (суб)параллельно шарниру. Тогда на разрезах, перпендикулярных длинной оси пода, замки размотанных наблюдаемых двух смежных изоклиналильных складочек будут находиться на одинаковом удалении от фрагмента длинной оси пода, то есть от шарнира исходной цилиндрической складки. Если же исходная складочка не была цилиндрической и имела криволинейный шарнир, то на разрезах через участки наибольшей кривизны шарнира замки исходной складочки будут находиться на разном удалении от длинной оси пода – на максимальном во внутренней части спирального пода и наименьшем в области его кончика. На кончике пода положение и ориентировка шарнира существующей изоклиналильной складочки, замотанной в спираль, будут совпадать с таковыми шарнира цилиндрической складочки, который затем стал криволинейным в процессе прогрессивной деформации простого сдвига. Именно такой случай наиболее соответствует наблюдениям в разрезах через спиральные поды.

Таким образом, можно примерно оценить величину апикальных углов этих замотанных в спирали складочек с криволинейными шарнирами следующим способом. Фрагмент длинной оси пода, который расположен между разрезом АЗ-1 и кончиком пода, имеет длину примерно 4.8

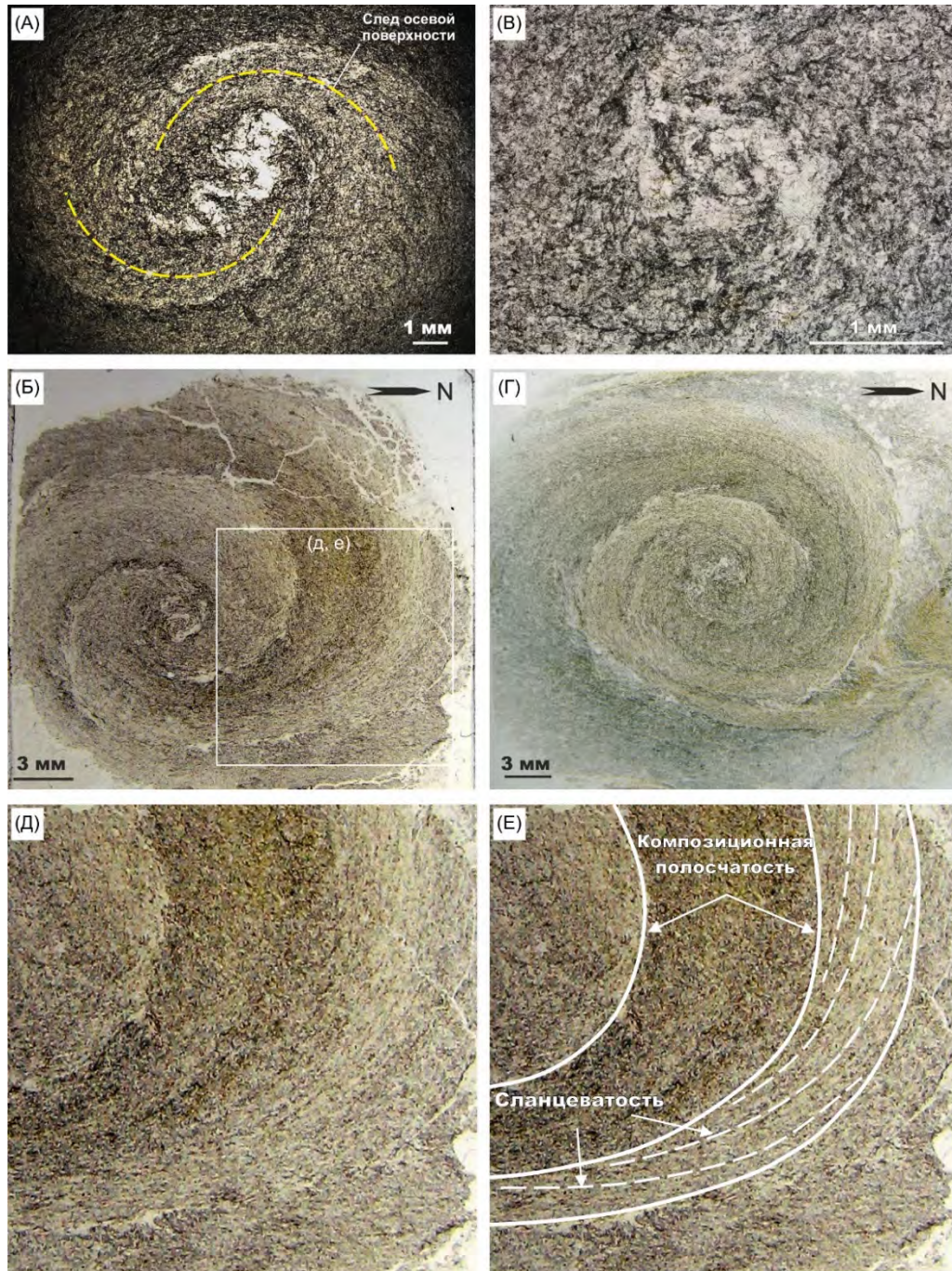


Рис. 5.8. Фотографии шлифов, выпиленных из спиральных подов образца А (расположение шлифов показано на рис. 5.6Б). (А-В). Изображения шлифов из пода А1, в которых видны реликты деформированного кварц-мусковитового микрослойка; шлифы выпилены из небольшого куса образца в форме параллелепипеда размерами $\sim 2 \times 2 \times 1$ см параллельно друг другу; (А) часть микрослойка, будинированная и смятая в птигматитовые микроскладки (шлиф 38-601); (Б) часть того же смятого в микроскладку микрослойка, расположенная между шлифами, изображенными под (А) и (В) (шлиф 38-601А); и (В) часть того же микрослойка, смятого в птигматитовые микроскладки, тесно прижатые друг другу (шлиф 38-602А) (расположение шлифов показано на рис. 5.6Б). (Г) Шлиф из пода А2, выпиленный из пластины А9, в котором видны реликты кварц-мусковитового микрослойка (шлиф 38-621). (Д) Увеличенное изображение фрагмента шлифа пода А1, изображенного под (Б), на котором видно взаимоотношение двух систем спиралей, образованных вещественной полосчатостью и сланцеватостью, и (Е) то же изображение со структурными линиями, маркирующими сланцеватость, и границами между отдельными слоями, образующих полосчатость.

см (рис. 5.6Б). Размотанный след осевой плоскости, который можно проследить на разрезе АЗ-1 (рис. 5.3Б и рис. S2 в (Gorbunov, Balagansky, 2022)), можно принять за биссектрису складочки с криволинейным шарниром, образовавшейся за счет исходной цилиндрической складочки и затем закрученной в спираль. То есть в размотанной осевой плоскости будет существовать прямоугольный треугольник, вершинами которого будут (А) замок складочки, видимой на разрезе АЗ-1, и близкий к центру нынешней спирали, (В) точка пересечения размотанного следа осевой поверхности на разрезе АЗ-1 с предполагаемым шарниром исходной цилиндрической складочки (то есть, принимая во внимание допущения выше, с длинной осью спирального пода), и (С) кончик спирального пода. Сторона треугольника ВС (его гипотенуза) в таком случае будет являться фрагментом криволинейного шарнира складочки, закрученной в спираль. Минимальная длина размотанного следа осевой плоскости одной из двух смежных изоклиальных складочек, измеренная на разрезе АЗ-1 (рис. 5.3Б и рис. S2 в (Gorbunov, Balagansky, 2022)), равна примерно 8.2 см, а другой складочки – примерно 4.8 см. На основе этих допущений и простых тригонометрических вычислений рассчитаны величины апикальных углов этих складочек с криволинейными шарнирами, которые составляют примерно 60° и 90° . Следует заметить, что (1) реконструируются только части складочек с намотанными друг на друга осевыми поверхностями и (2) эти реконструкции указывают только на то, что шарниры рассматриваемых складочек являются криволинейными, но не позволяют точно рассчитать величину их апикальных углов.

Фрагмент пода А2 является более коротким, чем фрагмент пода А1, его длина равна примерно 1.5 см, и он имеет четко выраженную морфологию конуса. Путем измерения радиуса основания конуса (высота соответствует длине фрагмента пода А2) и последующих тригонометрических вычислений получается, что угол вершины конуса составляет 132° . На разрезе А8-2 (рис. 5.6Б, разрез на правой стороне образца; рис. S2 в (Gorbunov, Balagansky, 2022)) минимальная длина следа осевой плоскости изоклиальной складочки, свернутой в спираль, равна примерно 3.4 см. Рассчитанный с использованием описанного выше метода апикальный угол этой складочки составляет около 48° .

Особенностью спирального пода А1 является то, что в самом центре спиралей, наблюдаемых в разрезах, находится фрагмент кварцевого микрослойка общей длиной примерно 15 мм. Этот микрослоек состоит из чистых зёрен кварца без микровключений углеродистого вещества и не содержит чешуек мусковита (рис. 5.8А). Он располагается между более темным кварц-мусковитовым слойком и более светлым и более крупнозернистым слойком такого же состава (рис. 5.8А). Микрослоек смят в птигматитовые микроскладочки, которые также хорошо наблюдаются в двух соседних шлифах (рис. 5.8 А, Б). Ансамбли этих микроскладок имеют размеры около 2×4 мм и образуют линзоподобные микрообособления (микробудины). Как уже было сказано выше, они наблюдаются только в центральных частях пода А1 на удалении от его

кончика и лежат на его длинной оси (рис. 5.6Б). В шлифе, расположенном в 5–7 миллиметрах от вышеупомянутых шлифов, наблюдается овальная структура выраженной сигмоидальной формы, которая также лежит на длинной оси пода (рис. 5.8В). Эта овальная структура интерпретируется как серия закрученных и сильно передавленных птигматитовых микроскладочек.

Спиральные поды как в обнажениях (рис. 5.1Б-Г), так и в шлифах (рис. 5.8А-Г) сложены слоями разного состава. В этих слоях наблюдается сланцеватость, образованная предпочтительной ориентировкой удлиненных зёрен кварца и чешуек мусковита, которая ориентирована под очень острым углом по отношению к слоистости. Сланцеватость также закручена в спирали, причем их центр и направление закручивания согласуются с таковыми спиралей, обрисовываемых слоистостью (рис. 5.8Б, Д, Е). Таким образом, спиральный под А1 – это сложная линейная структура, которая состоит из двух согласующихся друг с другом (когерентных) спиральных систем, в которые в одном и том же направлении закручены две разные группы плоскостных текстур.

Непосредственно в образце была измерена ориентировка плоскостных (сланцеватость и слоистость) и линейных структурных элементов, включая линейность по кианиту. Используя блок-диаграммы, были вычислены ориентировки шарниров складок и длинных осей подов. Плоскостные структурные элементы погружаются к юго-западу под средними углами и имеют среднюю ориентировку $200^\circ/41^\circ$, причем средняя линейность по кианиту имеет сходную ориентировку ($214^\circ/39^\circ$) (рис. 5.7А). Вычисленная средняя ориентировка девяти фрагментов длинных осей обоих спиральных подов, наблюдаемых в образце А, составляет $261^\circ/6^\circ$ и образует угол 54° со средней ориентировкой линейности. Вычисленная средняя ориентировка двенадцати фрагментов шарниров составляет $285^\circ/2^\circ$ (рис. 5.7А), что достаточно близко к средней ориентировке длинных осей спиральных подов (угол между ними составляет 24°) и практически перпендикулярна средней ориентировке линейности (угол между ними равен 74°). Во фрагменте шарнира антиформной складки, который имеет максимальное отклонение, азимут погружения составляет 116° , а угол погружения составляет 67° ; отклонение ориентировки этого шарнира от средней ориентировки шарниров составляет 69° .

Блок-диаграммы образца Б. Для построения блок-диаграмм образца Б в качестве маркирующего горизонта была использована целая группа соседних слоев (далее в тексте эта группа называется "маркирующий многослой" (рис. 5.5, 5.9)). Минералогический состав кианитовых и слюдяных сланцев в образце Б в целом соответствует таковому в образце А. Единственным исключением является то, что в слюдяных сланцах с редкими порфиробластами кианита подгруппы I, которые образуют спиральные поды в образце Б, почти полностью отсутствует углеродистое вещество, что позволяет выделить их в отдельную подгруппу Iб. Из-за этой особенности состава спиральная геометрия плохо различима в шлифах, но по-прежнему

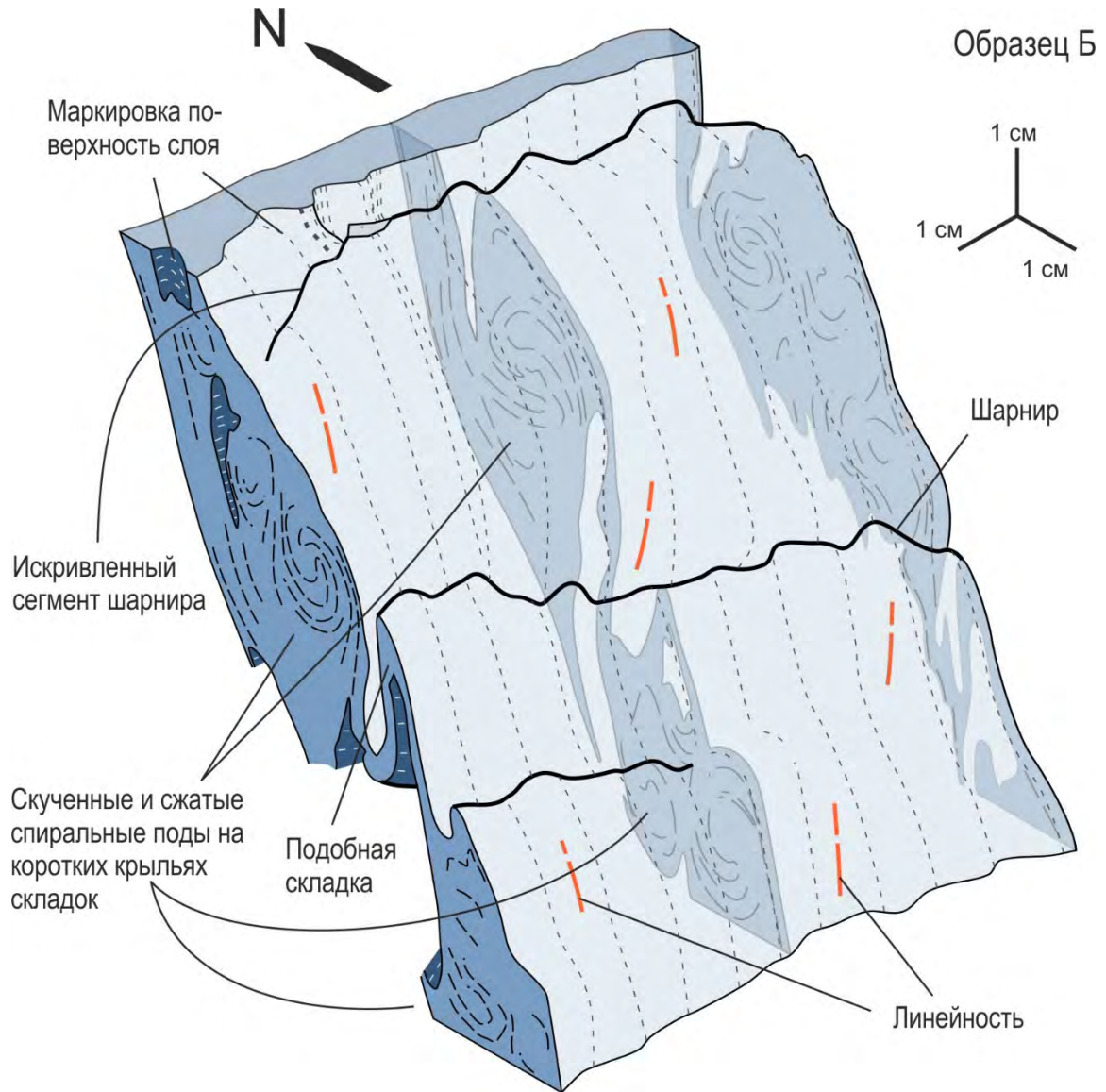


Рис. 5.9. Блок-диаграмма, иллюстрирующая морфологию маркирующего многослоя и положение в нём спиральных подов в образце Б.

удовлетворительно распознается как в обнажении, так и в полированных пластинах. Внутреннюю структуру удалось надежно расшифровать в шлифах только в двух подах (рис. 5.7). Важно отметить, что в этих подах устанавливается закручивание на меньший угол, чем в спиральных образцах А.

Маркирующий многослой был выбран благодаря его следующим особенностям. Во-первых, он смят в серию асимметричных сдвиговых складок, морфология которых весьма специфична, и эта специфичность заключается в следующем. В отдельных участках коротких крыльев одной из пар смежных асимметричных складок отмечается скупивание сразу нескольких сдавленных и слегка уплощенных спиральных подов, в результате чего мощность крыльев значительно увеличилась (рис. 5.5А, Б; 5.9). Эти две пары складок разделены двумя небольшим смежными подобными складками (similar folds). Из-за скупивания спиральных подов на коротких

крыльях мощность маркирующего многослоя варьирует от нескольких миллиметров до двух-трех сантиметров как по падению, так и простиранию (рис. 5.5А, Б). *Во-вторых*, как и в образце А, эти складки имеют северную вергентность. *В-третьих*, шарниры всех этих складок также криволинейны. *В-четвертых*, непосредственно выше и ниже кровли и подошвы маркирующего многослоя расположено два ограничивающих его и параллельных ему слойка (их ориентировка близка к ориентировке С-плоскостей). Крылья складок и слегка уплощенные спиральные поды ориентированы под углом $\sim 30^\circ$ по отношению к этим ограничивающим слойкам, а линия их пересечения субпараллельна шарнирам (рис. 5.5). Таким образом, общий структурный узор имеет сходство с S-С-структурами или чешуйчато-надвиговыми микроструктурами (imbricate microstructures), что говорит о северном направлении тектонического транспорта.

Всего было выявлено девять спиральных подов, структуру которых удалось реконструировать и которые были пронумерованы от Б1 до Б9 (рис. 5.10, 5.11). На блок-диаграммах хорошо видно, что спиральные поды слегка сжаты и уплощены; также это хорошо видно и в шлифах (рис. 5.12). Спиральный под Б1 прослеживается вдоль длинной оси от одного края образца до другого, и оба его кончика выходят за пределы образца. Таким образом, его длина превышает 10 сантиметров (рис. 5.10, 5.11). Спиральные поды Б3, Б7 и Б8 почти целиком расположены внутри образца, тогда как остальные представлены только их фрагментами, и наблюдается только один кончик, находящийся внутри образца (рис. 5.10, 5.11). Размер спиральных подов, полностью находящихся внутри образца, составляет 3-7 см. В разрезе их размеры варьируют приблизительно от 1.5 до 2 см (отношение длины к ширине уплощенных подов лежит примерно в интервале от 3:1 до 5:1 и может быть больше, чем 5:1). Как и в образце А, максимальное закручивание микрослойков внутри подов наблюдается в их центральных частях, и практически отсутствует на кончиках. Следовательно, шарниры первоначальных изоклинальных складок, закрученных в спирали, должны быть криволинейными. Длинные оси спиральных подов – криволинейные, однако, в отличие от образца А, их криволинейность не согласуется с таковой шарниров складок (рис. 5.10).

Тем же способом, что и в образце А, в образце Б были получены данные по ориентировкам структурных элементов. Полосчатость и сланцеватость погружаются к югу под средними и крутыми углами (средняя ориентировка $189^\circ/59^\circ$), а линейность по кианиту имеет среднюю ориентировку $217^\circ/47^\circ$ (рис. 5.7Б). Средняя ориентировка 13 фрагментов длинных осей составляет $281^\circ/8^\circ$ и образует угол 73° со средней ориентировкой линейности. Средняя ориентировка 12 фрагментов шарниров составляет $285^\circ/3^\circ$ (рис. 5.7Б) и субпараллельна средней ориентировке длинных осей подов (угол между ними составляет 6°) и субперпендикулярна средней ориентировке линейности по кианиту (угол между этими ориентировками равен 73°)

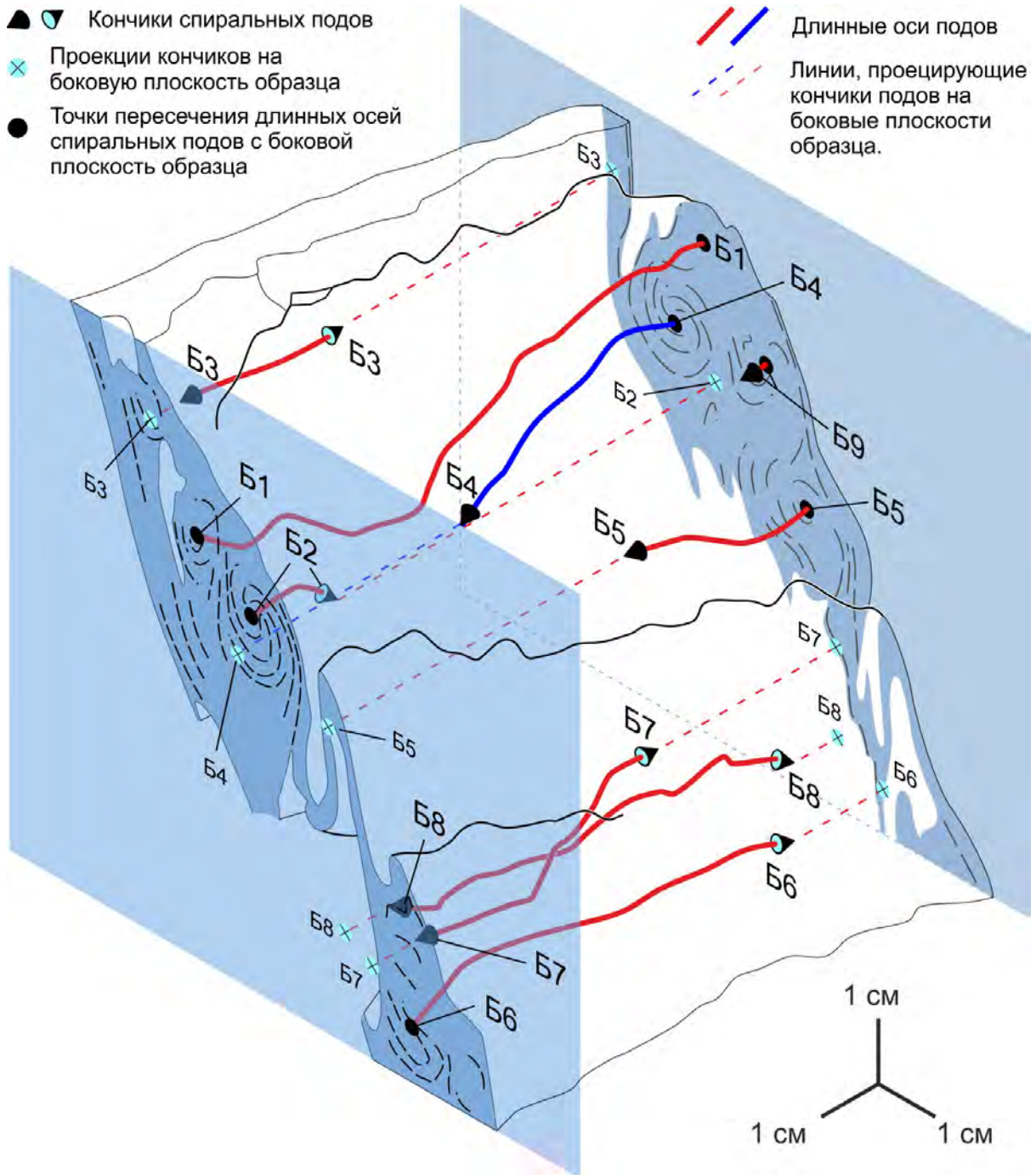


Рис. 5.10. Блок-диаграмма, иллюстрирующая местоположение спиральных подов и их пространственные взаимоотношения с асимметричными сжатыми до изоклинальных складками сдвигового течения в образце Б. Спиральные поды прослежены от разреза к разрезу. Если видимая в разрезе спиральная геометрия исчезает при прослеживании спирального пода, то считается, что на этом разрезе спиральный под заканчивается. Центр спирали в последнем разрезе прослеживаемого спирального пода считается его кончиком. Для лучшего понимания положения длинных осей подов внутри образца добавлены пунктирные линии, проецирующие кончики подов на боковую плоскость образца. Там, где длинные оси подов или проецирующие линии сближены, они выделены разными цветами для их лучшего различия.

(рис. 5.7Б). Фрагмент шарнира, который максимально отклоняется от средней ориентировки (на 52°), погружается к запад-северо-западу по азимуту 299° под углом 54° . Косое расположение

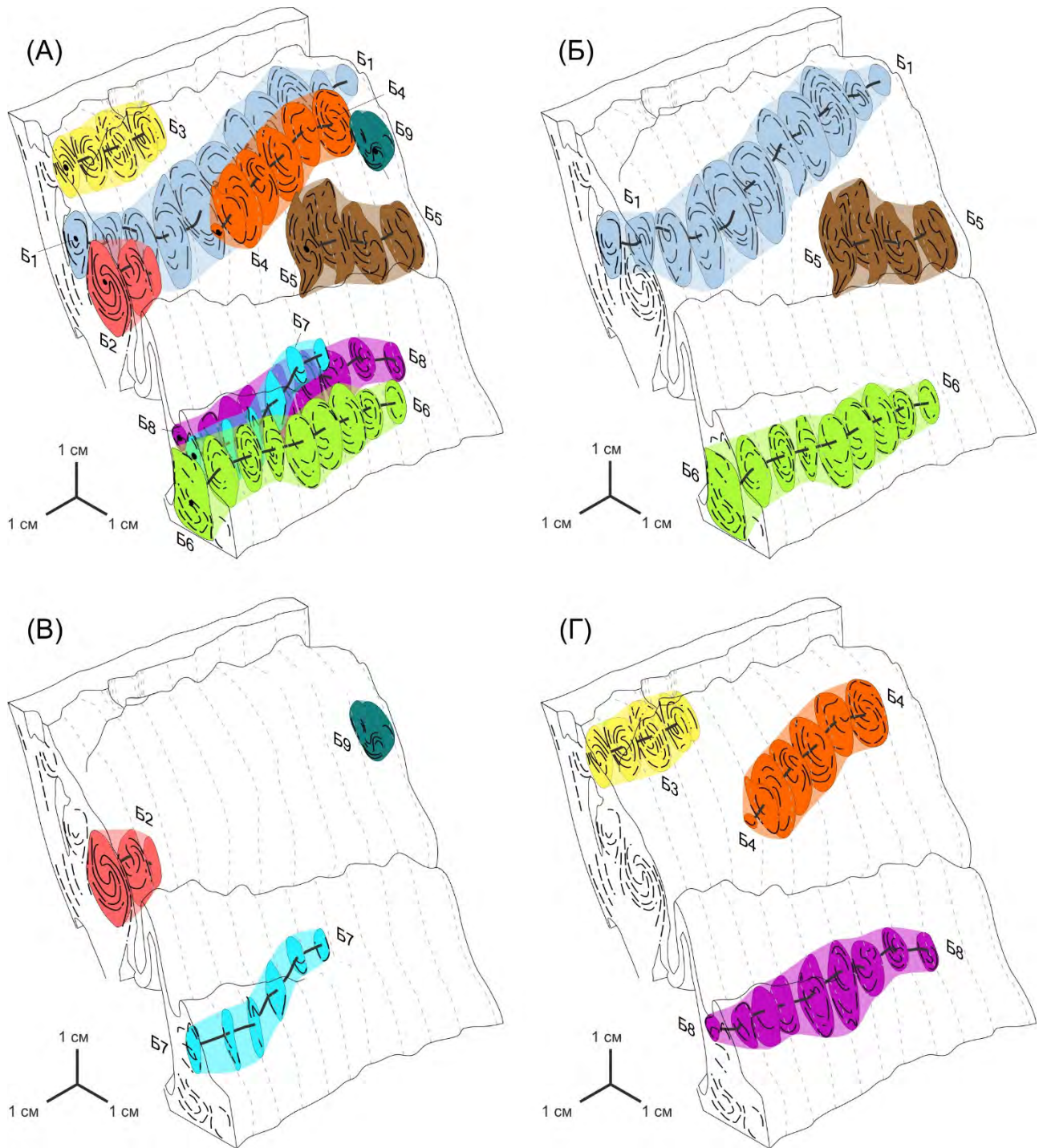


Рис. 5.11. Блок-диаграмма, иллюстрирующая морфологию спиральных подов в образце Б. Для лучшего визуального различия разные поды окрашены в разные цвета.

минеральной линейности по отношению к шарнирам складок сдвигового течения является обычным в зонах сдвигового течения (Alsop, Holdsworth, 2012).

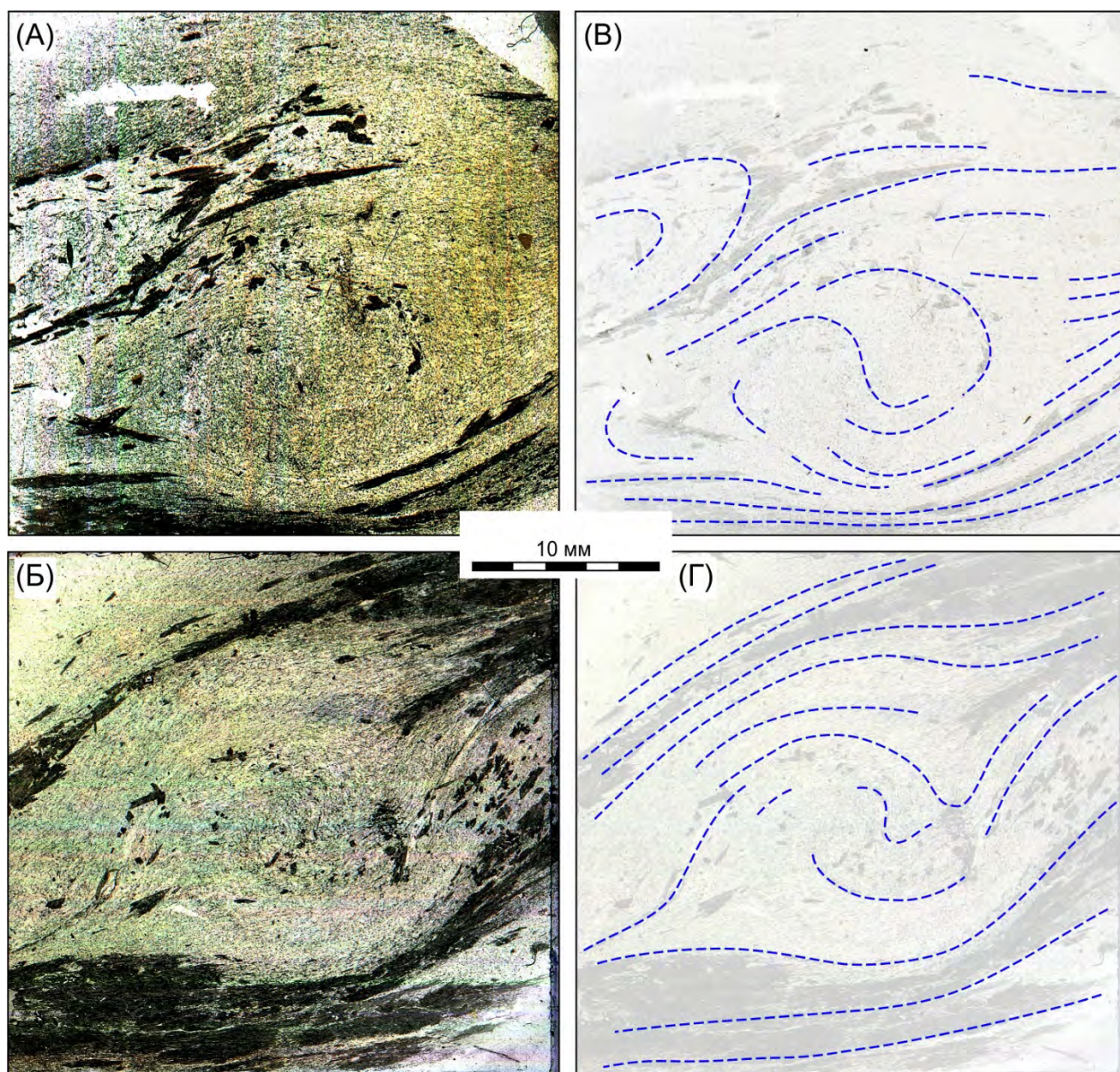


Рис. 5.12. Фотографии шлифов, выпиленных из спиральных подов образца Б и сделанных в проходящем свете (расположение подов указано на рисунке 6.11). (А-Б) Внутреннее строение подов Б2 (шлиф 38-502) и Б5 (шлиф 38-508) устанавливается только при большом увеличении контраста и интенсивности цвета; (В-Г) наиболее хорошо распознаваемые структурные линии, иллюстрирующие спиральную геометрию.

5.5. Обсуждение результатов

Результаты структурного анализа. Все структурные данные, полученные в образцах и в обнажении, показаны на рисунках 5.13А-Ж. Ориентировка минеральной линейности в образцах хорошо согласуется с таковой в обнажении, их средняя ориентировка составляет соответственно $216^{\circ}/43^{\circ}$ и $211^{\circ}/36^{\circ}$ (рис. 5.13В, Г). Средняя ориентировка фрагментов шарниров складок, измеренная в образцах, дает почти субгоризонтальное ЗСЗ направление (азимут

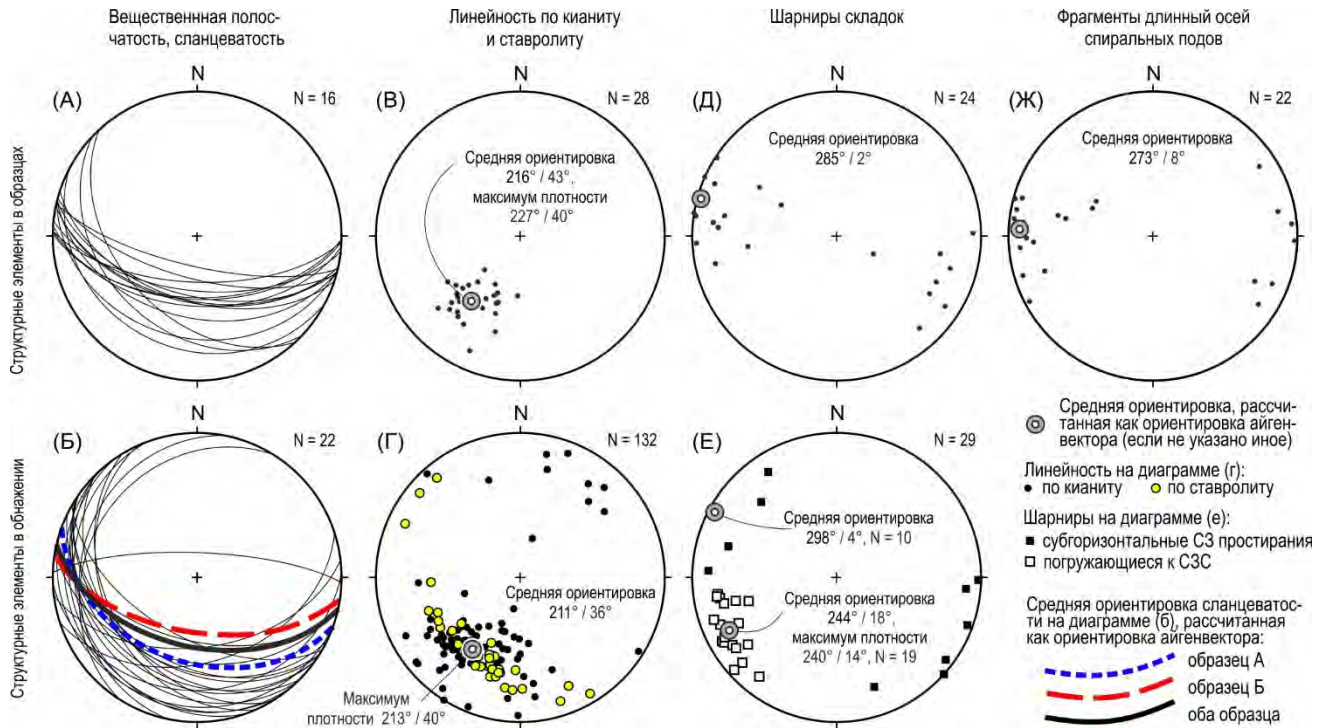


Рис. 5.13. Сравнение ориентировок структурных элементов из образцов со спиральными подами (верхний ряд) и из обнажения, в котором взяты эти образцы (нижний ряд).

погружения 285°) (рис. 5.13 Д); шарниры же, измеренные в обнажении, могут иметь два варианта средних ориентировок: (1) субгоризонтальную ЗСЗ-направления, (2) пологую ЮЗЮ-направления (рис. 5.13Е). В первом случае, средняя ориентировка шарниров в обнажениях ($285/2^\circ$) согласуется с таковой, измеренной непосредственно для их фрагментов в образцах ($298/4^\circ$). Асимметричные складки сдвигового течения имеют северную и северо-восточную вергентность, которая согласуется с таковой в пределах всего Кейвского парасланцевого пояса (Бельков, 1963; Горбунов, 2012; Balagansky et al., 2012; Мудрук и др., 2013). В замках некоторых асимметричных сдвиговых складок наблюдается кренуляционный кливаж, параллельный осевой плоскости (рис. 5.4Г). Средняя ориентировка длинных осей подов составляет $273^\circ/8^\circ$ (рис. 5.13Ж), которая очень близка к ориентировке фрагментов шарниров в образцах ($285^\circ/2^\circ$, рис. 5.13Д).

Таким образом, можно сделать вывод, что все структурные данные об ориентировках сланцеватости и вещественной полосчатости, линейности и шарниров складок сдвигового течения, согласуются друг с другом как в образцах, так и в обнажении. Ориентировка длинных осей подов близка к горизонтальной ориентировке запад-северо-западных шарниров складок сдвигового течения. Все эти данные говорят в пользу того, что спиральные поды и складки сдвигового течения должны были образовываться одновременно во время тектонических движений в северном направлении.

Природа деформации: конседиментационная или тектоническая. Возможны два главных типа механизма возникновения спиральных подов: конседиментационная деформация и деформация во время палеопротерозойской лапландско-кольской коллизионной орогении. В литературе описаны асимметричные мелкие складки, которые образуются в результате простого сдвига параллельно границам слоев в оползнях. В эти складки смяты слоистость и многослойность в рыхлых песчаниках, алевролитах, аргиллитах и нелитифицированных песках и илах (Shanmugan, 2016; Alsop et al., 2019, 2022). Более того, спиральная геометрия, подобная той, которая обнаруживается внутри спиральных подов, установлена также и в оползнях (Alsop, Marco, 2013). Однако в нашем случае в разрезах, перпендикулярных осям подов, сами поды часто сплюснуты и имеют в разрезе линзовидную форму, а спиральная геометрия проявлена только в их центральных частях. При этом закрученные в спирали и образующие поды микрослойки срезаются за пределами подов ярко выраженной сланцеватостью, отвечающей С-плоскостям. Из-за этих особенностей спиральные поды не соответствуют критериям деформации рыхлых отложений (Alsop et al., 2019, 2022). Кроме того, следующие наблюдения указывают на тектоническую природу подов и их развитие в условиях метаморфизма.

Во-первых, наблюдаемый в породах кливаж, параллельный осевым поверхностям складок и образованный чешуйками слюды в ядрах небольших складок, а также линейность по ставролиту и кианиту образовались в условиях средней коры ($T = 500\text{--}650\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 4.0\text{--}6.5$ кбар (Глазунков, Петров, 1990)). Спиральные поды пространственно связаны с этими складками (рис. 5.6, 5.8, 5.11). Длинные оси и шарниры складок имеют такую же предпочтительную ориентировку, в то время как минеральная линейность ориентирована к ним под углами соответственно 73° и 61° , что свидетельствует в пользу связи спиральных подов и складок (рис. 5.13В, Д, Ж). Таким образом, спиральные поды, складки и минеральная линейность должны иметь единое, связанное с тектоническими процессами происхождение.

Во-вторых, в спиральных подых наблюдается две сопряженные системы спиральной геометрии. Одна система образована границами между микрослойками, интерпретируемыми как слоистость. Вторая система обнаруживается за счет узора завихрения, который образован слегка искривленной сланцеватостью (рис. 5.8.Б, Д, Е). Эта сланцеватость выполнена уплощенными зёрнами и агрегатами кварца, а также микрочешуйками слюды в более светлых и обогащенных кварцем слойках, и занимает секущее положение под очень острыми углами по отношению к обогащенным кварцем слойкам, то есть слоистости (рис. 5.8Д, Е). Вторая система спиральной геометрии имеет то же направление закручивания, что и первая. Таким образом, спирали, которые образованы этой сланцеватостью, должны были формироваться в метаморфических условиях, и деформация, которая привела к появлению сланцеватости и ее закручиванию в

спирали, должна быть ответственная и за образование всех типов структур со спиральной геометрией.

В-третьих, реликты кварцевых микрослойков (микрожилки), которые смяты в серию птитиматитовых микроскладок и представляют собой овальные обособления размерами от 2 до 4 мм, расположенные в центральных частях спиральных структур, состоят из кварца, в котором полностью отсутствуют включения углеродистого вещества (рис. 5.8А–В). Кварц, который не содержит микровключений углеродистого вещества, образует каймы вокруг зёрен кварца в основной массе (матрице) породы (рис. 5.4Б) и принадлежит к более поздней генерации метаморфических минералов. Таким образом, рассматриваемый реликт микрослойка сложен кварцем поздней генерации. Следовательно, микроскладочки, в которые смят этот микрослоёк, образовались в результате деформации в условиях метаморфизма. Пространственные взаимоотношения между микроскладками и спиральными структурами также указывают на то, что последние должны были образоваться во время деформации при тех же условиях.

Образование спиральных подов. Весь объем структурных данных, а также пространственные взаимоотношения между спиральными подами и складками сдвигового течения, минеральной линейностью и S-C-структурами позволяет сделать вывод, что все эти структурные элементы образовались на разных стадиях единой фазы прогрессивной деформации, а не в результате нескольких дискретных эпизодов деформации. Принципы, позволяющие различать полифазную и прогрессивную деформацию, описаны в работах (Fazio et al., 2018; Fossen et al., 2019; Carreras, Druguet, 2019). Вывод о прогрессивной деформации также следует из сравнения спиральных подов со спиральными складками, а также комплементарными им колчановидными складками и складками с криволинейными шарнирами, которые образовались в рыхлых отложениях оползней при простом сдвиге и плоскости сдвига, параллельной слоям (Alsop, Marco, 2013). Отсюда следует, что механизм образования спиральных подов и комплементарных им минеральной линейности, сланцеватости, асимметричных сжатых до изоклиналильных складок и S-C структур в кейвских парасланцах должен быть идентичен механизму образования спиральных и колчановидных складок в оползнях.

Важно, что в своей работе Алсоп и Марко (Alsop, Marco, 2013) предложили для образования спиральных складок модель закручивания замков (rolling fold hinge model), а для образования колчановидных складок – модель вращения шарниров (rotating fold hinge model). В обоих моделях развитие этих разных типов складок начинается с образования изначально прямых открытых складок. Однако спиральные складки образовались в результате развития изначально открытых прямых цилиндрических складок. Затем вращающиеся замки этих цилиндрических складок были полностью оторваны от крыльев складок, вращались в направлении сдвигового течения и наматывались сами на себя. В конечном итоге возникали

цилиндрические спиральные складки со скрученными в спирали осевыми поверхностями. В противоположность этому механизму, колчановидные складки возникали в результате эволюции первоначальных прямых открытых складок со слабо искривленными шарнирами в колчановидные структуры с очень криволинейными шарнирами посредством вращения их шарниров в плоскости их осевых поверхностей, которые оставались неискривленными, но наклонялись (приобретали вергентность) в направлении простого сдвига в процессе прогрессивной деформации простого сдвига.

Модель, предложенная для образования спиральных подов, во многом основывается на вышеописанных моделях (рис. 5.14). В её основе лежит предположение о том, что спиральные поды должны были образоваться из складок с изначально криволинейными шарнирами (см. раздел 5.4). Эти складки образовались при деформации и метаморфизме осадочных толщ с микрослоистостью в условиях средней коры при $T = 500\text{--}650\text{ C}$ и $P = 4.0\text{--}6.5$ кбар (Глазунков, Петров, 1990). Апикальные углы этих складок (углы между максимально изогнутыми фрагментами шарнира) достигают 50° , их замки закручены в спирали и сорваны с крыльев. Образование изоклиналильных складок с изначально криволинейными шарнирами может происходить двумя путями. Первый вариант – это пертурбации во время сдвигового течения, параллельного слоям, из-за наличия либо жесткого включения (например, будины), либо включения, действующего как поверхность скольжения (Reber et al., 2013a; 2013b). Вторым вариантом связан с увеличением ранее существовавшей неоднородности в слоистой породе, например, появлением складок продольного изгиба, которые позже претерпели значительную деформацию простого сдвига в условиях параллельности плоскости сдвига слоистости (Minnigh, 1979; Cobbold, Quinquis, 1980; Fossen, 2010).

Как и в работе, посвященной изучению спиральных и колчановидных складок в оползнях (Alsop, Marco, 2013), можно сделать вывод, что образование спиральных подов началось с развития (1) открытых складок продольного изгиба и (2) небольших сдвиговых складок с криволинейными шарнирами. Реликты складок продольного изгиба – это микроскладочки, в которые смят реликт кварцевого микрослойка в центральных частях спиральных подов образца А (рис. 5.8А, Б). Важно отметить, что осевые поверхности этих микроскладочек ориентированы под прямым углом к ближайшим границам вещественной полосчатости, интерпретируемой как слоистость. Вероятно, сдвиговые деформации и образование складок сдвигового течения должны были происходить в горизонтальных и субгоризонтальных слоях кейвских парасланцев, и открытые складки продольного изгиба, исходные для складок сдвигового течения, должны были быть прямыми, как и в оползнях. Эти микроскладочки (рис. 5.7А) можно интерпретировать как птигматитовые, образование которых связано с укорочением и продольным изгибом

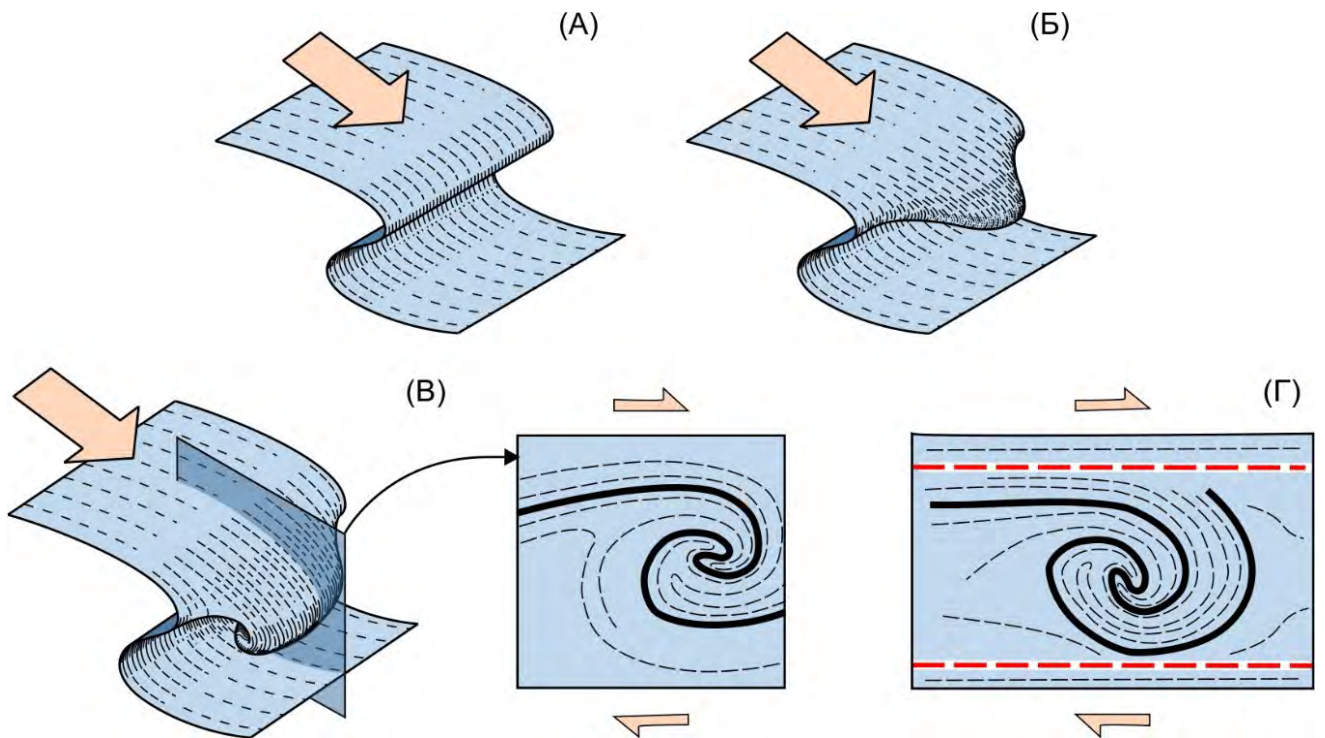


Рис. 5.14. Модель образования спиральных подов.

компетентных кварцевых микрослойков, которые заключены в менее компетентных слюдяных парасланцах.

Расположение реликтовых птигматитовых микроскладок в центральных частях подов говорит в пользу того, что эти микроскладки могли действовать как жесткие включения, которые способствовали (1) началу образования нецилиндрических складок в микромногослое и их дальнейшему закручиванию и (2) наматыванию окружающих менее компетентных слойков на кварцевые микроскладки, а затем друг на друга. Как и в спиральных складках в оползнях, верхние крылья спиральных складок промежуточных стадий их развития были сорваны с нижних крыльев, а затем их замки были частично или полностью оторваны от крыльев.

Последующее вращение (скручивание в спирали) оторванных и повторно смятых в складки замков привело к появлению конечных линейных структур со спиральной геометрией, классифицируемых как спиральные поды. Однако в отличие от спиральных складок, спиральные поды образовались из складок с изначально искривленными шарнирами, а не из цилиндрических складок. После образования начальных небольших складок сдвигового течения и птигматитовых микроскладочек нарастающая деформация простого сдвига должна была привести к образованию более крупных асимметричных сжатых до изоклинальных цилиндрических складок (рис. 5.14А). Эти складки сдвигового течения трансформировались в складки с криволинейными шарнирами (рис. 5.14Б). Замки складок изгибались все больше с образованием структур "складка в складке", что привело к развитию спиральной геометрии (рис. 5.14В). Если сравнить

морфологию получившихся складок с морфологией комплексных складок, представленных в работе (Carreras, Druguet, 2019), то они могут интерпретироваться как специфическая разновидность комплексных колчановидных складок, у которых искривлены как шарниры, так и осевые поверхности. Затем некоторые из закрученных в спирали замков были сорваны с нижнего крыла, либо с обоих крыльев, и в конечном счете образовалась окончательная и морфология, и внутреннее строение спиральных подов (рис. 5.14Г). Таким образом, предложенный механизм образования подов объединяет механизмы образования спиральных складок (rolling fold hinge line model), и колчановидных складок (rotating fold hinge model) в оползнях (Alsop, Marco, 2013), которые действуют одновременно в процессе прогрессивной деформации простого сдвига при плоскости сдвига, параллельной слоям.

Направление закручивания микрослойков в спиральных подах согласуется с направлением тектонических движений, установленных по кинематическим индикаторам как в районе Шуурурта-Ягельурта, так и во всем Кейвском парасланцевом поясе. Таким образом, предложенный механизм образования спиральных подов позволяет считать их новым типом кинематических индикаторов.

Серии микроскладок продольного изгиба, в которые смят кварцевый микрослоек, расположенный в менее компетентных парасланцах, можно рассматривать как жесткие включения, подобные порфиробластам граната. Их вращение, вызванное простым сдвигом при плоскости сдвига, параллельной слоям, является дополнительным аргументом в пользу того, что порфиробласты граната должны были вращаться во время их роста в время аналогичной деформации.

Изложенный материал, посвященный исследованию спиральных подов, позволяет сформулировать **второе защищаемое положение:**

2. Установлен новый тип кинематических индикаторов (микроструктур вращения) в метаморфических породах – спиральные поды, в которые закручены микрослойки в ставролит-кианит-мусковит-кварцевых парасланцах Кейвского парасланцевого пояса.

Данные о проведенном автором исследований спиральных подов в кейвских парасланцах, приведены в (Горбунов и др., 2016, Gorbunov, Balagansky, 2022).

Глава 6. Связь образования кинематических индикаторов в Кейвском террейне с деформациями в Кольском регионе

Изучение деформаций, широко проявленных в породах как Кейвского парасланцевого пояса, так и в рифтогенных породах ядра Серповидной синформы, неизбежно ставит вопрос об их возрасте и связи с событиями, которые привели к формированию наблюдаемой сегодня общей структуры Кольского региона Фенноскандинавского щита.

6.1. Возраст деформаций

Образование рифтогенных пород ядра должно было происходить в палеопротерозойское время. Эти породы коррелируются с породами, слагающими умбинскую свиту палеорифта Имандра-Варзуга (например, Белолипецкий и др., 1980; Загородный, Радченко, 1988) и имеющими возраст 2.05 млрд (Martin et al., 2013). Палеопротерозойский возраст ядра Серповидной синформы подтверждается Sm-Nd изотопными данными амфиболитов (Мыскова и др., 2014). Очевидно, что деформации и метаморфизм этих пород также должны были происходить в палеопротерозое, и связываются они с надвиганием Серповидного тектонического покрова из палеорифта Имандра-Варзуга (Негруца и Негруца, 2007; Мудрук и др., 2013; Mudruk et al., 2022).

Возраст осадочных протолитов кейвских парасланцев – архейский или палеопротерозойский, – пока остается неясным (см. раздел 2.2), при этом автором накопление этих пород предположительно отнесено к палеопротерозою (Gorbunov, Balagansky, 2022). Если возраст осадконакопления действительно палеопротерозойский, то и возраст деформаций, которые привели к образованию изученных кинематических индикаторов и были сопряжены с региональным метаморфизмом, является палеопротерозойским. Но при этом имеются данные, которые позволяют определить возраст рассматриваемых деформаций независимо от возраста осадочных пород, исходных для кейвских парасланцев. Эти данные следующие:

1. В раннем докембрии северо-востока Фенноскандинавского щита (Кольский регион и смежная Беломорская провинция) проявились две главные орогении – архейская (2.8–2.6 млрд лет) и палеопротерозойская (2.0–1.9 млрд лет), причем архейская могла быть комплексной и включать две орогении, а самая ранняя из них привела к образованию ТТГ гнейсов комплекса основания (Загородный, Радченко, 1983; Ранний докембрий..., 2005; Козлов и др., 2006; Минц и др., 2010б, 2010в; Слабунов и др., 2021).

2. Осадочные протолиты кейвских парасланцев рассматриваются как переотложенные коры глубокого химического выветривания и относятся к образованиям осадочного чехла,

накопленного после завершения более поздней архейской орогении и пенепленизации горной области орогена (Бельков, 1963; Предовский, 1980; Загородный, Радченко, 1983; 1988; Ранний докембрий..., 2005). Предположение о том, что протолиты кейвских сланцев нельзя надежно реконструировать вследствие их метасоматоза (Бушмин и др., 2011), пока остается не доказанным с необходимой полнотой.

3. На основании многолетних исследований метаморфических процессов в породах Кейвского террейна, сделан вывод, что кейвские парасланцы испытали только один региональный метаморфизм, с которым были сопряжены складчатые деформации, наблюдаемые в кейвских парасланцах (Глазунков, Петров, 1990). Этот вывод не подвергался сомнению всеми исследователями Кейв.

4. Щелочные граниты, широко развитые в Кейвском террейне, являются посторогенными А-гранитами, внедрившимися 2.67–2.66 млрд лет назад (Митрофанов и др., 2000; Баянова, 2004; Ветрин, Родионов, 2009; Zozulya et al., 2005). Они отличаются повсеместно наблюдаемой в них слабо выраженной линейностью, ориентировка которой в целом совпадает с таковой в кейвских парасланцах (Бельков, 1963; Батиева, 1976). Анализ этих данных привел к выводу, что эти линейные текстуры связаны с одним и тем же этапом деформации, охватившим весь Кейвский террейн (Мудрук и др., 2013; Мудрук, 2014).

5. Последние исследования лебяжинских гнейсов (кислые метавулканиты), перекрываемых кейвскими парасланцами, показали, что эти породы по их петро- и геохимическим характеристикам идентичны щелочным гранитам и являются, как и они, посторогенными кислыми магматическими породами А-типа (Balagansky et al., 2021).

Таким образом, совокупность этих данных позволяет говорить, что кейвские парасланцы были метаморфизованы и деформированы в палеопротерозое, а не в архее. Палеопротерозойские орогенные события, проявившиеся в Кольском регионе Фенноскандинавского щита, связаны с проявлением лапландско-кольской коллизионной орогении в период примерно с 2.0 до 1.9 млрд лет (Балаганский и др., 2006, 2011, 2016; Daly et al., 2001, 2006). Таким образом, кейвские парасланцы, как и рифтогенные породы ядра Серповидной синформы, были деформированы в результате именно этой орогении.

Важно дополнить, что палеопротерозойские деформации в той или иной степени затронули и другие комплексы Кейвского террейна (рис. 6.1). Меньше всего деформированы архейские породы комплекса основания, представляющие самый нижний уровень стратиграфического разреза, и обнажающиеся на юго-западе террейна. Метавулканиты лебяжинской свиты в основном слабо рассланцованы, более интенсивные деформации отмечаются только в районе их контактов с кейвскими парасланцами. Щелочные граниты деформированы также слабо. Наибольшие же деформации обнаруживаются в верхней части

	Серия	Свита	Мощность (максимальная)	Протолиты и тектонические обстановки	Степень палеопротерозойских орогенных деформаций
Палеопротерозой	Песцовая [1]	Серповидный комплекс [2], сопоставимый с умбинской свитой возраста 2.05 млрд лет	980 м [2]	Базальты, песчаники, алевролиты и доломиты со строматолитами, накопленные в рифтогенной обстановке [1, 3, 4, 8]	ЯДРО Серповидной колчановидной складки (рифтогенные породы): очень низкая в верхнем крыле, местами отсутствует (недеформированные строматолиты, $R_{\text{сж}} < 1.1$ в метабазах, слабое расщепление в метаосадках), и высокая в нижнем крыле ($R_{\text{сж}}$ от 10 до 25).
	Кейвская [3–9]	Песцовотундровская [4]	650 м [3]	Песчаники и кварцевые арены [3, 4]	КРЫЛЬЯ Серповидной колчановидной складки (перетолженные продукты глубокого химического выветривания): высокая в верхнем крыле: хорошо выраженная сланцеватость и повсеместно развитая линейность по кианиту, ставролиту и агрегатам минералов) и очень высокая в нижнем крыле (интенсивное расщепление и милонитизация). КПП: высокая , но местами низкая и очень высокая .
		Выхуртская	710 м [3]	Продукты глубокого химического выветривания, накопленные, эродированные и перетолженные в спокойной тектонической обстановке [1, 3, 4, 8, 9, 11]	
	Червуртская	580 м [3]			
Архей	Тундровая [3]	Лебяжинская, 2.68 млрд лет [10]	~ 1.5 км [3]	Кислые вулканиты [3, 4] А-типа, образованные в посторогенной тектонической обстановке [10]	Низкая и слабая , местами отсутствует : породы в целом массивные, слабо расщеплены и содержат недеформированные кварцевые и полевшпатовые минералы; высокая в породах на контакте с подстилающих кейвские парасланцы, где они интенсивно расщеплены.
		Патчерва, кинемурская коловаяйская	1.5–2.0 км [3, 4]	Песчаники, алевролиты, карбонатные породы, конгломераты; кислые, средние и основные вулканиты, коматиты [3, 4]	Данные в целом отсутствуют, однако высокая на самой СВ границе Кейвского террейна (зона надвига Мурманской провинции на этот террей, где супракрупальные породы пространственно связаны с интенсивно расщепленными габброанортозитами возрастом 2.66–2.67 млрд лет, образовавшимися после архейской орогении).
		Комплекс основания, 2.7–2.9 млрд			Очень низкая в региональном масштабе, местами отсутствует (недеформированные габброанортозитовые массивы и дайки возрастом 2.66–2.67 млрд лет, сформировавшиеся после архейской орогении).

Стратиграфическое/тектоническое несогласие

ПРИМЕЧАНИЯ. 1. Названия стратиграфических подразделений и их мощность дана по работам: [1] = Загородный, Радченко, 1988, [2] = Mudruk et al., 2022, [3] = Белолипецкий и др., 1980, [4] = Радченко и др., 1994. 2. Возраст кейвской свиты дан по работам: [5] = Соколов, 1940, [6] = Мирская, 1979, [7] = Melezhik, Hanski, 2013, [8] = Минц

и др., 2010б. 3. Протолиты и тектонические обстановки даны по работам: [9] = Бельков, 1963, [3] = Белолипецкий и др., 1980, [10] = Balagansky et al., 2021, [11] = Загородный, Радченко, 1983. 4. Песцовотундровская свита выделяется в работе [3] в ранге серии и состоит из двух свит: малокейвской и золотореченской.

Рис. 6.1. Упрощенная стратиграфическая схема Кейвского террейна с указанием относительной степени палеопротерозойских орогенных деформаций пород разных стратиграфических подразделений, залегающих на разных структурных уровнях (Mudruk et al., 2022, с изменениями и дополнениями). Различия в степени деформаций, наблюдаемых на разных структурных уровнях Кейвского террейна, подобны различиям в степени деформаций в Гельветских покровах; это говорит в пользу вывода о том, что пределах Кейвского террейна проявилась тектоника сорванной коры как элемент лапландско-кольской коллизионной орогении (Balagansky et al., 2012).

разреза, представленной кейвскими парасланцами и рифтогенными породами ядра Серповидной синформы.

6.2. Палеопротерозойские деформации Кольского региона их связь с кинематическими индикаторами в Кейвском парасланцевом поясе и Серповидной синформе

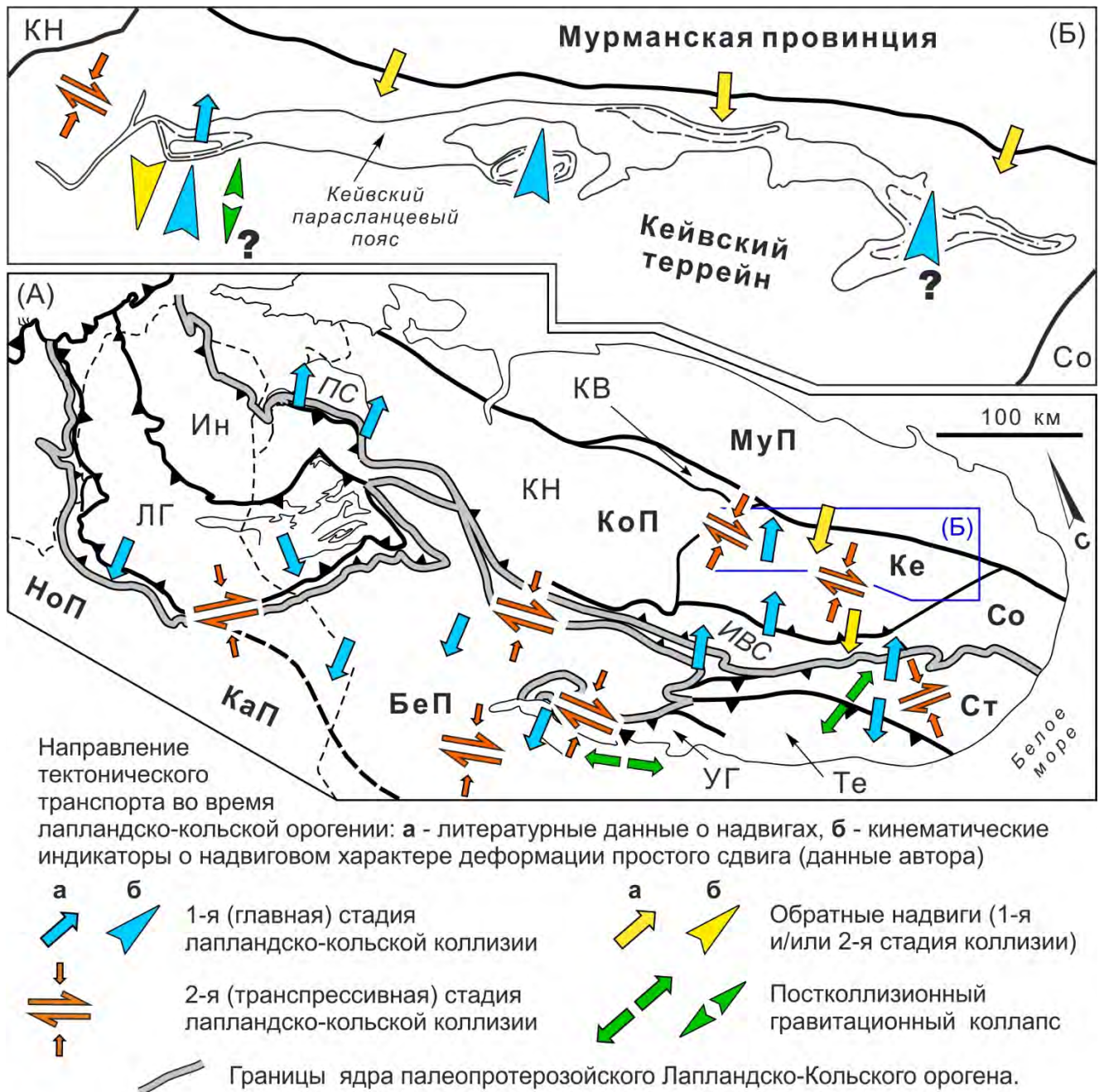
Существенная часть региональных палеопротерозойских деформаций, фиксируемых в пределах Кольской территории Фенноскандинавского щита, связана с режимом сжатия земной коры во время коллизии в ходе лапландско-кольской орогении (Балаганский и др., 2006; Bridgwater et al., 1992; Daly et al., 2006). Это сжатие во время первой стадии коллизии привело к развитию тектонических покровов, выдвинутых из ядра ЛКО к северо-востоку и юго-западу и надвинутых соответственно на северо-восточный и юго-западный форланды орогена, при этом геометрия покровов придает всему ЛКО пальмовидную морфологию (Балаганский и др., 2016). Движения в юго-западном направлении выражены в надвигании к юго-западу Лапландского и Умбинского гранулитовых террейнов, а также Стрельнинского террейна на Беломорскую

провинцию (Балаганский, 2002; Ранний докембрий, 2005; Daly et al., 2006 и ссылки там) (рис. 6.2А). Надвиговые движения к северо-востоку фиксируются в южной зоне Печенгской структуры (рис. 6.2А) (Радченко и др., 1992; Сейсмологическая модель..., 1997); северном и южном обрамлениях структуры Имандра-Варзуга (Загородный и др., 1982) и в Стрельнинском и Кейвском террейнах (Балаганский и др., 2006; Daly et al., 2006). Вторая, транспрессивная стадии коллизии характеризуется правосторонними сдвиговыми деформациями, связанными с движениями параллельно простиранию орогена, и фиксируется в породах Лапландского гранулитового пояса, в северной части Беломорской провинции, в зоне Колвицкого коллизионного меланжа, а также в Стрельнинском и Кейвском террейнах (Балаганский и др., 1998; Балаганский, 2002; Daly, 2006; Mudruk et al., 2022) (рис. 6.2А). Третья, постколлизионная стадия сопровождалась гравитационным коллапсом орогена, и характеризуется режимом растяжения. Связанные с ней деформации выявлены только в Стрельнинском и Умбинском террейнах (Балаганский, 2002; Daly, 2006) (рис. 6.2А).

Кинематические индикаторы, изученные в данной работе, обнаруживаются в двух принципиально разных типах пород: в рифтогенных породах ядра Серповидной колчановидной синформы и в кейвских парасланцах, протолитом которых является переотложенная кора выветривания. Как было указано выше, деформации, которые привели к развитию наблюдаемых индикаторов, происходили в палеопротерозойское время.

Реконструкция морфологии Серповидной колчановидной синформы, а также корреляция слагающих её ядро пород с рифтогенными породами пояса Печенга-Имандра-Варзуга позволили сделать вывод о её образовании в результате надвиговых движений к северо-востоку от ядра ЛКО во время первой стадии коллизии (Мудрук, 2014; Mudruk et al., 2022). Кинематические индикаторы, наблюдаемые в ядре Серповидной колчановидной синформы (см. раздел 3.4.2), в целом позволяют поддержать этот вывод (рис. 6.2Б). Однако необходимо отметить, что индикаторы этой стадии развиты достаточно слабо, нередко наблюдаются в виде реликтов, и даже в наиболее деформированных разновидностях пород ядра их геометрия выражена не всегда отчетливо. В то же время кинематические индикаторы, установленные в кейвских парасланцах, подстилающих рифтогенное ядро, а также в сильно раздавленных metabazal'tax ядра, лежащих практически прямо на парасланцах, указывают на движения к северу.

Кинематические индикаторы следующей стадии проявлены гораздо лучше, при этом они сложены минералами, срезающими ранние структуры первой стадии. Отмечаются движения в обоих направлениях, как к северу, так и к югу, при этом движения к югу наблюдались чаще. Движения этой стадии могут быть связаны с надвиганием пород Мурманской провинции на Кейвский террейн (Минц и др., 2010б). Вероятно, это надвигание могло быть не



Архейские провинции: БеП - Беломорская, КаП - Карельская, КоП - Кольская, МуП - Мурманская, НоП - Норрботтен. **Террейны:** Ин - Инари, КВ - Колмозеро-Воронья, Ке - Кейвский, КН - Кольско-Норвежский, ЛГ - Лапландский гранулитовый, Со - Сосновский, Ст - Стрельнинский, Т - Терский, УГ - Умбинский гранулитовый. **Палеопротерозойские рифтогенные структуры:** ПС - Печенга, ИВС - Имандра-Варзуга.

Рис. 6.2. Кинематика тектонических движений во время лапландско-кольской коллизионной орогении по литературным данным (Балаганский и др., 2016 и ссылки там; Mudruk et al., 2022) в Кольском регионе (А) и в Кейвском парасланцевом поясе по данными автора (Б).

самостоятельным событием, а проявлением так называемого обратного надвигания (backthrust, van der Pluijm, Marshak, 2004) во время главного надвигания к северу.

Также в породах ядра Серповидной синформы отмечаются микроструктуры, сложенные хлоритом, достоверность которых как кинематических индикаторов крайне низка. Эти

микроструктуры срезают структуры двух предыдущих этапов, и если они действительно являются кинематическими индикаторами, то могут быть связаны с постороженным коллапсом.

В кейвских парасланцах кинематические индикаторы развиты широко, и все они имеют высокую степень достоверности. Они наблюдаются как в западной части парасланцевого пояса на крыльях Серповидной синформы, как уже отмечено выше, так и в центральной части пояса на участке Шуурурта-Ягельурта (см. разделы 3.4.2 и 4.1). Подавляющее число установленных в пределах пояса индикаторов указывает на тектонические движения к северу-северо-востоку (рис. 6.2Б). В восточной части (участок Манюк) достоверных кинематических индикаторов не обнаружено. Шарниры складок в центральной части пояса демонстрируют большую степень криволинейности, и их морфология позволяет однозначно установить север-северо-восточное направление тектонических движений, которое подтверждается микроструктурными кинематическими индикаторами. Следовательно, в восточной части пояса на участке Манюк образование складок должно быть связано с этими же тектоническими движениями.

Таким образом, кейвские парасланцы на всем их более 150-километровом протяжении испытали деформации простого сдвига в результате тектонических движений в северо-восточном направлении. На это же направление указывает морфология Серповидной колчановидной складки и редкие кинематические индикаторы в породах её ядра. Учитывая масштаб распространения всех этих деформаций, их достаточно высокую степень и палеопротерозойский возраст, а также направление связанных с ними тектонических движений, можно сделать вывод, что изученные структуры образовались в результате крупномасштабных надвиговых движений в северном и северо-восточном направлении в результате лапландско-кольской орогении. При этом кейвские парасланцы были надвинуты на лебяжинские метавулканиды, а рифтогенные породы ядра Серповидной синформы – на кейвские парасланцы.

Обобщение всех данных по изученным в данной работе кинематическим индикаторам и их сопоставление с региональной кинематикой тектонических движений, позволяет сформулировать **третье защищаемое положение**.

3. Кинематические индикаторы в породах Кейвского парасланцевого пояса (С-S-структуры, σ -структуры, складки с криволинейными шарнирами и спиральные поды) вместе с гигантской Серповидной колчановидной складкой указывают на надвиговые движения в Кейвском парасланцевом поясе к северу и северо-востоку во время палеопротерозойской лапландско-кольской коллизионной орогении.

Полученные автором данные о кинематических индикаторах в пределах Кейвского парасланцевого пояса приведены в (Balagansky et al., 2012; Мудрук и др., 2013; Балаганский и др., 2016; Gorbunov, Balagansky, 2022; Mudruk et al., 2022).

Заключение

Исследования, проведенные в Кейвском террейне, важны для понимания тектонических процессов, происходивших во время палеопротерозойской лапландско-кольской коллизионной орогении. Будучи северо-восточным форландом орогена, Кейвский террейн несет в себе многочисленные признаки крупномасштабных надвигов в северном и северо-восточном направлениях. Деформации запечатлены главным образом в породах Кейвского парасланцевого пояса, интерпретируемых как метаморфизованные переотложенные коры выветривания, и в рифтогенных породах, слагающих ядро гигантской Серповидной колчановидной складки и надвинутых на кейвские парасланцы.

Материалы о деформационных структурах, полученные в рамках данной работы, позволили провести кинематические реконструкции тектонических движений во время лапландско-кольской коллизии. Данные о величине деформации на разных крыльях гигантской Серповидной колчановидной складки важны для оценки корректности ранее сделанных другими исследователями выводов об особенностях её образования. Детальное структурно-петрографическое изучение нового типа кинематических индикаторов (спиральных подов) в метаморфических породах (кейвских парасланцах) является важным вкладом в понимание процессов, которые происходят во время сдвигового течения в породах, испытавших региональный метаморфизм в среднекоровых условиях. По итогам исследования можно сделать следующие выводы.

1. Серповидная синформа, которая интерпретируется как гигантская колчановидная складка, имеет резкую асимметрию в величине деформации на разных крыльях её ядра, сложенных рифтогенными породами. Толща базальтовых метапорфиритов в верхнем крыле, имеющая видимую мощность 600 м, осталась недеформированной, и величина R_{\max} в этих породах равна примерно единице. Нижнее крыло интерпретируется как пережатое в результате непосредственной близости к тектонической границе, вдоль которой происходили интенсивные надвиговые движения. Мощность толщи базальтовых метапорфиритов в нижнем крыле резко сокращается, в самой маломощной части достигая лишь 15 метров. Величина R_{xz} в этих породах составляет ~10 в 100 м от тектонической границы и 25 в семи метрах от нее. Такое распределение деформации на разных крыльях характерно для лежащих антиклиналей в Гельветских покровах Альпийского коллизионного орогена.

2. В интенсивно деформированных породах нижнего крыла Серповидной синформы установлено несколько типов микромасштабных кинематических индикаторов. Эти индикаторы были образованы в результате нескольких разновозрастных этапов деформации с разным направлением движений. Первый этап предположительно соответствует надвиганию

рифтогенных пород ядра Серповидной складки на кейвские парасланцы в направлении с юго-запада на северо-восток во время лапландско-кольской коллизии, с последующим преобразованием этой складки в гигантскую колчановидную. Второй этап также предположительно связан с надвиганием Мурманской провинции на Кейвский террейн, также вызванными лапландско-кольской коллизией. Это надвигание идентично обратным надвигам в фанерозойских коллизионных орогенах.

3. В кейвских парасланцах установлен новый тип кинематических индикаторов – спиральные поды. В отличие от большинства известных кинематических индикаторов, спиральные поды — это объемные линейные структуры. Они сложены намотанными друг на друга замками мелких складочек, в которые смяты микрослойки парасланцев. Спиральные поды образуют единый структурный парагенезис с линейностью и шарнирами складок сдвигового течения, и все эти структуры образовались во время единого этапа прогрессивной деформации простого сдвига в условиях средних ступеней метаморфизма амфиболитовой фации. Спиральные поды эволюционировали из складок с изначально криволинейными шарнирами путем дальнейшего искривления шарниров и закручивания их осевых поверхностей с образованием микроструктур "складка в складке". Триггером вращения были птигматитовые микроскладки, в которые были смяты кварц-мусковитовые слойки, сохранившиеся в центральных частях спиральных подов и действовавших как жесткое тело во время вращения подобно порфиробластам граната.

4. Другие кинематические индикаторы, установленные в Кейвском парасланцевом поясе, включают в себя (1) микромасштабные C-S-структуры, сложенные, как правило, игольчатым кианитом, а также мусковитом; (2) складки сдвигового течения с изначально криволинейными шарнирами, проявленные в макромасштабе. Все эти индикаторы, включая новый их тип, спиральные поды, в целом согласуются между собой, и вместе с Серповидной колчановидной складкой указывают на надвиговые движения в Кейвском парасланцевом поясе к северу и северо-востоку во время палеопротерозойской лапландско-кольской коллизионной орогении.

Список использованной литературы

1. Абилдаева М.А., Зиновьев С.В., Буслов М.М. Позднепалеозойские деформации пород Курайского блока: структурно-кинематический анализ (верховья реки Курайка, Горный Алтай) // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10 № 4. С. 937–943.
2. Алексеев Д.В., Худoley А.К., Кушнарёва А.В., Скобленко А.В., Додонов К.С. Этапы деформаций и кинематика метаморфических покровов Южного Тянь-Шаня (хр. Атбаши, Кыргызстан) // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2022: Материалы ЛШ Тектонического совещания, Москва, 01–05 февраля 2022 года. Москва: ООО "Издательство ГЕОС". 2022. С. 10-15.
3. Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Беляцкий Б.В. и др., 1998 Щелочной вулканизм инициального этапа палеозойской тектоно-магматической активизации северо-востока Фенноскандии: геохимические особенности и петрологические следствия // Петрология. 1998. Т. 6. №3. С.316-336.
4. Астафьева М. М., Балаганский В.В. Кейвские парасланцы (архей-ранний протерозой), нанобактерии и жизнь // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26. № 3. С. 117-126.
5. Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. 2002. СПб. 32 с.
6. Балаганский, В. В. Петрохимия неоархейских кислых метавулканитов лебяжинской свиты Кейвского террейна, арктическая зона Фенноскандинавского щита // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНИЦ РАН. 2021. № 18. С. 37-47.
7. Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г. Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника. 1998. № 2. С. 16–28.
8. Балаганский В.В., Горбунов И.А., Мудрук С.В. Палеопротерозойские Лапландско-Кольский и Свекофеннский орогены (Балтийский щит) // Вестник Кольского научного центра РАН. № 3. 2016. С. 5–11.
9. Балаганский В.В., Минц М.В., Дэйли Дж.С. Палеопротерозойский Лапландско-Кольский ороген // Строение и динамика литосферы Восточной Европы: результаты исследований по программам ЕВРОПРОБЫ. М.: ГЕОКАРТ–ГЕОС. 2006. С. 142–155.
10. Балаганский В.В., Раевский А.Б., Мудрук С.В. Ранний докембрий Кейвского террейна, Балтийский щит: стратиграфический разрез или коллаж тектонических пластин? // Геотектоника. 2011. № 2. С. 32–48.
11. Балтыбаев Ш. К. Свекофеннский ороген Фенноскандинавского щита: вещественно-изотопная зональность и ее тектоническая интерпретация // Геотектоника. 2013. № 6. С. 44–59.
12. Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука. 1976.

224 с.

13. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука. 2004. 174 с.
14. Белолипецкий А.П., Гаскельберг В.Г., Гаскельберг Л.А. и др. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука. 1980. 238 с.
15. Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.–Л.: изд. АН СССР. 1963. 322 с.
16. Беляев О.А., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б. и др. Позднеархейский возраст кислых метавулканитов района Малых Кейв (Кольский полуостров) // ДАН. 2001. Т. 379. № 5. С. 651–654.
17. Будько В.М., Доливо-Добровольский А.В., Радзевич Н.А. Подготовка к полевым работам. Комплексные аэрогеологические и аэрогеофизические исследования // Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 4. Геологическая съемка в областях развития метаморфических образований. Л.: Недра. 1972. С. 14–48.
18. Бушмин С. А., Глебовицкий В. А., Прасолов Э. М. и др. Происхождение и состав флюида, ответственного за метасоматические процессы в зонах сдвиговых деформаций тектонического покрова большие Кейвы Балтийского щита: изотопный состав углерода графитов // Доклады Академии наук. 2011. Т. 438. № 3. С. 379–383.
19. Ветрин В.Р. Гранитоиды Мурманского блока. Апатиты: КФ АН СССР. 1984. 124 с.
20. Ветрин В.Р., Лепехина Е.Н., Ларионов А.Н. и др. Инициальный субщелочной магматизм неоархейской щелочной провинции Кольского полуострова // Доклады АН. 2007. Т. 414. № 5. С. 663–666.
21. Ветрин В.Р., Родионов Н.В. Геология и геохронология неоархейского неар магматизма Кейвской структуры, Кольский полуостров // Петрология. 2009. Т. 17. № 6. С. 578–600.
22. Войтенко В.Н., Хлебалин И.Ю., Сенотрусов В.А. Применение стрейн-анализа для оценки процессов растворения под давлением в региональных зонах сдвига // Геотектоника. 2016. № 1. С. 62–80.
23. Войтенко В.Н., Худолей А.К. Стрейн-анализ в геотектонических исследованиях // Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. Москва. 2008. С. 9–27.
24. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука. 1990. 248 с.
25. Володичев О.А., Слабунов А.И., Бибикина Е.В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2004. Т. 12 № 6. С. 609–631.
26. Гаскельберг Л.А., Лукьянова Н.В., Гаскельберг В.Г. и др. Сводный отчет о геологическом доизучении Кейвской структуры и составление обновленной геологической карты масштаба 1:200000; поисково-разведочных и ревизионных работах на слюду-мусковит в Центральном

слюдоносном районе, проведённых Кейвской и Восточно-Понойской партиями в 1971–1978 гг. в Ловозёрском районе Мурманской области в пределах листов Q-36-VI, Q-37-I-IV, VII-XI. Апатиты. 1978.

27. Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита). Масштаб 1:500000 / Гл. ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты: ГИ КНЦ РАН. 1996.
28. Геология СССР. Т. 27. Мурманская область. М.: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр. 1958. 714 с.
29. Глазунков А. Н., Петров В. П. Кейвский мегаблок // Эндогенные режимы метаморфизма раннего докембрия. Л. 1990. С. 110–131.
30. Горбунов И.А. Кинематический, микроструктурный и стрейн-анализ раннедокембрийских пород Кейвского террейна (Кольский полуостров). Выпускная квалификационная работа (магистерская диссертация). Мурманск. МГТУ. 2012.
31. Горбунов И.А., Балаганский В.В. Кинематические индикаторы тектонических движений в метаморфических породах Кейвского террейна, северо-восток Балтийского щита // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии. Мат-лы XXI молодежн. науч. конф. памяти К.О. Кратца. Санкт-Петербург, 18–25 окт. 2010. С. 6–10.
32. Горбунов И.А., Балаганский В.В., Мудрук С.В. Спиралевидные структуры тонкослоистого матрикса – новая разновидность кинематических индикаторов в зонах сдвигового течения // Вестник Кольского научного центра РАН. № 4. 2016. С. 10–15.
33. Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Сулова С.Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. Л.: Наука. 1964. 208 с.
34. Загородный В.Г., Предевский А.А., Басалаев А.А. и др. Имандра-Варзугская зона карелид (геология, геохимия, история развития). Л.: Наука. 1982. 280 с.
35. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука. 1983. 93 с.
36. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука. 1988. 111 с.
37. Земная кора восточной части Балтийского щита / Ред.: К.О. Кратц. Л.: Наука. 1978. 232 с.
38. Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н., Пахомовский Я.А. Ковдор. Апатиты: Минералы Лапландии. 2002. 326 с.
39. Кирмасов А.Б. Основы структурного анализа. М.: Научный мир. 2011. 368 с.
40. Кислицын Р.В. Возраст и кинематика тектонических движений в ядре раннепротерозойского Лапландско-Кольского орогена. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. СПб. 2001. 22 с.
41. Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н. и др. Геология архея Балтийского щита. СПб.:

Наука. 2006. 329 с.

42. Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М.: ГЕОС, 2006. 332 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 572).
43. Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематические особенности эволюции центральной части Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 3. С. 46–68.
44. Кузнецов Н. Б., Балуев А. С., Терехов Е. Н. и др. Ограничения возраста терской свиты (Терский берег Белого моря) и возможные источники сноса обломочного материала // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики: Материалы ЛП Тектонического совещания, Москва, 28 января – 01 февраля 2020 года. Москва: Издательство ГЕОС. 2020. С. 357-361.
45. Кухаренко А. А., Булах А. Г., Ильинский Г. А., Шинкарев Н. Ф., Орлова М. П. Металлогенические особенности Балтийского щита. Л.: Недра. 1971. 277 с.
46. Кушнарева А. В., Худолей А. К., Алексеев Д. В. Расшифровка строения Караджилгинского массива (Северный Тянь-Шань): от недеформированных гранитов к милонитам // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2022: Материалы ЛШ Тектонического совещания, Москва, 01–05 февраля 2022 года. Москва: ООО "Издательство ГЕОС". 2022. С. 270–273.
47. Мележик В.А., Басалаев А.А., Предовский А.А., Балабонин Н.Л., Болотов В.И., Павлова М.А., Гавриленко Б.В., Абзалов М.З. Углеродистые отложения ранних этапов развития Земли (геохимия и обстановки накопления на Балтийском щите). Л.: Наука. 1988. 197 с.
48. Мельников А.И. Структурная эволюция метаморфических комплексов древних щитов. Новосибирск: Изд-во "ГЕО". 2011. 288 с.
49. Милановский А.Е. Структурное положение и история формирования карельских образований хребта Серповидного // Геология докембрия Кольского полуострова. Апатиты: КФ АН СССР. 1984. С. 102–112.
50. Минералогия Хибинского массива (минералы). Т. 2. // Ред. Чухров Ф.В. М.: Наука. 1978. 591 с.
51. Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир. 1996. 287 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 503).
52. Минц М.В., Конилов А.Н., Докукина К.А. и др. Беломорская эклогитовая провинция: уникальные свидетельства мезо-неоархейской субдукции и коллизии // Доклады Академии наук. 2010а. Т. 434. №6. С. 776-781.
53. Минц М.В., Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г. и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы:

интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС: В 2 т. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2010б. Т. 1. 408 с.

54. Минц М.В., Сулейманов А.К., Заможня Н.Г. и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС: В 2 т. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2010в. Т. 2. 400 с.

55. Мирская Д.Д. О стратотипическом разрезе раннего докембрия на Кольском полуострове (Кейвская зона) // Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Л.: Наука, 1979. С. 42-46.

56. Митрофанов Ф.П., Зозуля Д.Р., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Древнейший в мире анорогенный щелочногранитный магматизм в Кейвской структуре Балтийского щита. // Доклады Академии наук. 2000. Т. 374. №2. С. 238-241.

57. Михайленко Ю. В., Соболева А. А., Хоуриган Д. К. U-Pb возраст детритовых цирконов из верхнедокембрийских отложений полуостровов Средний и Рыбачий (северное обрамление Кольского полуострова) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2016. Т. 24. № 5. С. 3-27.

58. Мудрук С.В. Главные этапы палеопротерозойских деформаций в Кейвском и Стрельнинском террейнах северо-востока Балтийского щита. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Апатиты. 2014. 145 с.

59. Мудрук С.В. Стратиграфия Кейвского террейна: обзор // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2022. №19. С. 253–259.

60. Мудрук С.В., Балаганский В.В., Горбунов И.А., Раевский А.Б. Альпинотипная тектоника в палеопротерозойском Лапландско-Кольском орогене // Геотектоника. 2013. № 4. С. 13–30.

61. Мыскова Т.А., Балаганский В.В., Глебовицкий В.А., Львов П.А., Мудрук С.В., Скублов С.Г. Первые изотопные данные о палеопротерозойском возрасте амфиболитов хребта Серповидный (Кейвский террейн, Балтийский щит) // Доклады Академии наук. 2014. Т. 459. № 4. С. 484–489.

62. Негруца В.З., Негруца Т.Ф. Литогенетические основы палеодинамических реконструкций нижнего докембрия: восточная часть Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН. 2007. 281 с.

63. Никитин Е.А. Первично-осадочные текстуры палеопротерозойских метаморфических пород хребта Серповидный, Кейвский террейн. Выпускная квалификационная работа бакалавра. Мурманск. МГТУ. 2011. 59 с.

64. Петровский М.Н. Ультращелочные эвдиалитовые фонолиты Контозерского карбонатитового палеовулкана (Кольский полуостров): геология, минералогия и геохимия // Вестник Кольского научного центра РАН. 2016. № 3. С. 27–43.

65. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: изд. КНЦ РАН. 2002. 359 с.

66. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука. 1980. 152 с.
67. Радченко А.Т., Балаганский В.В., Виноградов А.Н., Голионко Г.Б., Петров В.П., Пожиленко В.И., Радченко М.К. Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита (объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1:500000). СПб.: Наука. 1992. 110 с.
68. Радченко А.Т., Балаганский В.В., Басалаев А.А., Беляев О.А., Пожиленко В.И., Радченко М.К. Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500000. Апатиты: КНЦ РАН. 1994. 95 с.
69. Ранний докембрий Балтийского щита / Отв. ред. В.А. Глебовицкий. СПб.: Наука. 2005. 711 с.
70. Ремизова А.М., Семушина Н.А., Плотникова И.А. Объяснительная записка к геологической карте Мурманской области. Масштаб 1:200 000. Листы Q-37-I, II. Краснощелье. // Ред. Ремизова А.М. Отчёт о составлении обновлённой цифровой геологической карты Мурманской области масштаба 1:200 000. Книга 18. Апатиты. 2007. 117 с.
71. Родионов Н. В., Лепехина Е. Н., Антонов А. В. и др. U-Pb SHRIMP-II возраст титанита и время образования апатит-нефелиновой минерализации Хибинского и Ловозерского щелочных массивов (Кольский полуостров) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 8. С. 1195-1210.
72. Родыгин А.И. Методы стрейн-анализа: Учебное пособие, 2-е изд. Томск: Издательство Томского университета. 2006. 168 с.
73. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц регион. Часть 1. // Под ред. Ф.П. Митрофанова и Н.В. Шарова. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. 236 с.
74. Сидоренко А.В., Теняков В.А., Розен О.М., Жук-Почекутов К.А., Горбачев О.В. Пара- и ортоамфиболиты докембрия (состояние проблемы и опыт анализа на примере амфиболитов Кольского полуострова). М.: Наука. 1972. 211 с.
75. Скублов, С. Г., Березин А. В., Бережная Н. Г. Общие закономерности состава цирконов из эклогитов по редким элементам применительно к проблеме возраста эклогитов Беломорского подвижного пояса // Петрология. 2012. Т. 20. № 5. С. 470.
76. Скублов С. Г., Березин А. В., Мельник А. Е. и др. Возраст протолита эклогитов южной части Пезострова, Беломорский пояс: протолит метабазитов как индикатор времени эклогитизации // Петрология. 2016. Т. 24. № 6. С. 640-653.
77. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2008. 296 с.

78. Слабунов А.И., Балаганский В.В., Щипанский А.А. Мезоархей-палеопротерозойская эволюция земной коры Беломорской провинции Фенноскандинавского щита и тектоническая позиция эклогитов // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 5. С. 650-677.
79. Слабунов А.И., Бибилова Е.В., Степанов В.С., Володичев О.И., Балаганский В.В., Степанова А.В., Сибелев О.С. Неоархейский Беломорский подвижный пояс // Строение и динамика литосферы Восточной Европы: результаты исследований по программам ЕВРОПРОБЫ. М.: ГЕОКАРТ–ГЕОС. 2006а. С. 127–135.
80. Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибилова Е.В., Балаганский В.В., Сорьонен-Вард П., Володичев О.И., Щипанский А.А., Светов С.А., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Степанов В.С. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006б. № 6 С. 3-32.
81. Слабунов А. И., Щипанский А. А., Степанов В. С., Бабарина И. И. Реликт мезоархейской океанической литосферы в структуре Беломорской провинции Фенноскандинавского щита // Геотектоника. 2019. № 2. С. 46-71.
82. Соколов П.В. Геология плато Кейв и свиты кейвских кристаллических сланцев // Ред. Борисов П.А. Большие Кейвы. Проблемы кольских кианитов. Л.: Гостоптехиздат. 1940. С. 35-50.
83. Щипанский А.А., Слабунов А.И. Природа “свекофеннских” цирконов Беломорского подвижного пояса Балтийского щита и некоторые геодинамические следствия // Геохимия. 2015. Т. 53. № 10. С. 888 – 912.
84. Aerden D.G.A.M., Ruiz-Fuentes A. X-ray computed micro-tomography of spiral garnets: a new test of how they form // J. Struct. Geol. 2020. Vol. 136. 104055.
85. Alsop G.I., Holdsworth R.E. Shear zone folds: records of flow perturbation or structural inheritance? // Flow Processes in Faults and Shear Zones. Geological Society, London. Special Publications 224. 2004a. P. 177–199.
86. Alsop G.I., Holdsworth R.E. The geometry and topology of natural sheath folds: a new tool for structural analysis // J. Struct. Geol. 2004b. Vol. 26. No. 9. P. 1561–1589.
87. Alsop G.I., Holdsworth R.E. The three dimensional shape and localization of deformation within multilayer sheath folds // J. Struct. Geol. 2012. Vol. 44. P. 110–128.
88. Alsop G.I., Marco C. Seismogenic slump folds formed by gravity-driven tectonics down a negligible subaqueous slope // Tectonophysics. 2013. Vol. 605. P. 48–69.
89. Alsop G.I., Marco C., Levi T. Recognising surface versus sub-surface deformation of soft-sediments: consequences and considerations for palaeoseismic studies // J. Struct. Geol. 2022. Vol. 154. 104493.
90. Alsop G.I., Weinberger R., Marco C., Levi, T., Identifying soft-sediment deformation in rocks //

2019. *J. Struct. Geol.* Vol. 125. P. 248–255.

91. Arzamastsev A.A., Petrovsky M. N. Alkaline volcanism in the Kola peninsula, Russia: paleozoic Khibiny, Lovozero and Kontozero calderas // *Proceedings of the Murmansk State Technical University.* 2012. Vol. 15. No. 2. P. 277-279.

92. Balagansky V.V., Mudruk S.V., Gorbunov I.A., Raevsky A.B. Tectonics of detached middle crust in the north-eastern foreland of the Palaeoproterozoic Lapland-Kola collisional orogen, north-eastern Baltic Shield // *Proceedings of the Murmansk State Technical University.* 2012. Vol. 15. No. 2. P. 300-310.

93. Balagansky V.V., Myskova T.A., Lvov P.A., Larionov A.N., Gorbunov I.A., Neoproterozoic A-type acid metavolcanics in the Keivy terrane, northeastern Fennoscandian shield // *Lithos.* 2021. Vol. 380–381. 105899.

94. Balagansky V., Shchipansky A., Slabunov A., Gorbunov I., Mudruk S., Sidorov M., Azimov P., Egorova S., Stepanova A., Voloshin A. Archaean Kuru-Vaara eclogites in the northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield: Crustal architecture, timing, and tectonic implications // *International Geology Review.* 2015. Vol. 57. P. 1541–1563.

95. Bédard J. H. Stagnant lids and mantle overturns: Implications for Archaean tectonics, magmagenesis, crustal growth, mantle evolution, and the start of plate tectonics // *Geoscience Frontiers.* 2018. Vol. 9. No1. P. 19–49.

96. Bell T.H. Deformation partitioning and porphyroblast rotation in metamorphic rocks: a radical reinterpretation // *J. Metamorph. Geol.* 1985. Vol. 3. P. 109–118.

97. Bell T.H., Fay C. Holistic microstructural techniques reveal synchronous and alternating andalusite and staurolite growth during three tectonic events resulted from shifting partitioning of growth vs deformation // *Lithos.* 2016. Vol. 262. P. 699–712.

98. Bell T.H., Johnson S.E. Porphyroblast inclusion trails: the key to orogenesis // *J. Metamorph. Geol.* 1989. Vol. 7. P. 279–310.

99. Bell T.H., Johnson S.E. Rotation of relatively large rigid objects during ductile deformation: Well established fact or intuitive prejudice? // *Australian Journal of Earth Sciences.* 1990. Vol. 37. No. 4. P. 441–446.

100. Bell T.H., Johnson S. E., Davis B., Forde A., Hayward N., Wilkins C. Porphyroblast inclusion-trail orientation data: eppure non son girate* ! // *J. Metamorph. Geol.* 1992. Vol. 10. P. 295–307.

101. Bingen B., Andersson J., Söderlund U., Möller C. The Mesoproterozoic in the Nordic countries // *Episodes.* 2008. Vol. 31. P. 29–34.

102. Bonamici C.E., Tikoff B., Goodwin L.B. Anatomy of a 10 km scale sheath fold, Mount Hay ridge, Arunta Region, central Australia: the structural record of deep crustal flow // *Tectonics.* 2011. Vol. 30. No. 6. TC6015.

103. Bons P.D., Jessell M.W., Griera A. Porphyroblast rotation versus nonrotation: Conflict resolution!: COMMENT // *Geology*. 2009. Vol. 37. P. e182.
104. Bridgwater D., Marker M., Mengel F. The eastern extension of the early Proterozoic Torngat Orogenic Zone across the Atlantic. // Wardle R. J., Hall J. (Eds.). *Lithoprobe, Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore Transect (ECSOOT)*. Memorial University of Newfoundland. St. John's, Report 27. P. 76-91.
105. Carreras J., Druguet E. Complex fold patterns developed by progressive deformation // *J. Struct. Geol.* 2019. Vol. 125. P. 195–201.
106. Cawood A.J., Bond C.E. 3D mechanical stratigraphy of a deformed multi-layer: Linking sedimentary architecture and strain partitioning // *J. Struct. Geol.* 2018. Vol. 106. P. 54–69.
107. Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Pisarevsky S.A., Dhuime B., Capitanio F.A., Nebel O. Geological archive of the onset of plate tectonics // *Philosophical Transaction of the Royal Society A*. 2018. Vol. 376. No.2132. 20170405.
108. Cobbold P.R., Quinquis H. Development of sheath folds in shear regimes // *J. Struct. Geol.* 1980. Vol. 2. Nos. 1–2. P. 119–126.
109. Corfu F., Larsen B.F. U-Pb systematics in volcanic and plutonic rocks of the Krokskogen area: Resolving a 40 million years long evolution in the Oslo Rift // *Lithos*. 2020. V. 276–377. 105755.
110. Cornish S., Searle M. 3D geometry and kinematic evolution of the Wadi Mayh sheath fold, Oman, using detailed mapping from high-resolution photography // *J. Struct. Geol.* 2017. Vol. 101. P. 26–42.
111. Daly J. S., Balagansky V.V., Timmerman M.J. et al. Ion microprobe U–Pb zircon geochronology and isotopic evidence supporting a trans-crustal suture in the Lapland Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield // *Precambrian Res.* 2001. Vol. 105. Nos. 2–4. P. 289–314.
112. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland-Kola Orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society. London, Memoirs. Vol. 32. No 1. 2006. P. 579–598.
113. Davis G.H., Reynolds S.J., Kluth C.F. *Structural Geology of Rocks and Regions*. New York, etc. John Wiley & Sons, Inc. 2012. 776 p.
114. Fay C., Bell T.H., Hobbs B.E. Porphyroblast rotation versus nonrotation: conflict resolution // *Geology*. 2008. Vol. 36. P. 307–310.
115. Fay C., Bell T.H., Hobbs B.E. Porphyroblast rotation versus nonrotation: Conflict resolution!: REPLY // *Geology*. 2009. V.37. P. e188.
116. Fazio E., Ortolano G., Visalli R., Alsop I., Cirrincione R., Pezzino A. Strain localization and sheath fold development during progressive deformation in a ductile shear zone: a case study of macro- to micro-scale structures from the Aspromonte Massif, Calabria // *Ital. J. Geosci.* 2018. Vol. 137. No. 2.

P. 208–218.

117. Flannery D.T., Allwood A.C., Van Kranendonk M.J. Lacustrine facies dependence of highly ^{13}C -depleted organic matter during the global age of methanotrophy // *Precambrian Research*. 2016. V. 285. P. 216–241.
118. Fomina E., Kozlov E., Lokhov K., Lokhova O., Bocharov V. Carbon Sources and the Graphitization of Carbonaceous Matter in Precambrian Rocks of the Keivy Terrane (Kola Peninsula, Russia) // *Minerals*. 2019. Vol. 9. No. 2. P. 94.
119. Fossen H. *Structural Geology*. Cambridge, etc.: Cambridge University Press. 2010. 480 p.
120. Fossen H., Cavalcante G. Shear zones – A Review // *Earth Sci. Rev.* 2017. Vol. 171. P. 434-455.
121. Fossen H., Cavalcante G.C.G., Pinheiro R.V.L., Archanjo C.J. Deformation – progressive or multiphase? *J. Struct. Geol.* 2019. Vol. 125. P. 82–99.
122. Fossen H., Rykkelid E. Shear zone structures in the Øygarden area, West Norway // *Tectonophysics*. 1990. Vol. 174. P. 385–397.
123. Gaál G., Gorbatshev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Gaál G., Gorbatshev R. (Eds.). *Precambrian geology and evolution of the central Baltic Shield*. Special Issue. *Precambrian Res.* Vol. 35. 1987. P. 15–52.
124. Gorbatshev R., Bogdanova S. Frontiers in the Baltic Shield // *Precambrian Res.* 1993. Vol. 64. P. 3–21.
125. Gorbunov I.A., Balagansky V.V. Spiral-shaped fabrics in metamorphic rocks: A new example of rotation during progressive deformation // *J. Struct. Geol.* 2022. Vol. 159. 104590.
126. Griera A., Llorens M.-G., Gomez-Rivas E., Bons P.D., Jessell M.W., Evans L.A., Lebensohn R. Numerical modelling of porphyroclast and porphyroblast rotation in anisotropic rocks // *Tectonophysics*. 2013. Vol. 587. P. 4–29.
127. Grohmann, C., Campanha, G., OpenStereo: open source, cross-platform software for structural geology analysis // *AGU Fall Meeting Abstracts*. IN31C-06. 2010.
128. Grujic D. Channel flow and continental collision tectonics: an overview // Law R.D., Searle M.P., Godin L. (eds.). *Channel Flow, Ductile Extrusion and Exhumation in Continental Collision Zones*. Geological Society, London. Special Publications. 2006. Vol. 268. P. 25–37.
129. Hanmer S., Passchier C. Shear-sense indicators: a review // *Geol. Surv. Can. Paper* 90–17. 1991. 72 p.
130. Hölttä P., Balagansky V., Garde A., Mertanen S., Peltonen P., Slabunov A., Sorjonen-Ward P., Whitehouse M. Archean of Greenland and Fennoscandia // *Episodes*. 2008. Vol. 31, P. 13–19.
131. Iljina M., Hanski E. Layered mafic intrusions of the Tornio-Näränkäväära belt // *Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield* Developments in Precambrian Geology 14. Amsterdam: Elsevier. 2005. P. 101–138.

132. Johnson S.E. Porphyroblast microstructures: a review of current and future trends // *Am. Mineral.* 1999. Vol. 84. P. 1711–1726.
133. Johnson S.E. Porphyroblast rotation and strain localization: debate settled. *Geology*. 2009. Vol. 27. P. 663–666.
134. Khudoley A.K. Structural and strain analyses of the middle part of the Talassian Alatau ridge (middle Asia, Kirgizstan) // *J. Struct. Geol.* 1993. Vol. 15. No 6. P. 693–706.
135. Koistinen T., Stephens M. B., Bogatchev V., Nordgulen Ø., Wennerström M., Korhonen J. (comp.) Geological map of the Fennoscandian Shield, scale 1:2 000 000. Trondheim: Geological Survey of Norway. Uppsala: Geological Survey of Sweden. Moscow: Ministry of Natural Resources of Russia. Espoo: Geological Survey of Finland. 2001.
136. Kontinen A. An Early Proterozoic Ophiolite – The Jormua Mafic-Ultramafic Complex, Northeastern Finland // *Precambrian Res.* 1987. Vol .35. P. 313–341.
137. Korja A. Lahtinen R. Nironen M. The Svecofennian orogen: a collage of microcontinents and island arcs // *European Lithosphere Dynamics. Geological Society London, Memoirs.* 2006. Vol. 32. P. 561–578.
138. Kozlov N.E. Sorokhtin N.O. Martynov, E.V. Geodynamic Evolution and Metallogeny of Archaean Structural and Compositional Complexes in the Northwestern Russian Arctic // *Minerals.* 2018. Vol. 8. No. 12. 573 p.
139. Kraus J., Williams P.F. A new spin on "non-rotation" porphyroblasts: implications of cleavage refraction and reference frames // *J. Struct. Geol.* 2001. V. 23. P. 963–971.
140. Laajoki K. Karelian supracrustal rocks // *Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Developments in Precambrian Geology 14.* Amsterdam: Elsevier. 2005. P. 279–342.
141. Lacassin R., Mattauer M. Kilometre scale sheath fold at Mattmark and implications for transport direction in the Alps // *Nature.* 1985. Vol. 315. P. 739–742.
142. Lahtinen R. Main geological features of Fennoscandia // *Geological Survey of Finland. Special Paper 53.* 2012. P. 13–18.
143. Lahtinen R., Garde A.A., Melezhik V.A. Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland // *Episodes.* 2008. Vol. 31. No. 1. P. 20–28.
144. Lahtinen R., Huhma H. A revised geodynamic model for the Lapland-Kola Orogen // *Precambrian Res.* 2019. Vol. 330. P. 1–19.
145. Lahtinen R., Korja A., Nironen M. Palaeoproterozoic tectonic evolution of the Fennoscandian Shield // *Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Developments in Precambrian Geology 14.* Amsterdam: Elsevier. 2005. P. 418–532.

146. Lister G., Forster M. Porphyroblast rotation versus non-rotation: Conflict resolution: COMMENT // *Geology*. 2009. Vol. 37. P. e201.
147. Martin A.P., Condon D.J., Prave A.R., Melezhik V.A., Lepland A., Fallick A.E. Dating the termination of the Palaeoproterozoic Lomagundi-Jatuli carbon isotopic event in the north Transfennoscandian Greenstone belt // *Precambrian Res.* 2013. Vol. 224. P. 160–168
148. Melezhik V.A. The Imandra/Varzuga Greenstone Belt // *Reading the Archive of Earth's Oxygenation. Vol. I. The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as context for the Fennoscandian Arctic Russia—Drilling Early Earth Project.* Heidelberg, etc.: Springer. 2013. P. 249–288.
149. Melezhik V.A., Hanski E.J. The Early Palaeoproterozoic of Fennoscandia: geological and tectonic settings // *Reading the Archive of Earth's Oxygenation. Vol. 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as context for the Fennoscandian Arctic Russia—Drilling Early Earth Project.* Heidelberg, etc.: Springer Verlag. 2013a. P. 33–38.
150. Melezhik V.A., Hanski E.J. The Pechenga Greenstone Belt // *Reading the Archive of Earth's Oxygenation. Vol. 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as context for the Fennoscandian Arctic Russia—Drilling Early Earth Project.* Heidelberg, etc.: Springer Verlag. 2013b. P. 289–388.
151. Melezhik V.A., Sturt B.A. General geology and evolutionary history of the Early Proterozoic Polmac-Pasvik-Pechenga-Imandra-Varzuga-Ust'Ponoy Greenstone Belt in northeastern Baltic Shield // *Earth Sci. Rev.* 1994. Vol. 36. P. 205—241.
152. Miller C.B., Wheeler P.A. *Biological Oceanography*. 2012. New York: John Wiley & Sons. 487 p.
153. Minnigh L.D. Structural analysis of sheath-folds in a meta-chert from the Western Italian Alps // *J. Struct. Geol.* 1979. Vol. 1. No. 4. P. 275–282.
154. Mitrofanov F.P., Pozhilenko V.I., Smolkin V.F., Arzamastsev A.A. et al. *Geology of Kola Peninsula. Apatity: Kola Science Centre RAS.* 1995. 145 p.
155. Mudruk S.V., Balagansky V.V., Raevsky A.B., Rundkvist O.V., Matyushkin A.V., Gorbunov I.A. Complex shape of the Palaeoproterozoic Serpovidny refolded mega-sheath fold in northern Fennoscandia revealed by magnetic and structural data // *J. Struct. Geol.* 2022. Vol. 154. 104493.
156. Mutanen T., Huhma H. The 3.5 Ga Siurua Trondhjemite Gneiss in the Archean Pudas-Jarvi Granulite Belt, Northern Finland // *Bulletin of the Geological Society of Finland.* 2003. Vol. 75. P. 51-68.
157. Nebel O., Capitanio F. A., Moyen J.-F., Weinberg R. F., Clos F., Nebel-Jacobsen Y.J., Cawood P. A. When crust comes of age: on the chemical evolution of Archaean, felsic continental crust by crustal drip tectonics // *Philosophical Transactions of the Royal Society A.* 2018. Vol. 376. 20180103.
158. Passchier C.W., Myers J.S., Kröner A. *Field geology of high-grade gneiss terrains.* Berlin, etc.:

Springer-Verlag. 1990. 150 p.

159. Passchier C.W., Trouw R.A.J. *Microtectonics*. Berlin, etc.: Springer. 2005. 366 p.
160. Passchier C.W., Trouw R.A.J., Zwart H.J., Vissers R.L.M. Porphyroblast rotation: eppur si muove*? // *J. Metamorph. Geol.* 1992. Vol. 10. P. 283–294.
161. Peltonen P. *Ophiolites // Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield*. *Developments in Precambrian Geology* 14. Amsterdam: Elsevier. 2005. P. 237-278.
162. Raevsky A.B., Mudruk S.V., Balagansky V.V., Rundkvist O.V. Reconstructing the shape of large synformal folds based on the solution of the 2D non-linear magnetic inverse problem // *Tectonophysics*. 2019. Vol. 752. P. 33–44.
163. Ramsay J.G. *Tectonics of the Helvetic Nappes // Thrust and nappe tectonics*. Geological Society, London. *Special Publications* 9. 1981. P. 293–309.
164. Ramsay J.G., Casey M., Kligfield R. Role of shear in development of the Helvetic fold-thrust belt of Switzerland // *Geology*. 1983. V.11. No. 8. P. 439–442.
165. Ramsay J.G., Huber M.I. *The Techniques of Modern Structural Geology*. V. 1: Strain analysis. London, etc.: Academic Press. 1983. 307 p.
166. Ramsay J.G., Huber M.I. *The Techniques of Modern Structural Geology*. V. 2. Folds and Fractures. London, etc.: Academic Press. 1987. P. 309–700.
167. Reber J.E., Dabrowski M., Galland O., Schmid, D.W. Sheath fold morphology in simple shear // *J. Struct. Geol.* Vol. 53. 2013a. P. 15–26.
168. Reber J.E., Dabrowski M., Schmid D.W. Sheath fold formation around slip surfaces // *Terra Nova*. 2012. Vol. 24. P. 417–421.
169. Reber J.E., Galland O., Cobbold P.R., Le Carlier de Veslud C. Experimental study of sheath fold development around a weak inclusion in a mechanically layered matrix. // *Tectonophysics*. 2013b. Vol. 586. P. 130–144.
170. Rey P.F. *Introduction to Structural Geology*. The University of Sydney. 2016. https://www.researchgate.net/publication/299135987_Introduction_to_Structural_Geology
171. Robyr M., Carlson W.D., Passchier C., Vonlanthen P. Microstructural, chemical and textural records during growth of snowball garnet // *J. Metamorph. Geol.* 2009. Vol. 27. P. 423–437.
172. Rodionov N.V., Belyatsky B.V., Antonov A.V., Kapitonov I.N., Sergeev S.A. Comparative in-situ U–Th–Pb geochronology and trace element composition of baddeleyite and low-U zircon from carbonatites of the Palaeozoic Kovdor alkaline–ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia // *Gondwana Research*. 2012. Vol. 21. No. 4. P. 728-744.
173. Rosenfeld J.L. *Rotated Garnets in Metamorphic Rocks*. Geological Society of America *Special Paper* 129. 1970. P. 102.

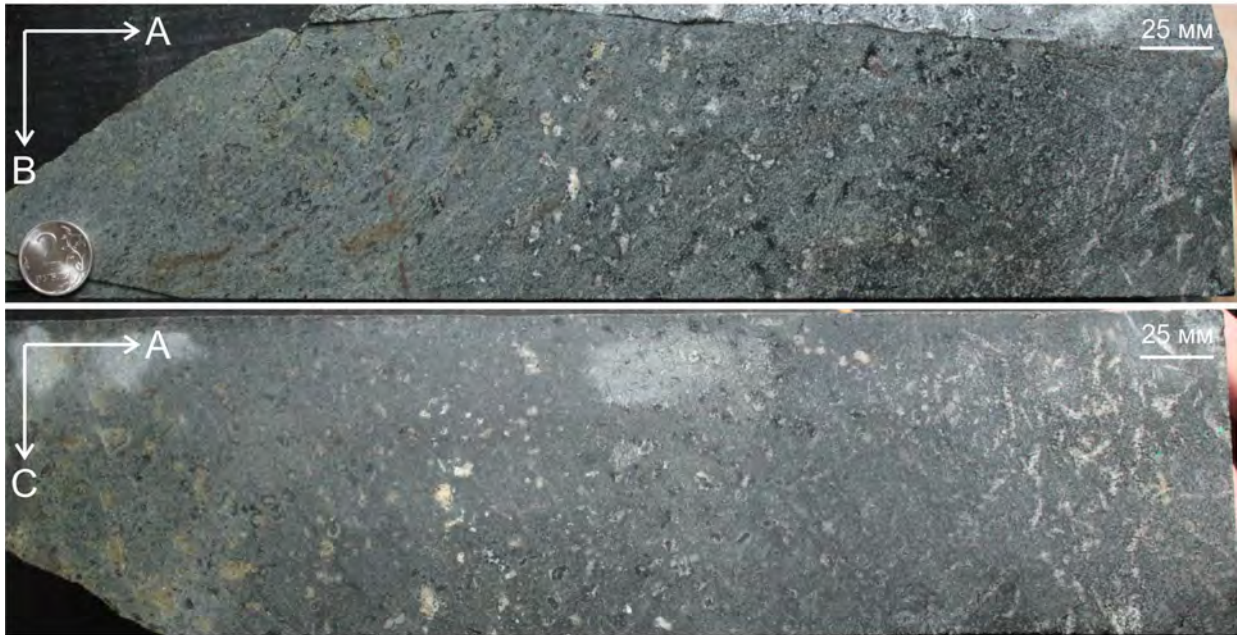
174. Rudnick R. L., Fountain D. M. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective // *Reviews of Geophysics*. 1995. Vol. 33. No. 3. P. 267–309.
175. Tuisku P., Huhma H., Whitehouse M. Geochronology and geochemistry of the enderbite series in the Lapland Granulite Belt: generation, tectonic setting, and correlation of the belt // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 2012. Vol. 49. P. 1297–1315.
176. Sanislav I.V. Porphyroblast rotation and strain localization: Debate settled!: COMMENT // *Geology*. 2010. V. 38. e204.
177. Schidlowski M. Application of stable carbon isotopes to early biochemical evolution on Earth // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 1987. V. 15. P. 47–72.
178. Schmidt W. Bewegungsspuren in Porphyroblasten Kristalliner Schiefer. S.B. Akad. Wiss. Wien. 1918. Vol. 127. P. 293–310.
179. Schoneveld C. A study of some typical inclusion patterns in strongly paracrystalline rotated garnets // *Tectonophysics*. 1977. Vol. 39. 1977. P. 453–471.
180. Schoneveld, C. The Geometry and Significance of Inclusion Patterns in Syntectonic Porphyroblasts // PhD thesis. University of Leiden, the Netherlands. 1979.
181. Searle M. P., Alsop G. I. Eye-to-eye with a mega-sheath fold: A case study from Wadi Mayh, northern Oman Mountains // *Geology*. 2007. Vol. 35. No. 11. P. 1043–1046.
182. Shanmugan, S. The seismite problem // *J. Palaeogeogr*. 2016. Vol. 5. P. 318–362.
183. Shchipansky A.A., Samsonov A.V., Bibikova E.V., Babarina I.I., Konilov A.N., Krylov K.A., Slabunov A.I., Bogina M.M. 2.8 Ga boninite- hosting partial suprasubduction ophiolite sequences from the North Karelian greenstone belt, NE BalticShield, Russia // Kusky T. (Ed.). *Precambrian Ophiolites and Related Rocks*: Amsterdam: Elsevier. 2004. P. 425–487.
184. Slabunov A.I., Guo J.-H., Balagansky V.V., Lubnina N.V., Zhang L. Precambrian crustal evolution of the Belomorian and Trans-North China orogens and supercontinents reconstruction // *Geodynamics and Tectonophysics*. 2017. Vol. 8. No. 3. P. 569–572.
185. Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V., Sorjonen-Ward P., Balagansky V.V., Volodichev O.I., Shchipansky A.A., Svetov S.A., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Stepanov V.S.. The Archaean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) Shield // Gee D.G., Stephenson R.A. (Eds.). *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society. London, Memoir 32. 2006. P. 627–644.
186. Stern R.J. Evidence from ophiolites, blueschists, and ultra-high pressure metamorphic terranes that the modern episode of subduction tectonics began in Neoproterozoic time // *Geology*. 2005. Vol. 33. P. 557–560.
187. Stern, R.J. The evolution of plate tectonics // *Philosophical Transactions of the Royal Society A*. 2018. Vol. 376. 20170406.
188. Stern, R.J., Gerya, T., Tackley, P.J. Stagnant lid tectonics: Perspectives from silicate planets,

- dwarf planets, large moons, and large asteroids // *Geoscience Frontiers*. 2018. Vol 9, 103–119.
189. Strachan L.J., Alsop G.I. Slump folds as estimators of palaeoslope: a case study from the Fisherstreet Slump of County Clare, Ireland // *Basin Research*. 2006. Vol. 18. No. 4. P. 451–470.
190. Van der Pluijm B.A., Marshak S. *Earth Structure: an Introduction to Structural Geology and Tectonics*. New York. London: W.W. Norton & Company, 2004. P. 656
191. Vollmer F.W. A computer model of sheath-nappes formed during crustal shear in the Western Gneiss Region, central Norwegian Caledonides // *Journal of Structural Geology*. 1988. Vol. 10. No. 7. P. 735–743.
192. Vuollo J., Piirainen T. Mineralogical evidence for an ophiolite from the Outokumpu serpentinites in North Karelia, Finland // *Bull. Geol. Soc. Finland* 61. Part 1. 1989. P. 95–112.
193. Windley B.F., Kusky T., Polat A. Onset of plate tectonics by the Eoarchean // *Precambrian Res.* 2021. Vol. 352. 105980.
194. Yu H., Zhang L., Zhang L., Chunjing Wei Ch., Li X., Guo J., Bader T., Qi Y. The metamorphic evolution of Salma-type eclogite in Russia: Constraints from zircon/titanite dating and phase equilibria modeling // *Precambrian Res.* 2019a. Vol. 326. P. 363-384.
195. Yu H., Zhang L., Lanari P., Rubatto D., Li X. Garnet Lu–Hf geochronology and P-T path of the Gridino type eclogite in the Belomorian Province, Russia // *Lithos*. 2019b. Vol. 326–327. P. 313-326.
196. Zozulya D.R., Bayanova T.B., Eby G.N. Geology and age of the late Archean Keivy Alkaline Province, north-eastern Baltic shield // *J. Geol.* 2005. Vol. 113. P. 601–608.

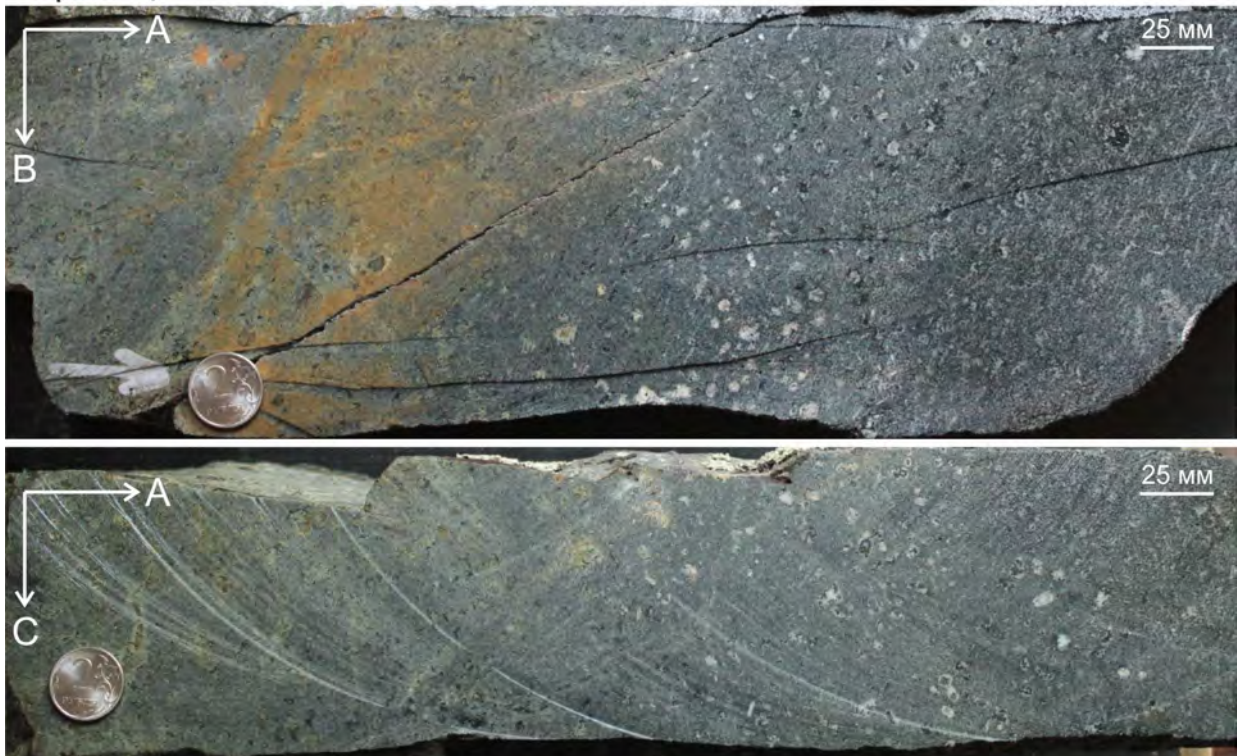
Приложение

Изображения сканированных плоскостей образцов базальтовых метапорфиров, в которых определялись отношения осей недеформированных миндалин (Образцы 1 и 2), и величины R_{XZ} , R_{YZ} и R_{XY} эллипсоида конечной деформации (Образцы 3-6).

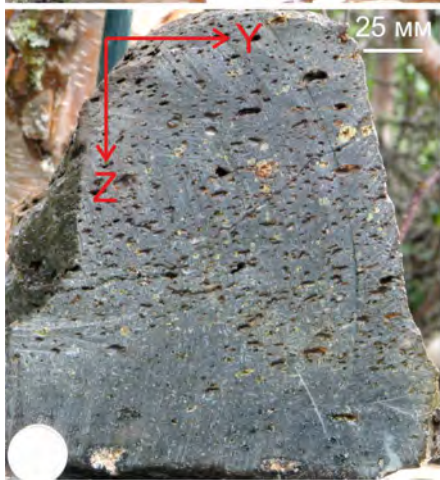
Образец 1



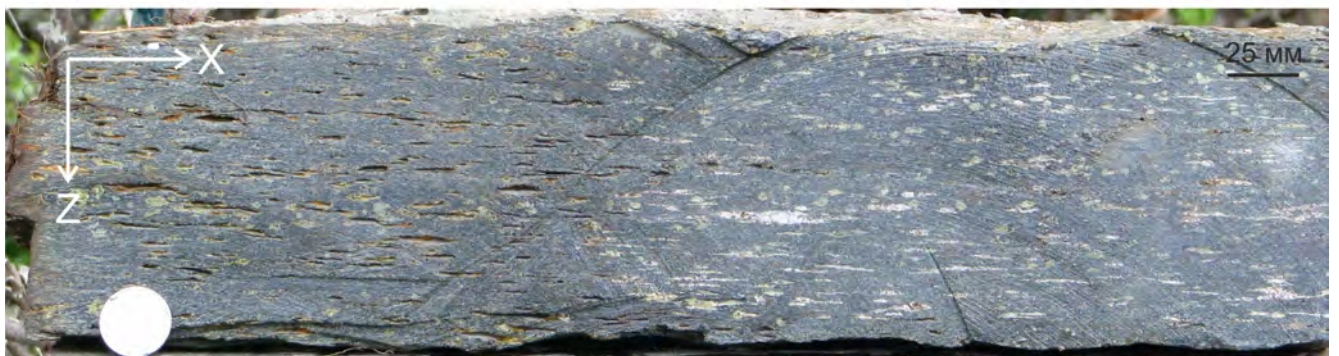
Образец 2



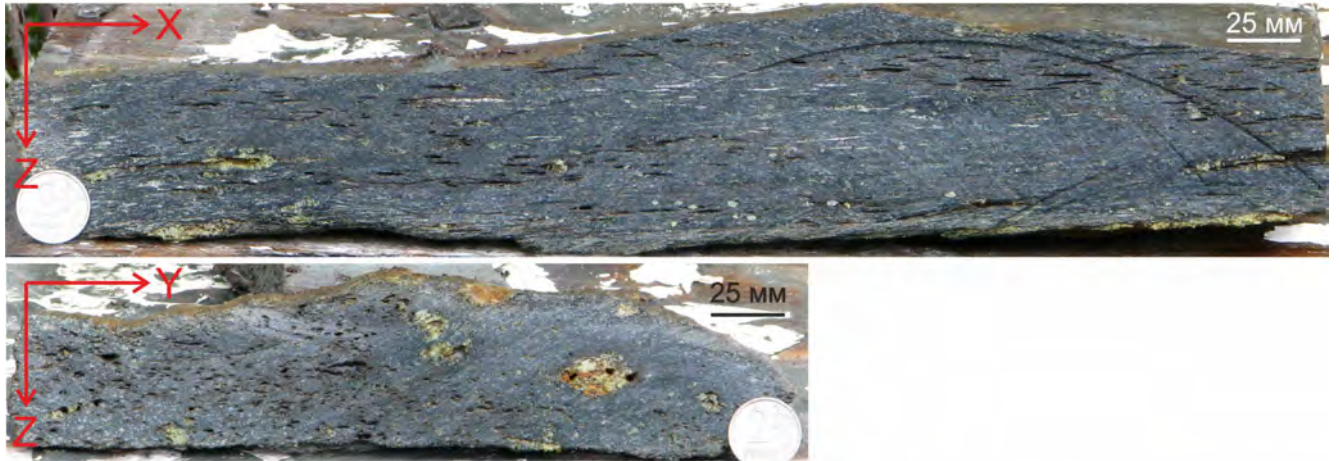
Образец 3



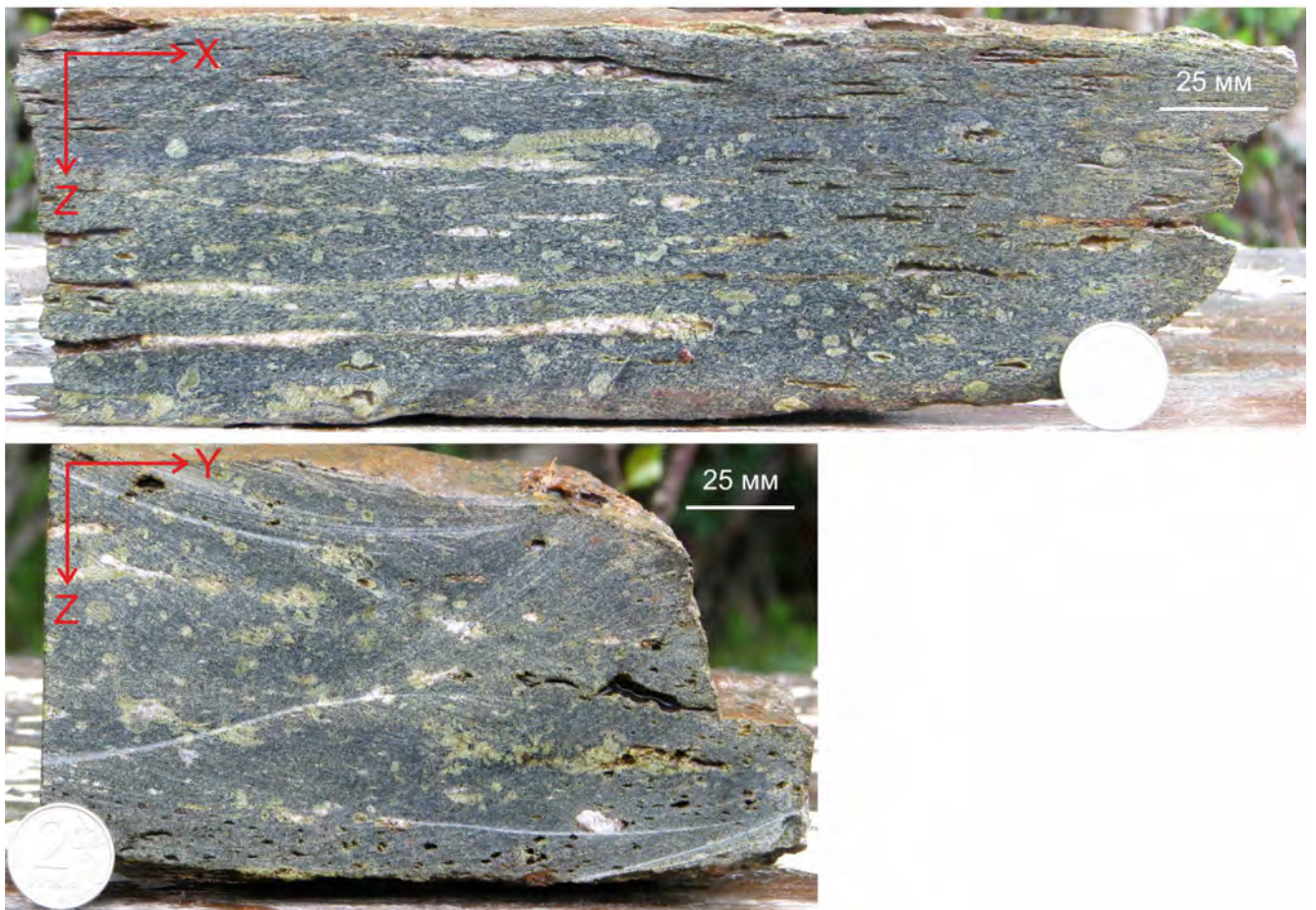
Образец 4



Образец 5



Образец 6



KOLA SCIENCE CENTER OF THE RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCE

Manuscript Copyright

Gorbunov Ilya Aleksandrovich

**PALEOPROTEROZOIC KINEMATIC RECONSTRUCTION
IN THE KEIVY TERRANE, NORTHEASTERN FENNOSCANDIAN SHIELD**

Scientific specialty 1.6.1. General and regional geology. Geotectonics and geodynamics

*Dissertation submitted for the degree of candidate
of geological and mineralogical sciences*

Translation from Russian

Scientific supervisor:
Doctor of Geological and Mineralogical Sciences
Victor Valentinovich Balagansky

Apatity
2023

Contents

Introduction.....	131
Chapter 1. Fennoscandian (Baltic) Shield: a brief review.....	136
Chapter 2. The Keivy Terrane: geological background.....	143
2.1. <i>The history of the geological study</i>	143
2.2. <i>Brief geological outline</i>	144
2.3. <i>Stratigraphy</i>	146
2.4. <i>Magmatism</i>	149
2.5. <i>Tectonics</i>	150
Chapter 3. Evaluation of strain magnitude in and kinematic reconstructions of the Serpovidny Synform.....	157
3.1. <i>Brief petrography</i>	157
3.2. <i>Strain magnitude evaluation</i>	162
3.2.1. <i>General framework</i>	162
3.2.2. <i>Strain magnitude in the core of the Serpovidny Synform</i>	164
3.3. <i>Shear-sense indicators: general framework</i>	168
3.4. <i>Deformation structures and shear-sense analysis</i>	171
3.4.1. <i>Study framework</i>	171
3.4.2. <i>Serpovidny Complex</i>	173
3.4.3. <i>The Keivy Schists</i>	178
3.4.4. <i>Discussion</i>	179
Chapter 4. Kinematic reconstructions of the central and eastern parts of the Keivy Schist Belt... 185	185
4.1. <i>Shuururta–Yagelyurta area</i>	185
4.1.1. <i>Brief petrography</i>	185
4.1.2. <i>Deformation structures and shear-sense analysis</i>	187
4.2. <i>Manuyk area</i>	195
Chapter 5. <i>Spiral pods in the Keivy Schists</i>	197
5.1. <i>Spiral geometry in deformed rocks: models of development</i>	197
5.2. <i>Geological description of rocks in outcrop</i>	198
5.3. <i>Rocks forming spiral pods: petrography and deformation structures</i>	201
5.4. <i>3D shapes of spiral pods</i>	203
5.5. <i>Discussion</i>	212
Chapter 6. <i>Relationship between tectonic movements based on shear-sense indicators in the Keivy Terrane and Paleoproterozoic regional deformations in the Kola Peninsula</i>	221

6.1. <i>Deformation age</i>	221
6.2. <i>Paleoproterozoic deformations in the Kola Region and their relationship with shear-sense indicators in the Keivy Schists Belt and Serpovidny Synform</i>	223
Conclusions.....	227
References.....	229
Appendix	244

Introduction

Research relevance. Reconstruction of tectonic processes that occurred at different periods of the Earth's geological history is an important task of modern geology. Of particular interest is the Paleoproterozoic, by the beginning of which, according to many researchers, the transition from specific geodynamics operated in the Archean, characterized by a stagnant-lid regime, to modern-style plate tectonics had been completed (Bédard, 2018; Cawood et al., 2018; Nebel et al., 2018; Stern et al., 2018). This concept is consistent with an idea that the Wilson Cycle, the principal element of plate tectonics, started to operate no earlier than the Neoproterozoic (Stern, 2005, 2018). However, it has recently been proposed that specific Accretionary Cycle Plate Tectonics had operated in the early Earth and was followed by the Wilson Cycle at the very end of the Archean 2.7–2.5 billion years ago rather than in the Paleoproterozoic (Windley et al., 2021). In any case, new data on Paleoproterozoic tectonics are important for understanding the evolution of tectonic processes in general. An important contribution to obtaining such data can be provided by kinematic reconstructions of Paleoproterozoic orogenic processes as well as by evaluation of strain magnitude.

Tectonic movements occurring in various settings cause rock deformations which are very impressive in collision zones where strain may be especially high. Deformed rocks are also the source of important data on the kinematics. When creating tectonic models, these data make it possible to estimate the directions of tectonic transport, variations in these directions in the earth's crust that has been subject to orogenic processes, and the contribution of horizontal and vertical movements to the formation of tectonic structures. Fold-thrust belts in the upper crust are a significant source of data for establishing kinematics in modern orogens during subduction and, in particular, collision. Data of the same kind can also be used to outline kinematics in the metamorphic core of an orogen that was formed in the middle and especially lower crust. At the same time, the kinematics in the metamorphic core can be significantly detailed based on the study of small-scale shear-sense indicators, whose dimensions do not exceed a few meters and typically are of several centimeters and even millimeters (Ramsay and Huber, 1987; Hanmer and Passchier, 1991; Rodygin, 2006; Fossen, 2010; Kirmasov, 2011;). The study of these indicators is the subject of microtectonics (Passchier and Trouw, 2005), and in deeply eroded Early Precambrian orogens, the kinematics is often established based on these microstructures. Tectonic reconstructions, in which microstructures play a significant role, are widely presented in world literature. Russian researchers also have made a certain contribution in the use of these methods both for establishing the kinematics of tectonic movements (Kislitsyn, 2001; Kolodyazhny, 2006, 2007; Melnikov, 2011; Abildaeva, 2019; Alekseev, 2022; Kushnareva, 2022) and for evaluating strain magnitude (Khudoley, 1993; Voitenko and Khudolei, 2008; Voitenko et al., 2016;).

The major Paleoproterozoic tectonic structure in the Kola Region (northeastern Fennoscandian Shield) is the deeply eroded Lapland-Kola Collisional Orogen (LKO) (Balagansky et al., 1998, 2006; Daly et al., 2001, 2006; Mudruk et al., 2013;), first distinguished by D. Bridgwater on the basis of data accumulated by the early 1990s (Bridgwater et al., 1992). One of tectonic units of the LKO is the Keivy Terrane, which is part of the northeastern foreland of the LKO. The Keivy Schist Belt (KSB) is in turn the reference object for studying collisional deformations that affected the middle crust of the Keivy Terrane as well as the entire northeastern foreland of the LKO. There is a shortage of data on kinematics in the entire LKO and the Keivy Terrane in particular, so all the aforementioned issues determine the relevance of studying the kinematics of the Paleoproterozoic orogenic processes, recorded in rocks of the KSB and constituting the essence of this work.

The **objects** of this study are deformational fabrics in Paleoproterozoic rocks of the Pestsovaya Group and the underlying schists of the Keivy Group in the Serpovidny Area, as well as in Keivy Schists exposed in the Shuururta–Yagelyurta and Manyuk areas in the KSB.

The **main topic** of this work is to reconstruct the kinematics of Paleoproterozoic tectonic movements in the Keivy Schist Belt in the northeastern foreland of the LKO using methods of microtectonics and to correlate these movements with the general kinematics of the Lapland-Kola Collisional Orogeny.

The **goals** of the study include:

(1) evaluating the strain magnitude in rocks composing the core of the Serpovidny Mega-Sheath Fold (the western part of the KSB);

(2) establishing the kinematics of Paleoproterozoic tectonic movements based on shear-sense indicators in:

–rift-related rocks of the central part of the Serpovidny Mega-Sheath Fold;

–typical rocks of the northwestern, central, and southeastern parts of the KSB.

(3) developing the formation mechanism of newly discovered fabrics with spiral geometry and cigar-shaped morphology, named spiral pods, in the thin-layered matrix of Keivy Schists, which are a new example of rotation in metamorphic rocks, and substantiating their use as shear-sense indicators;

(4) correlating the kinematics of Paleoproterozoic tectonic movements in the KSB with the general kinematics in the Lapland-Kola Collisional Orogen.

Conclusions to be defended.

1. The pronounced asymmetry in the distribution of strain magnitude (RXZ) relative to the axial surface of the synformal Serpovidny Mega-Sheath Fold located in the northeastern foreland of the Paleoproterozoic Lapland-Kola Collisional Orogen has been established and calculated in the fold core (RXZ = 25 and ~1 in the lower and upper limbs, respectively). It makes this fold similar to asymmetric synformal anticlines of the Helvetian Nappes in the northern foreland of the Alpine Orogen and indicates

the fold location at the sole thrust of a nappe (Balagansky et al., 2012; Mudruk et al., 2013; Mudruk et al., 2022).

2. A new shear-sense indicator (rotation structure) in metamorphic rocks has been established. Rotation structures of this kind have been termed "spiral pods" and have been formed by wrapped multi-microlayers in staurolite-bearing kyanite-mica schist of the KSB (Gorbunov et al., 2016; Gorbunov and Balagansky, 2022).

3. Shear-sense indicators in the rocks of the KSB (S-C fabrics, spiral pods, and folds with curvilinear hinge lines), together with the Serpovidny Mega-Sheath Fold, indicate the northward and northeastward thrusting of the KSB onto the Archean Lebyazhka Metavolcanics during the Paleoproterozoic Lapland–Kola Collisional Orogeny (Balagansky et al., 2012; Mudruk et al., 2013; Balagansky et al., 2016; Gorbunov and Balagansky, 2022; Mudruk et al., 2022).

Scientific novelty

(1) Strain magnitude has been calculated performed in opposite limbs of the Serpovidny Mega-Sheath Fold for the first time.

(2) For the first time, a generally northeastern direction of the major thrusting during regional metamorphism and deformation has been established in the western, central, and eastern parts of the KSB using shear-sense indicators.

(3) For the first time, two stages of oppositely directed movements, correlated with the major thrusting during the Lapland-Kola collision and the subsequent back thrusting, have been established in the core of the Serpovidny Mega-Sheath Fold using shear-sense indicators.

(4) A new shear-sense indicator, termed a spiral pod, has been established, and its formation mechanism has been developed.

Theoretical and practical relevance. The establishment of the new shear-sense indicator, the spiral pod, contributes in the concept of ductile flow in metamorphic rocks that underwent significant non-coaxial deformation (simple shear in the ductile regime). This deformation can result not only in the formation of folds with curved hinges and synchronous rotation of rigid porphyroblasts but also in the wrapping of multi-microlayers into small-scale spirals. Data on shear-sense indicators established in rocks of the KSB are important for tectonic reconstructions in the entire northeastern foreland of the LKO and, ultimately, for the general kinematic model of the Lapland–Kola Collisional Orogen. The detailed map of the Serpovidny Area, compiled with the participation of the author, may be used for various purposes by both industrial and scientific organizations.

Factual material, research methods, and author's contributions. This work is based on the author's material collected during fieldwork in the Keivy Terrane in 2009, 2011 and 2015 as part of research projects carried out in Geological Institute of the Kola Science Center RAS (Apatity). Samples for 3D reconstruction of spiral pods were been kindly provided by V.V. Balagansky. Some oriented

samples for determining shear-sense and additional orientation data on linear and planar fabrics of rocks in all studied areas were kindly provided V.V. Balagansky and S.V. Mudruk. The author participated in the magnetic survey of the Serpovidny Mega-Sheath Fold using a 25×5 m grid within an area of about 2.5 km². The author analyzed about 200 orientation data and studied more than 40 oriented samples and about 100 thin sections. To achieve the study goals, the author performed kinematic, structural, and geometric analysis and calculated strain magnitude using objects with a known shape before deformation (Ramsay and Huber, 1983, 1987; Hanmer and Passchier, 1991; Passchier and Trouw, 2005; Fossen, 2010); the petrographic method has also been used. To construct stereographic diagrams, Openstereo 0.1.2 delevel software (Grohmann and Campanha, 2010) was used. The construction of block diagrams to identify the morphology and inner structure of spiral pods has been performed using Corel Draw and Corel Designer vector graphics software.

Approbation of the result and publications. The study results are published in five articles in peer-reviewed journals, including two articles in "Journal of Structural Geology", the leading journal publishing investigation in the field of structural geology and tectonics. There are also two publications in other journals and nine publications in conference proceedings. The author personally presented materials at student conferences of the Murmansk State Technical University (Apatity, 2010, 2011, 2012), a conference of young scientists dedicated to the memory of K.O. Kratz (Apatity, 2011), XIII Fersman scientific session (Apatity, 2016), scientific conference "Early Precambrian vs Modern Geodynamics" (Petrozavodsk, 2017). In addition, the dissertation student was a co-author of reports that included results of this study and were presented at Russian and international conferences: (1) All-Russian conference dedicated to the 150th anniversary of Academician F.Yu. Levinson-Lessing and the 100th anniversary of Professor G.M. Saranchina "Modern Issues of Magmatism and Metamorphism", St. Petersburg, 2012; (2) 34th session of the International Geological Congress, Brisbane, Australia, 2012; "Craton Formation and Destruction with special emphasis on BRICS cratons", Johannesburg, South Africa, 2012. Some materials presented in the dissertation were discussed during the short-term educational course "Microtectonics Masterclass" held by Prof. Cees Passchier in Mainz (Germany) in 2019.

Acknowledgements. The author is deeply grateful to his supervisor V.V. Balagansky for great help and support, as well as the materials provided. The author is grateful to S.V. Mudruk for providing materials and constant assistance in the work. The author is also sincerely grateful to A.B. Raevsky, V.V. Borisova, N.E. Kozlova, V.I. Pozhilenko, and D.V. Zhirov for valuable advices, help, and consultations. Great assistance in fieldwork in the Keivy terrane was provided by T.A. Myskova. The author expresses special gratitude for help and support during the entire period of work to T.V. Gorbunova. The study was given financial support by the Russian Foundation for Basic Research (grants no. 09-05-00160-a and 14-05-31137-mol-a) and an ONZ-6 funding program) and were completed as

part of research project AAAA-A19-119100290148-4 of Geological Institute of the Kola Science Center of the RAS.

List of publications

Peer-reviewed journals

1. **Gorbunov I.A., Balagansky V.V.** Spiral-shaped fabrics in metamorphic rocks: A new example of rotation during progressive deformation // *Journal of Structural Geology*. 2022. Vol. 159. 104590.

2. **Mudruk S.V., Balagansky V.V., Raevsky A.B., Rundkvist O.V., Matyushkin A.V., Gorbunov I.A.** Complex shape of the Palaeoproterozoic Serpovidny refolded mega-sheath fold in northern Fennoscandia revealed by magnetic and structural data // *Journal of Structural Geology*. 2022. Vol. 154. 104493.

3. **Balagansky V.V., Myskova T.A., Lvov P.A., Larionov A.N., Gorbunov I.A.** Neoproterozoic A-type acid metavolcanics in the Keivy terrane, northeastern Fennoscandian shield // *Lithos*. 2021. Vol. 380–381. 105899.

4. **Mudruk, S.V., Balagansky, V.V., Gorbunov, I.A., Raevsky, A.B.** Alpine-type tectonics in the Paleoproterozoic Lapland-Kola orogen // *Geotectonics*. 2013. Vol. 47. P. 251–265.

5. **Balagansky V.V., Mudruk S.V., Gorbunov I.A., Raevsky A.B.** Tectonics of detached middle crust in the north-eastern foreland of the Palaeoproterozoic Lapland-Kola collisional orogen, north-eastern Baltic Shield // *Proceedings of the Murmansk State Technical University*. 2012. Vol. 15. No. 2. P. 300–310.

Other journals

1. **Gorbunov I.A., Balagansky V.V., Mudruk S.V.** Spiral-shaped microstructures in thin-layered rock matrix as a new species of kinematic indicators in shear zones // *Herald of the Kola Science Centre of the RAS*. P. 10–15 (in Russian).

2. **Balagansky V.V., Gorbunov I.A., Mudruk S.V.** Paleoproterozoic Lapland-Kola and Svecofennian orogens // *Herald of the Kola Science Center of the RAS*. № 3. 2016. P. 5–11 (in Russian).

Chapter 1. Fennoscandian (Baltic) Shield: a brief review

The Fennoscandian shield is a well-exposed northwestern part of the Precambrian basement of the East European platform (Fig. 1.1). The history of its research includes a large number of studies that have focused on geophysics, geochronology, petrology, and other branches of geology. The accumulation of multidisciplinary data led to attempts at generalizing them and formulating concepts of both the general evolution of the shield and its evolution in different geological periods (e.g. The Earth's crust..., 1978; Gaál and Gorbatshev, 1987; Mints et al., 1996, 2010b, 2010c; Balagansky, 2002; Lahtinen et al., 2005, 2008; The Early Precambrian..., 2005; Slabunov et al., 2006b; Kozlov et al., 2006; Hölttä et al. 2008, Lahtinen, 2012).

The nucleus of the shield consists of Meso- and Neoproterozoic rocks. Several approaches based on different geodynamics concepts are used to subdivide the Archean crust of the shield into tectonic structures. The following provinces can be confidently distinguished: Karelian, Belomorian, Kola, Murmansk, as well as Norrbotten, which has an uncertain boundary with the Karelian province (Fig 1.1). The provinces are made up mainly of tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) gneisses and, to a lesser extent, rocks of greenstone and paragneiss belts, as well as granulite complexes (Slabunov et al., 2006b; Hölttä et al., 2008).

The formation of Paleoproterozoic rocks of the Fennoscandian shield is considered to be associated with two principal types of tectonic processes: rifting and orogenesis (Lahtinen et al., 2005; The Early Precambrian..., 2005; Lahtinen, 2012). Besides that, in recent years, the idea that mantle plumes have made a significant contribution to the crust formation has been developed (Mints et al., 2010b, 2010c). Multiple rifting events that had been occurring from 2.5 Ga to 2.0 Ga resulted in the emplacement of intrusive and volcanic rocks, as well as the accumulation of sediments that were later metamorphized (Laajoki, 2005). The most prominent tectonic structure resulted from the rifting is the Polmak-Pasvik-Pechenga-Imandra-Varzuga paleorift (Zagorodny et al., 1982; The Early Precambrian..., 2005; Melezhik, 2013; Melezhik and Hanski, 2013b). Paleoproterozoic orogenesis is associated with two orogenies: the Lapland-Kola Collisional Orogeny (~2.0–1.9 Ga) followed by the Svecofennian accretionary orogeny (~1.9–1.8 Ga) (see a brief review in (Balagansky et al., 2011, 2016)). The production of the crust during the Lapland-Kola orogeny was local and resulted in the formation of the Lapland and Umba granulite terranes, as well as the Tersk terrane (Daly et al., 2001; 2006; Balagansky, 2002). These terranes consist of island arc-type rocks transformed during the collision into mafic and felsic granulites and TTG gneisses with subordinate supracrustal rocks. The largest volume of the Paleoproterozoic juvenile continental crust of the Fennoscandian shield was formed at several stages of the Svecofennian orogeny, which led to the formation of the Svecofennian composite province that currently occupies most of the shield (Fig. 1.1). During the Svecofennian orogeny, mainly island

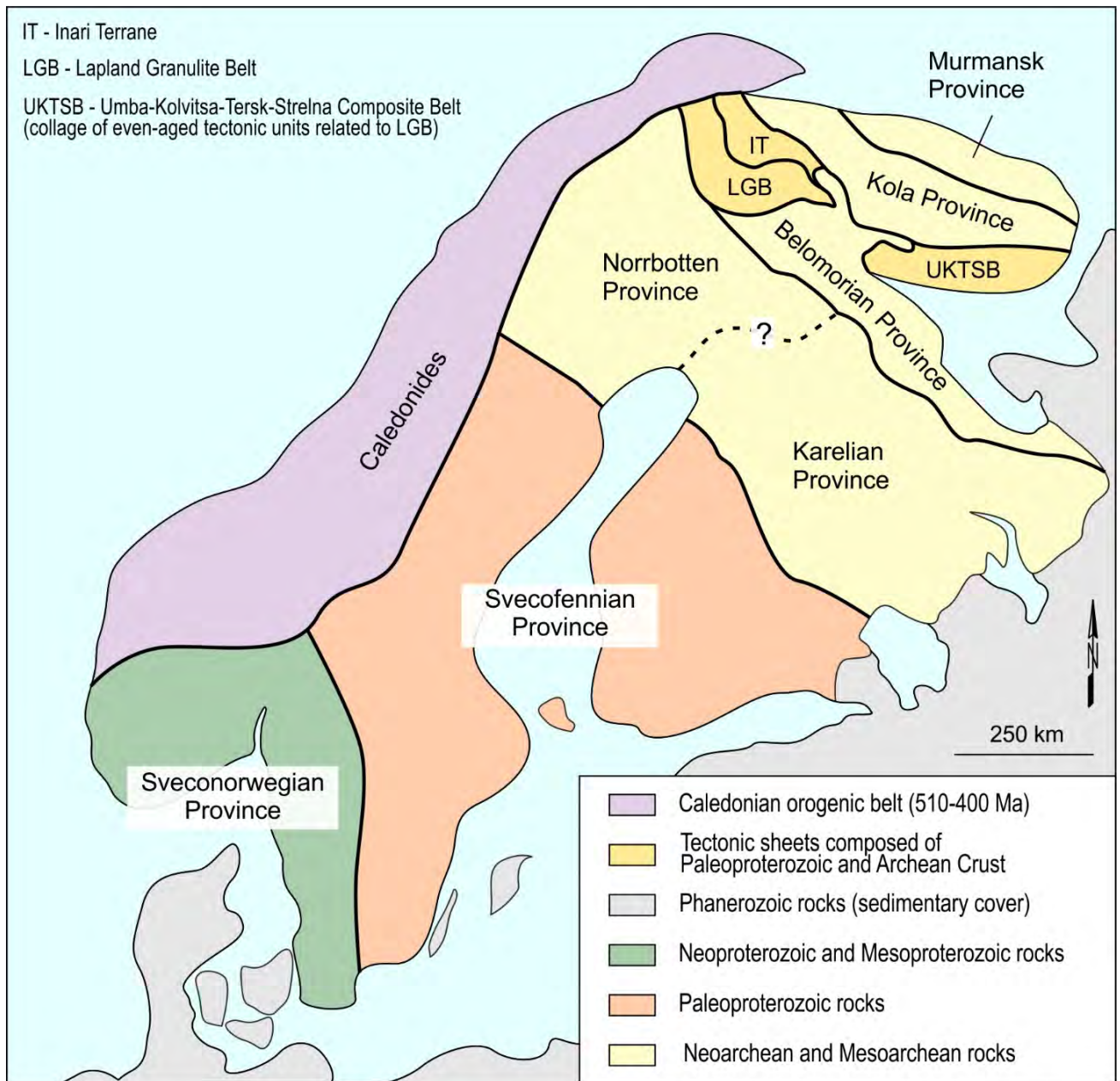


Fig 1.1. Main tectonic units of the Fennoscandian Shield (from (Koistinen et al., 2001), simplified), modified after (Daly et al., 2006; Slabunov, 2008, Lahtinen, 2012)).

arc-type rocks were formed and then successively attached to the Karelian province (Korja et al., 2006). An important post-orogenic event is the emplacement of rapakivi granites in the southern part of the Svecofennian province 1.64–1.47 Ga ago (Baltybaev, 2013 and references therein).

Several orogenic episodes in the Sveconorwegian province during the Meso- and Neoproterozoic resulted in the formation of a new crust and its subsequent reworking (Bingen et al. 2008). The Sveconorwegian orogeny (1.14–0.97 Ga), one of the most pronounced orogenies, resulted in accretion and post-collision magmatism (Lahtinen, 2012). Mesoproterozoic sedimentary rocks occur in the northern and southern parts of the Kola Peninsula, whose oldest age, determined by dating of detrital

zircons, is 1.03 Ga in the northern part (Mikhailenko et al., 2016) and 1.13 Ga in the southern part (Kuznetsov et al., 2020).

The formation of Phanerozoic rocks is primarily associated with the opening of the Iapetus Ocean about 600 Ma ago and then with collision at the final stage of the Caledonian orogeny 430–390 Ma ago which resulted in the development of the Caledonides (a fold-thrust belt at the western margin of Norway) (Lahtinen, 2012). The episodes of the Devonian magmatism resulted in the emplacement of the alkaline and ultramafic-alkaline Khibiny, Lovozero, and Kovdor massifs, well-known for their unique mineralogy (Mineralogy..., 1978; Arzamastsev et al., 1998; Ivanyuk et al., 2002; Bayanova, 2004; Rodionov et al., 2018). This magmatism also led to the development of the volcano-sedimentary Kontozero caldera structure (Kukhareenko et al., 1971; Arzamastsev and Petrovsky, 2012; Petrovsky, 2016). Another magmatic event is associated with the Oslo Rift formed in the Carbon and Permian 300-260 Ma ago and is the last crust-forming episode in the Fennoscandian shield (Corfu and Larsen, 2020).

Archean. The oldest rocks of the Fennoscandian shield are located in the Karelian province, whose age vary from 3.2 Ga to 2.7 Ga in its different parts (The Early Precambrian..., 2005; Slabunov et al., 2006b; Hölttä et al., 2008); there is the only finding of 3.5 Ga granitoids (Mutanen and Huhma, 2003). The division of the province into the three terranes, West Karelian, Central Karelian, and Vodlozero, is considered to be the most generally accepted (Hölttä et al., 2008). The Karelian province consists mainly of granitoids, the age and composition of which are different in each of the terranes; subordinate greenstone and paragneiss complexes occur as well (Slabunov et al., 2006b).

The Norrbotten province, previously considered as part of the Karelian one, is now distinguished as a separate province (Gorbatshev and Bogdanova, 1993; Hölttä et al., 2008). Most of its Archean rocks are generally similar to granitoids and greenstone complexes of the Karelian province and are hidden under the Paleoproterozoic cover.

The Kola province consists of rocks with ages of 2.9–2.7 Ga, which are generally younger than rocks in the Karelian province (The Early Precambrian..., 2005; Kozlov et al., 2006; Slabunov et al., 2006b). The Kola-Norwegian, Keivy, and Sosnovka terranes compose the Kola province (Balagansky et al., 1998). *The Kola-Norwegian terrane* consists mainly of granitoids (TTG gneisses and enderbites), diorites, and high-alumina metasediments (Radchenko et al., 1994; Hölttä et al., 2008). Banded iron formations (BIFs) of the Olenegorsk Greenstone Belt located in this terrane are also noteworthy. *The Keivy terrane*, the main object of this study, is very different from both the Kola–Norwegian terrane and all other Archean terranes of the Fennoscandian shield. It consists mainly of Archean felsic metavolcanics, the volume of which is significant, and Archean peralkaline alkaline, however its most remarkable feature is the belt of high-alumina metasediments of unclear (Neoarchean or

Paleoproterozoic) age (a detailed geological description of the Keivy terrane is given in Chapter 2). *The Sosnovka terrane* is poorly studied and consists mainly of granitoids.

The Belomorian province is located between the Karelian and Kola provinces and consists of various granitoids, the age of which varies from 2.9 Ga to 2.7 Ga (The Early Precambrian..., 2005; Slabunov et al., 2006a, b). Its principal difference from other Archean units is a pronounced polycyclic development expressed in repeated episodes of deformation and metamorphism both in the Archean and in the Paleoproterozoic (The Earth's crust..., 1978; Volodichev, 1990). The Belomorian province is interpreted as a Neoarchean mobile belt that underwent reworking during the Paleoproterozoic Lapland–Kola Orogeny (Slabunov et al., 2017). Archean greenstone and paragneiss complexes also occur in this province. Findings of Archean ophiolite-like rocks are noteworthy (Shchipansky et al., 2004; Slabunov et al., 2019). Of particular interest are the Early Precambrian eclogites, whose age is disputable. There are points of view that eclogite-facies metamorphism took place only in the Archean (Volodichev et al., 2004; Mints et al., 2010a; Shchipansky and Slabunov, 2015), only in the Paleoproterozoic (Skublov et al., 2012, 2016; Yu et al., 2019a, 2019b), and both in the Archean and in the Paleoproterozoic (Balagansky et al., 2015; Slabunov et al., 2021, and references therein).

The Murmansk province consists of mainly Neoarchean granitoids aged 2.8–2.7 Ga, dominated by tonalites, plagiogranites, and migmatites (Vetrin, 1984; Kozlov et al., 2006). The formation of the province is considered to have occurred in two stages (Mints et al. 2010b). The first stage is associated with partial melting under granulite-facies conditions and the formation of trondhjemitic melts that then replaced of their host rocks. The second stage is linked to partial melting of rocks formed at the first stage and the subsequent formation of K-feldspar granites.

According to modern concepts, the Archean history of the Fennoscandian Shield is comparable to the Wilson supercontinent cycle (Slabunov, 2008). The disintegration of the 3.5–3.2 Ga continental crust which occurred at ~3.1 Ga and the subsequent formation of oceanic crust are considered to be the earliest events in the shield's history. The further growth of continental crust was related to subduction and accretion around the Paleoarchean continental nuclei; these processes had been active until ~2.7 Ga. This stage was followed by the closure of oceans and collision of microcontinents. The formation of Archean orogens was followed by their collapse. In the beginning of the Paleoproterozoic (2.5 Ga) a new cycle of the evolution of the lithosphere in the Fennoscandian shield comparable to the Wilson supercontinent cycle started. An alternative model has been presented in (Mints et al., 2010b) that describes a combination of two geodynamic phenomena: plate tectonics and mantle plumes.

Paleoproterozoic. The formation of the earliest Paleoproterozoic rocks of the Fennoscandian shield is associated with rifting of one or several Archean microcontinents (The Early Precambrian..., 2005; Mints et al., 2010c; Lahtinen, 2012). The rifting occurred under conditions of dextral transtension (Balagansky et al., 1998) and resulted in the emplacement of layered intrusions and mafic dike swarms

in many areas of the shield (Iljina and Hanski, 2005). This stage of extension of the Archean continental crust is associated with the formation of a large tectonic structure, the Polmak-Pasvik-Pechenga-Imandra-Varzuga paleorift (Zagorodny et al., 1982; Melezhik and Sturt, 1994; Mitrofanov et al., 1995; Melezhik, 2013; *The Early Precambrian...*, 2005; Melezhik and Hanski, 2013a). Its largest units are the Pechenga and the Imandra-Varzuga structures (Zagorodny et al., 1964, 1982; *The Early Precambrian...*, 2005; Melezhik, 2013; Melezhik and Hanski, 2013b), which are made up mainly of metamorphized diabases, porphyritic basalts, tuffs, tuff breccias, schists, conglomerates, and sandstones (including quartzites). The rift, which is considered to have originated at 2.5 Ga, evolved into the narrow Lapland–Kola Ocean, similar to the modern Red Sea, and its development ended at about 1.7 Ga (Zagorodny et al., 1982; Melezhik and Sturt, 1994; Bridgwater et al., 1992; Daly et al., 2006; Mints et al., 2010c; Melezhik et al., 2013a). According to (*The Early Precambrian ...*, 2005), the evolution of the paleorift consists of four stages: the first rifting stage (2.5–2.3 Ga), the second rifting stage (2.3–2.2 Ga), the late rifting stage (2.2–1.9 Ga), and the collisional stage (1.9–1.7 Ga).

Important Paleoproterozoic complexes of the Fennoscandian shield are the Outokumpu and Jormua ophiolites (Kontinen, 1987; Vuollo and Piirainen, 1989), with an age of volcanism of 1.95 Ga (Peltonen, 2005). The formation of these complexes marked the beginning of the spreading and the opening of the Svecofennian Ocean. Crustal extension, which prevailed at the beginning of the Paleoproterozoic, was followed by compression that resulted in the development of two orogens separated from each other in time and space. The Lapland–Kola collisional orogen occurred in the northeastern shield at ~2.0–1.9 Ga, whereas the Svecofennian accretionary orogen took place in the southwestern part at ~1.9–1.8 Ga (Daly et al., 2006; Korja et al., 2006; Lahtinen et al., 2008; Balagansky et al. 2016 and references therein; Lahtinen and Huhma, 2019). The Lapland-Kola orogen (LKO) originated after the closure of the Lapland-Kola Ocean. The collision caused granulite-facies metamorphism of island arc-type rocks of the Lapland granulite belt (terrane) and the Uмба granulite terrane, as well as amphibolite-facies metamorphism of the Tersk terrane. The idea that the LKO is an alpine-type collisional belt extended across the Atlantic Ocean to Greenland and Canada was first proposed in (Bridgwater et al., 1992) and then was developed in (Daly et al., 2006; Tuisku et al., 2012; Lahtinen and Huhma, 2019).

The crust affected by the Lapland–Kola orogeny is located between the Karelian and Murmansk provinces (Balagansky et al., 2006; Daly et al., 2006). The structure of the deeply eroded LKO includes the orogenic core (equivalent to the metamorphic core in present-day collisional orogens) and the northeastern and southwestern forelands (the Kola and Belomorian provinces, respectively). The orogenic core includes the Lapland, Uмба, Inari, Tersk, and Strelna terranes, as well as the Kolvitsa and Tanaelv collision mélanges (Fig. 1.2). The terranes of the orogenic core consist of metamorphic rocks, whose protoliths are similar to island arc-type rocks, and are either of Paleoproterozoic age (the Lapland,

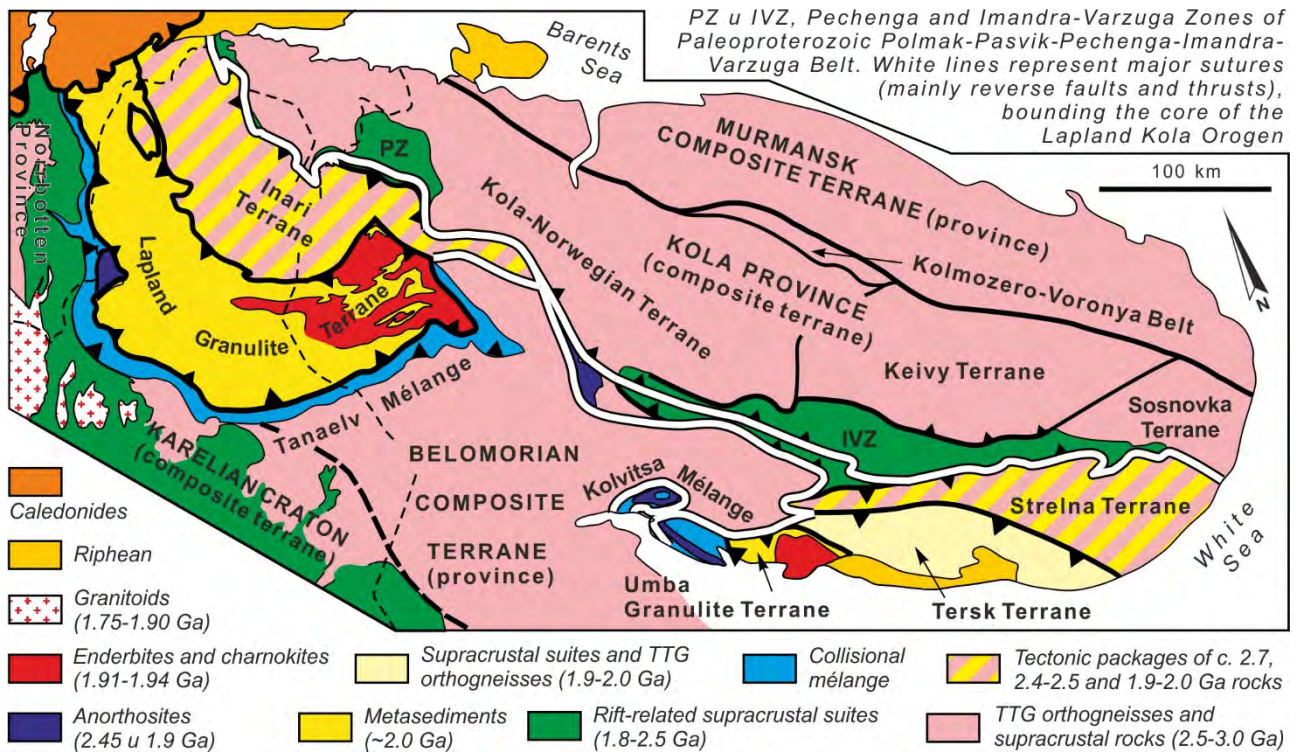


Fig. 1.2. Main tectonic units of the northeastern part of the Fennoscandian shield (Balagansky et al., 2016).

Umba, and Tersk terranes) or represent a collage of both Archean and Paleoproterozoic tectonic sheets, with the latter consisting of island arc-type rocks (the Strelna and Inari terranes).

Collisional events started at 1.94 Ga and reached their peak in the Kola Region at 1.92 Ga (Daly et al., 2006) when rocks composing the Lapland and Umba terranes experienced granulite-facies metamorphism. The main tectonic movements associated with the thrusting of the rocks of the Lapland terrane onto the Belomorian province occurred from the north and north-northeast to the south and south-southwest. At the same time, thrust movements were recorded in the Pechenga and Imandra-Varzuga structures, and the Keivy and Strelna terranes, which generally occurred from the south and south-southwest to the north, north-northeast, and northeast. As a result of the thrusting, the structure of LKO obtained a palm tree morphology (Balagansky et al., 2016), which is similar to the structures of the Phanerozoic orogens (van der Pluijm and Marshak, 2004).

The Svecofennian accretionary orogeny was initiated as a result of the subduction of the oceanic crust of the Svecofennian Ocean to the northeast under the Karelian province (the formation of this crust is recorded due to the discovery of the aforementioned Jormua and Outokumpu ophiolites) (Korja et al., 2006; Lahtinen et al., 2008; Lahtinen, 2012). This orogeny began simultaneously with the end of the Lapland-Kola orogeny (Balagansky et al., 2011, 2016). During subduction, island arcs were formed and then successively accreted to the Karelian province. The accretion was accompanied by high-gradient granulite to low-temperature amphibolite-facies metamorphism, folding and faulting, and granitoid magmatism. Accretionary events are divided into three stages: Lapland-Savo orogeny (1.92–1.89 Ga),

Fennian (1.87–1.84 Ga), and Svecobaltic (1.83–1.80 Ga) (Lahtinen et al., 2008)¹. The Svecofennian orogeny resulted in a significant growth of the volume of rocks which compose the Fennoscandian shield.

¹ In the paper (Lahtinen et al., 2008), the Nordic Orogeny (1.81–1.77 Ga) is also distinguished. In this work, this orogeny is not mentioned since its manifestation is not associated with the accretion of island arcs to the continent but with the continent-continent collision between Fennoscandia and Amazonia.

Chapter 2. The Keivy Terrane: geological background

The objects of this research are located in the Keivy Terrane which is part of the Kola Province (Fig. 1.2). The following sections are devoted to the history of its study and provides its geological description.

2.1 The history of the geological study

The first report about the physical geography and geology of the Keivy Uplands, located in the northern part of the Keivy Terrane, was compiled in 1928 by the geographical sciences research team of the Kola Expedition of the USSR Academy of Sciences headed by A. A. Grigoriev (this and subsequent historical information are given in (Belkov, 1963; Remizova et al., 2007)). The interpretation of these data performed by B.M. Kupletsky resulted in a conclusion about the wide distribution of crystalline schists containing kyanite, muscovite, garnet, and staurolite in the area of the Keivy Uplands. Besides that, B.M. Kupletsky and O.A. Vorobieva revealed a large massif of peralkaline granites bordering the western part of the Keivy Uplands.

Further studies of the Keivy Uplands were of both scientific and prospecting interest and resulted in the compilation of geological maps of the area and the discovery of deposits of muscovite, garnet, and kyanite. These studies also allowed to obtain and summarize new data on the geology of the Keivy Uplands, as well as to develop the first hypotheses about the history of geological evolution of the area. The following researchers, who were working between 1928 and 1960, should be recognized: O.A. Vorobiev, N.N. Gutkova, V.I. Vlodavets, T.L. Nikolskaya, M.D. Vagapova, V.S. Smirnov, P.V. Sokolov, L.A. Kosoy, S.N. Nemtsov, P.K. Grigoriev, L.Ya. Kharitonov, V.V. Nosikov, K.O. Kratz, A.V. Nosikov, A.A. Chumakov, A.M. Ivanov, A.V. Galakhov, I.V. Belkov, A.I. Morozov, I.V. Ginzburg, I.D. Batieva, D.D. Mirskaya, B.A. Yudin, and others. The data on the main geological features of the Keivy Uplands area obtained during that time period were summarized in the monograph "The Kyanite Schists of the Keivy Formation" by I.V. Belkov, in which a detailed petrographic and mineralogical description of the Keivy Schists was also provided.

Studies of the next time period (1960-1980) were focused not only on the Keivy Uplands but on the entire Keivy Terrane and resulted in a significantly increased amount of data. Q-37-I and Q-37-II sheets of the State Geological Map of the USSR at scale 1:200 000 were compiled. Comprehensive geophysical, geochemical, and mineralogical studies were carried out. Of great importance are studies of geologists from the Murmansk Geological Exploration Expedition on a GDP-200 project, headed by L.A. Gaskelberg, as well as studies of a group of researchers from the Geological Institute of the Kola Branch of the USSR Academy of Sciences (now the Kola Science Center of the Russian Academy of

Sciences) under the leadership of A.P. Belolipetsky. The results of these studies were published in the monograph "Geology and Geochemistry of Metamorphic Complexes of the Early Precambrian of the Kola Peninsula" by A.P. Belolipetsky, V.G. Gaskelberg, L.A. Gaskelberg and others (Belolipetsky et al., 1980). This monograph provided a detailed description of the geology of the Keivy Terrane and a thorough petrographic description of rocks. During that period, the following researchers made the most considerable contributions: L.I. Ivanova, E.G. Minina, N.A. Ostrovskaya, M.A. Sotnikova, V.G. Gaskelberg, L.A. Gaskelberg, A.V. Sidorenko, A.T. Radchenko, V.P. Petrov, and others.

An important role in the study of the Keivy Terrane was played by a team of geologists from academic and geological exploration organizations, headed by M.V. Mints. Their studies were carried out in a close cooperation with a group of geophysicists led by V.N. Glaznev from the Geological Institute of the Kola Science Center of the Russian Academy of Science (GI KSC RAS). The results of that multidisciplinary research were summarized and interpreted on the basis of the concept of plate tectonics in a collective monograph by M.V. Mints and his colleagues (Mints et al., 1996). The conclusions made in that research were later substantially revised and modified on the basis of an idea that mantle plumes played a significant role in the tectonic evolution of the Keivy Terrane (Mints et al., 2010b, 2010c).

In 2006 Academician F.P. Mitrofanov initiated multidisciplinary research on structural geology, tectonics, and geophysics of the northern part of the Keivy Terrane which was carried out by a group of scientists from the GI KSC RAS under the supervision of V.V. Balagansky. This researcher interpreted the Keivy Terrane as the northeastern foreland of the LKO comparable with Phanerozoic collisional orogens (Balagansky et al., 2006; Daly et al., 2006). Kinematic data obtained by this research group, whose member was the author of the given work, were published in a number of communications (Gorbunov and Balagansky, 2010; Balagansky et al., 2011, 2012, 2021; Mudruk et al., 2013, 2022; Mudruk, 2014; Gorbunov and Balagansky, 2022).

2.2. Brief geological outline

The Keivy Terrane, whose geological map is presented in Fig. 2.1, differs significantly from other tectonic units of the Kola Region, mainly due to the occurrence of unique rocks that are lacking in other areas of the Fennoscandian Shield (Mitrofanov et al., 1995). It was firstly classified as a terrane in a scheme of main tectonic structures of the Kola Region developed by V.V. Balagansky (Balagansky et al., 1998, 2011; Daly et al., 2006). The unique rocks of the Keivy Terrane are high-alumina kyanite, garnet, and staurolite schists (Bel'kov, 1963), which are referred to the Keivy Schists or the Keivy Paraschists in the literature. Most researchers consider these rocks to be metamorphosed sediments whose protoliths had resulted from strong chemical weathering of acid rocks and their successive

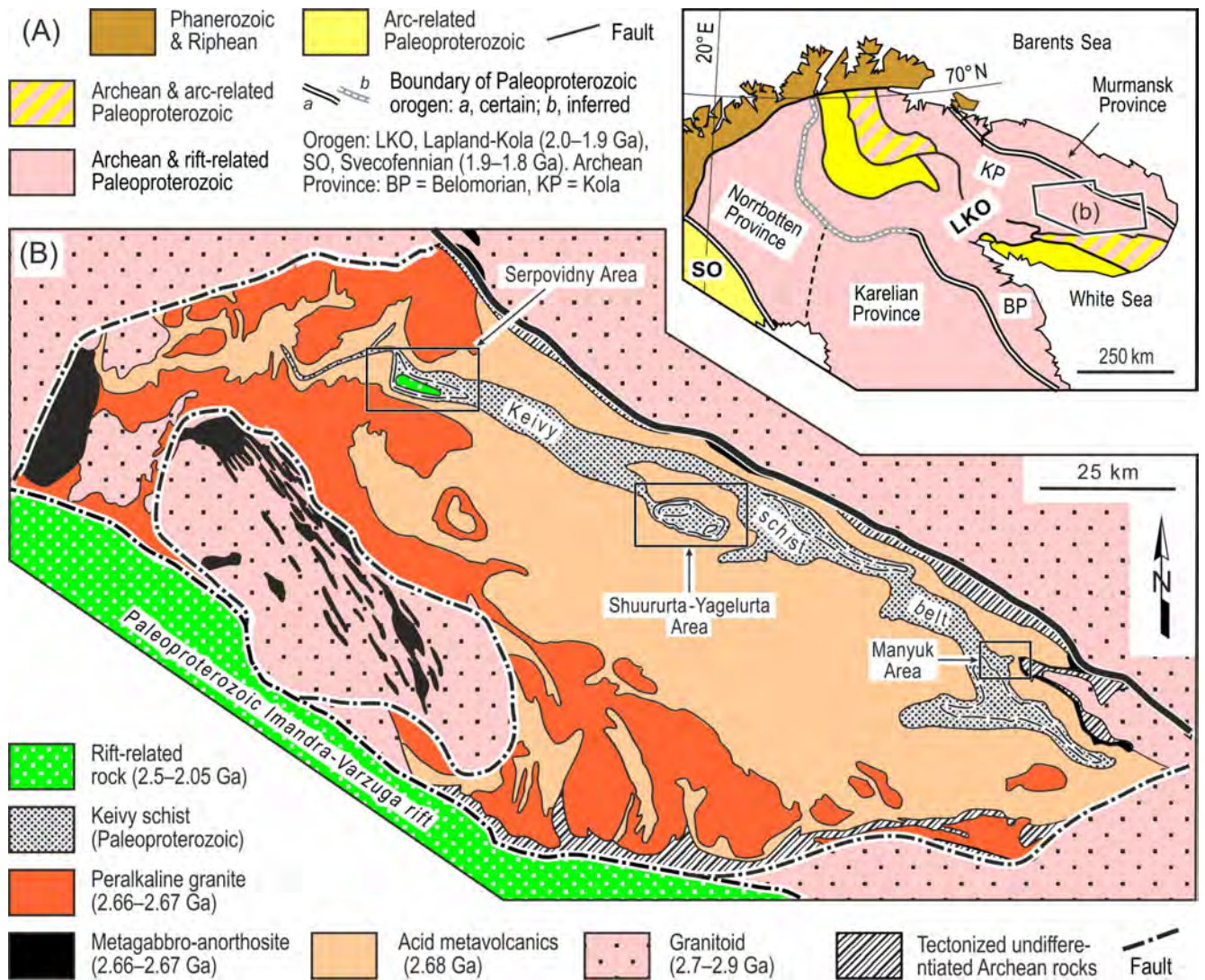


Fig. 2.1. (A) Major tectonic units of the northern Fennoscandian Shield (from Balagansky et al., 1998; Mudruk et al., 2013; Lahtinen and Huhma, 2019; simplified). (B) Schematic geological map of the Keivy Terrane (from (Geological map..., 1996; simplified)).

deposition in a shallow basin (Belkov, 1963; Predovsky, 1980; Zagorodny and Radchenko, 1983) and then underwent strong metasomatism (Bushmin et al., 2011). The age of the sedimentary protoliths was initially considered as Archean (Belkov, 1963; Predovsky, 1980; Zagorodny and Radchenko, 1983), but later studies indicated that sedimentation took place in the Paleoproterozoic (Mints et al., 2010c; Melezhik and Hanski, 2013a), with the latter point of view being accepted in this study (Gorbunov and Balagansky, 2022). The Keivy Schists underwent metamorphism under midcrustal conditions at $T = 500\text{--}650\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $P = 4.0\text{--}6.5\text{ kbar}$ (Glazunkov and Petrov, 1990). The Keivy Schists compose a W-N-trending belt named the Keivy Schist Belt (KSB). In the western part of this belt, the Keivy Schists are overlain by a small remnant of Paleoproterozoic supracrustal rift-related rocks (Fig. 2.1B) (Belolipetsky et al., 1980; Zagorodny and Radchenko, 1988).

The peralkaline (alkaline) A-type granites are abundant in the Keivy Terrane (Batieva, 1976) and occupy 24% of its area. They are a unique example of Neoproterozoic alkaline granite magmatism that

occurred at 2.67 Ga in a quiescent tectonic setting (Mitrofanov et al., 2000; Bayanova, 2004; Zozulya et al., 2005; Vetrin and Rodionov, 2009). Besides that, in the Fennoscandian shield Neoproterozoic gabbro-anorthosites are developed only in the Keivy Terrane and are coeval with the A-type peralkaline granites (2.6–2.7 Ga; Bayanova, 2004); gabbro-anorthosites in all other units of the shield are Paleoproterozoic in age. Finally, the Keivy Terrane contains a high proportion of acid metavolcanics (40% of the terrane area), whose age is 2.68 Ga (Balagansky et al., 2021). Until the last-mentioned study, the age of the acid metavolcanics was considered to be 2.87 Ga based on a dating of a rhyodacitic metatuff from the Malye Keivy area (Belyaev et al., 2001).

The author's research was carried out in three areas: Serpovidny, Shuururta–Yagelurta, and Manyuk, which are located in the western (the area of the Serpovidny Ridge), central (the area of the Shuururta–Yagelurta Mountains), and eastern (the area of the Manyuk Mountain) parts of the Keivy Schist Belt, respectively (Fig. 2.1).

2.3. Stratigraphy

Throughout the history of the study of the Keivy Terrane a large number of schemes describing its stratigraphic column have been developed. Different authors distinguished certain lithostratigraphic units in different ways and gave different names to lithostratigraphic entities that consist of the same rocks groups; hence, these columns can be often hardly correlated. In the following text, the explanatory note on a geological map of the northeastern Kola Region by Radchenko et al. (1994) has been used to provide a brief and generalized description of the stratigraphic succession. The study (Mudruk, 2022), which provides generalization and correlation for most common stratigraphic schemes, has been used as well (Fig. 2.2).

The Keivy supracrustal complexes overlie the Archean rocks of the TTG basement, with the latter including various granitic rocks of the Kola Group. In the lowest part of the stratigraphic succession of these supracrustal rocks, the *Kolovay* and *Kinemur formations* (from bottom to top, respectively) are located, which are composed of amphibole-biotite, biotite, and two-mica gneisses with conglomerate lenses and acid volcanics. According to (Belolipetsky et al., 1980), a term "unit" that is stratigraphically neutral, is applied to these formations which are considered as counterparts of each other.

The higher part of the stratigraphic succession is occupied by rocks of the *Patcherva Formation*. They are represented by mafic and, to a lesser extent, intermediate and acid metavolcanics, as well as terrigenous rocks such as amphibolites, metakomatiites, schists, and gneisses of various compositions, metagavelites, metaconglomerates, and metaconglomerate breccias, ferruginous quartzites, and carbonate rocks. In the study (Belolipetsky et al., 1980), the Patcherva Formation is identified as the

Belolipetsky et al., 1980		Belkov, 1963		Radchenko et al., 1994		Remizova et al., 2007	
Group	Formation/Unit	Member	Formation/Group/Unit	Formation (Unit)	Group		
Varzuga	Umba Formation 725-825 m	Zh E	Pestsovaya Group 1000-1150 m	Pestsovaya Keiva Formation 725-825 m	Pestsovaya Tundra		
Pestsovaya Tundra	Zolotaya Reka Formation 70-450 m	D	Pestsovaya Tundra Formation 1100 m	Zolotaya Reka Formation 450 m			
	Malye Keivy Formation 30-200 m			Malye Keivy Formation 200 m			
Keivy	Vykhchurta Formation 0-710 m	G V	Vykhchurta Formation 1100 m	Vykhchurta Formation 500-710 m	Keivy		
	Chervurta Formation 45-580 m	B A		Chervurta Formation 600-1050 m			
Tundra	Lebyazhka Formation 270-1500 m	Tundra Formation	Lebyazhka Unit 2500 m	Lebyazhka Formation 980-1300 m	Ponoy		
	Patcherva Tundra Formation 800-1000 m		Ust-Yugonka Unit 800-1000 m	Patcherva Formation 1000 m		Patcherva Tundra Formation 1500 m	Ust-Yugonka Unit 1600 m
	Kinemur Unit 800-1000 m		Kolovay Unit 800-1000 m	Kolovay & Kinemur formations 500 m		Kolovay Unit <1000 m	Kinemur Unit >1000 m

Fig. 2.2. Stratigraphic columns of the Keivy terrane being the most common (Mudruk, 2022).

Patcherva Tundra Formation, with the *Ust-Yugonka Unit* corresponding to the former as its counterpart. S.V. Mudruk (2022) suggests that the *Ust-Yugonka Unit* can be included into the overlying *Lebyazhka Unit* according to the stratigraphic column in (Radchenko et al., 1994).

The Lebyazhka Unit includes mainly acid metavolcanics, metasomatically reworked varieties of which are represented by hastingsite- and microcline-bearing gneisses. The *Lebyazhka Unit* is recognized as the *Lebyazhka Formation* in (Belolipetsky et al., 1980). According to the last-mentioned study, the *Ust-Yugonka Unit* should not be included in, and hastingsite- and microcline-bearing gneisses are components of the alkaline granite intrusive complex.

In addition, according to (Belolipetsky et al., 1980), fine-grained dark gray biotite-quartz-feldspar rocks composing the *Lebyazhka Formation* are classified by most researchers as the *Lebyazhka gneisses*, which correspond in composition to acid metavolcanics. Some varieties of these metamorphic rocks have a gneissic texture arising from the presence of planar-shaped aggregates of biotite. Others have a massive texture when biotite is evenly distributed and the massive matrix contain well-preserved euhedral phenocrysts of K-feldspar and plagioclase, as well phenocrysts of quartz, which indicate a volcanic origin for these gneisses. Acid metavolcanics that has a massive texture which is not characteristic for ordinary gneisses are named as leptites.

All the aforementioned supracrustal units are considered to be of Archean age, which is confirmed by ages of 2.87 Ga (Bayanova, 2004; Belyaev et al., 2011) and 2.68 Ga (Balagansky et al., 2021) from the *Lebyazhka gneisses*.

The *Chervurta, Vykhchurta, and Pestsovaya Tundra formations* (from bottom to top) overlies the Lebyazhka Unit. These formations consist of kyanite, staurolite-kyanite, sillimanite with garnet and carbonaceous shales, metasediments, and quartzites. The Pestsovaya Tundra Formation is classified as the Pestovaya Tundra Group in the study (Belolipetsky et al., 1980) and is subdivided into the Malye Keivy and Zolotaya Reka formations (from bottom to top, respectively). Rocks of the Chervurta, Vykhchurta, and Pestsovaya Tundra formations are considered to be Archean in age in most stratigraphic schemes; however, as noted above, the author of this study attributes these rocks to the Paleoproterozoic complexes.

The rocks that belong to the *Pestsovaya Group* and are exposed only in the area of the Serpovidny Ridge compose the uppermost part of the Keivy supracrustal succession. This group is composed of porphyritic metabasalts, metadiabases, quartzites, garnet- and staurolite-bearing two-mica schists, metasedimentary and carbonate rocks. V. G. Gaskelberg and L. A. Gaskelberg (Belolipetsky et al., 1980), consider the rocks of the Pestsovaya Group to belong to the *Umba Formation* of the Paleoproterozoic Varzuga Group. However, according to V. G. Zagorodny and A. T. Radchenko (1988), these rift-related rocks can be regarded only as a coeval counterpart of the Umba Formation of the Varzuga Group and cannot be directly attributed to the Umba Formation. Eventually, a neutral name, the *Serpovidny Complex*, has been proposed to describe rocks of the Pestsovaya Group (or the Umba Formation) until the rank of this stratigraphic unit can be finally established (Mudruk et al., 2022). The rocks of the Serpovidny Complex are Paleoproterozoic in age, as evidenced by Sm-Nd isotope data (Myskova et al., 2014).

Several studies have demonstrated that some, if not all, Archean and Paleoproterozoic supracrustal complexes of the Keivy Terrane form a tectonostratigraphic succession rather than a lithostratigraphic one (Negrutsa and Negrutsa, 2007; Balagansky et al., 2011; Mudruk et al., 2013).

Keivy Schist Belt. The Keivy Schist Belt is a specific unit of the Keivy Terrane. It represents a continuous WNW-trending narrow band of high-alumina schists near the northeastern margin of the Keivy Terrane, which overlies acid metavolcanics of the Lebyazhka Unit. Its length is about 200 km, and its width varies from several hundred meters to 14 km. Geographically, this belt corresponds to the Keivy Uplands.

All supracrustal rocks composing the Keivy Schist Belt (except for amphibolites, which are thought to have an igneous origin) have been attributed to the Keivy Formation according to stratigraphic column by I.V. Belkov (1963). The Keivy Formation includes seven members (from bottom to top): Member A, staurolite- and garnet-bearing schists; Member B, predominantly kyanite schists; Member V, muscovite quartzites; Member G, predominantly staurolite schists; Member D, quartz-mica schists; Member E, carbonate rocks; and Member Zh, lithologically heterogeneous rocks of the upper part of the Keivy Formation (correlation of the members distinguished by I.V. Belkov and units of other

stratigraphic schemes is shown in Fig. 2.2). According to the point of view of I.V. Belkov (1963) and many other researchers (Geology of the USSR, 1958; Belolipetsky et al., 1980; Zagorodny and Radchenko, 1983), the Keivy Schists, whose structure was considered as simple, compose the core of the Keivy Synclinorium. It should be noted that various researchers attribute rocks of at least the Chervurta and Vykchurta formations to the Keivy Schists; however, some researchers include rocks of the Pestsovaya Tundra Formation and even the uppermost Pestsovaya Group into these schists (Mudruk, 2022). In this paper, the Keivy Schists are rocks of the Chervurta, Vykchurta, and Pestsovaya Tundra formations.

A specific peculiarity of the Keivy Schists is the presence of a large amount of dispersed carbonaceous matter, which is preserved as microparticles embedded in quartz, kyanite, staurolite, and other minerals. These carbonaceous microparticles are responsible for abnormal black color of needle-like kyanite crystals in some varieties of the Keivy schists. This microdispersed carbonaceous matter is considered to favor the sedimentary origin of the schist's protoliths (Melezhik et al., 1988). This idea is supported by the data on the isotopic composition of carbon in the Keivy Schists. Those of the Chervurta Formation are characterized by the $\delta^{13}\text{C}$ value (the ratio of the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio in a sedimentary rock to that in the PBD or VPBD standard multiplied by 1000 (Miller and Wheeler, 2012)), which, with a few exceptions, ranges from -42‰ to -48‰ (Bushmin et al., 2011; Fomina et al., 2019). From the end of the Eoarchean to the present, the value of $\delta^{13}\text{C}$ in sedimentary rocks those contain organic carbon has been varied from -10 to -40‰ with an average value of about -25‰ (Schidlowski, 1987). Furthermore, two anomalies occurred ~ 2.7 and 2.1 Ga ago, when the $\delta^{13}\text{C}$ value was -52‰ and -47‰ , respectively. Recent studies define these anomalous $\delta^{13}\text{C}$ values more precisely: they reached -61‰ $2.76\text{--}2.72$ Ga ago, and -55‰ 2.1 Ga ago (Flannery et al., 2016). That is, $\delta^{13}\text{C}$ values from -42 to -48‰ found in the Keivy Schists indicate the sedimentary origin of these rocks, and this conclusion was confirmed by findings of nanobacteria relics (Astafieva and Balagansky, 2018).

2.4. Magmatism

Igneous rocks occupy at least 85% of the Keivy Terrane area. The most widespread are the acid A-type metavolcanics of the Lebyazhka Unit, dated at 2.68 Ga (Balagansky, 2021), which occupy 40% of this terrane. Among intrusive complexes, the most abundant are anorogenic peralkaline granites (Batieva, 1976) of Neoproterozoic age (2.66–2.67 Ga (Bayanova, 2004; Vetrin et al., 2007; Vetrin and Rodionov, 2009)). They are considered to be A-type granites (Zozulya et al., 2005; Balagansky et al., 2021) and compose six massifs: Zapadny Keivy, Belye Tundry, Lavrentievsky, Ponoj, Pacha, and Nizhny Ponoj. According to I.D. Batieva (1976), most of peralkaline granite massifs are gently dipping concordant intrusive bodies, spatially associated with boundaries between various strata and faults; in

addition these peralkaline granites compose dikes some of which are ring-shaped. Contacts of peralkaline granite bodies with the country rocks, which look as concordant, are often tectonized (unpublished data of V.V. Balagansky and S.V. Mudruk). It should be noted that, according to the Geological map of the Kola Region (Geological map ..., 1996), peralkaline granites do not have contacts with the Keivy Schists.

Another group of magmatic rocks are gabbro-anorthosites dated at 2.6–2.7 Ga (Bayanova, 2004), located in the western and southwestern parts of the Keivy Terrane and along the northern boundary with the Murmansk Province. According to (Balagansky et al., 2021), all three of the mentioned above magmatic rock groups (Lebyazhka acid metavolcanics, peralkaline granites, and gabbro-anorthosites) were emplaced within a period no longer than 20 Ma, should have originated from a common magmatic source, and are an example of Neoproterozoic post-orogenic bimodal magmatism.

Small massifs of granodiorites, tonalites, granites, and subalkaline granites are described in the Keivy Terrane; the age of the latter is 2.67 Ga (Vetrin et al., 2007; Vetrin and Rodionov, 2009). Also noteworthy are nepheline and alkaline syenites that compose the Sakharjok and Kuljok massifs, dated at 2.61 and 2.68 Ga, respectively (Bayanova, 2004). Grey gneisses of the Archean basement should also be mentioned. These rocks are exposed primarily within the tectonic window in the southwestern and northeasternmost parts of the Keivy Terrane (Fig. 2.1).

2.5. Tectonics

Within the framework of the geosyncline concept, the following tectonic units have been distinguished in the Keivy Terrane: the Ponoy Uplift, the Severnye Keivy Fault Zone, the Ust-Kolmak Block, the Efimozero Block, the Porosozero Block, the Keivy Zone, the Vulijarvy Block, the Ponoy-Purnach Subzone, the Northern Subzone, the Western Subzone, the Bolshye Keivy Structure (this occupies western, central and eastern parts of the Keivy Uplands), and the Malye Keivy Structure (Belolipetsky et al., 1980). The boundaries of the Keivy Terrane with the surrounding tectonic structures are usually marked by faults. Rocks of the Murmansk Province were thrust onto the Keivy Terrane along the boundary between these tectonic units (Mints et al., 2010b); this boundary is marked by a system of faults which dip to the northeast at angles of 60–70° (Belolipetsky et al., 1980). The whole Keivy Terrane was considered as a median mass (Zagorodny and Radchenko, 1983; Pozhilenko et al., 2002), and this interpretation is still proposed in recent publications (e.g., Kozlov et al., 2018).

M.V. Mints and his colleagues (1996) interpreted the Keivy Terrane as an active tectonic margin in terms of plate tectonics. In a later study (Mints et al., 2010b), this group of researchers considered this terrane to be the Keivy Volcano-Tectonic Paleodepression that formed in an intracontinental setting. According to the plate tectonic model of the Paleoproterozoic LKO (Balagansky et al., 2006; Daly et al.,

2006), the structure of the Keivy Terrane observed nowadays resulted from tectonics of detached upper and middle crust (Balagansky et al., 2011) or simply of detached middle crust (Balagansky et al., 2012). Collision-related deformations are most pronounced in the Keivy Schist Belt. Schists composing this belt are intensely foliated, with a well-pronounced gentle lineation dipping to the north and northeast and often being traced by needle-like kyanite (Belkov, 1963). This lineation is generally oriented perpendicular to the hinge lines of abundant northward-verging shear-related folds (Balagansky et al., 2012; Mudruk et al., 2013).

As noted earlier in this study, a remnant of Paleoproterozoic rocks which is approximately 8×2 km in size has been preserved in the western part of the Keivy Schist Belt. Rocks composing this remnant form the core of the large Serpovidny Synform (the Serpovidny Mega-Sheath Fold). These rocks belong to the Umba Formation according to the stratigraphic column of V.G. and L.A. Gaskelbergs (see Section 2.3) and therefore are interpreted as rift-related. The limbs of the Serpovidny Synform are composed of the Keivy Schists, which are overlain by rift-related rocks of the Umba Formation according to stratigraphic columns of the Keivy Terrane. Thus, two groups of rocks of a principally different origin build up the whole Serpovidny Synform. It was previously considered that these two rock groups form a uniform stratigraphic succession, although they are separated by a considerable stratigraphic disconformity (Belolipetsky et al., 1980; Zagorodny and Radchenko, 1983; Radchenko et al., 1994; Fig. 2.3). In recent years, this point of view has been opposed by an idea that the boundary between the Keivy Shists, those make up the limbs of the Serpovidny Synform, and rift-related rocks those build up its core is of a tectonic origin. According to this idea, the synform core is a remnant of a tectonic nappe that was moved away from the Imandra-Varzuga Structure and then was thrust onto schists of the Keivy Terrane (Negrutsa and Negrutsa, 2007; Balagansky et al., 2011; Mudruk et al., 2013; Mudruk et al., 2022).

The Serpovidny Synform was considered as a simple syncline in the core of a higher-order tectonic structure, the Keivy Synclitorium (Belkov, 1963). This idea was supported by most researchers, although some of them paid attention to some complications associated with faults (Fig. 2.3). In particular, V.G. Gaskelberg and L.A. Gaskelberg (Belolipetsky et al., 1980) concluded that a thrust fault cuts the southern limb of the Serpovindy Synform (Fig. 2.3A, B). The assumption that the southern limb was cut by a fault was later supported by V.V. Balagansky and his colleagues (Balagansky et al., 2011). In another study (Milanovsky, 1984), it was suggested that the Serpovindy Synform is actually a monocline which is composed of stacked thrust sheets (Fig. 2.3E). An oval-shaped pattern, which is visible on the erosion surface and is formed by layers of the Serpovidny Synform, was interpreted in favor of an idea that the Serpovidny Synform is part of a caldera-like volcano-tectonic structure (Milanovsky, 1984).

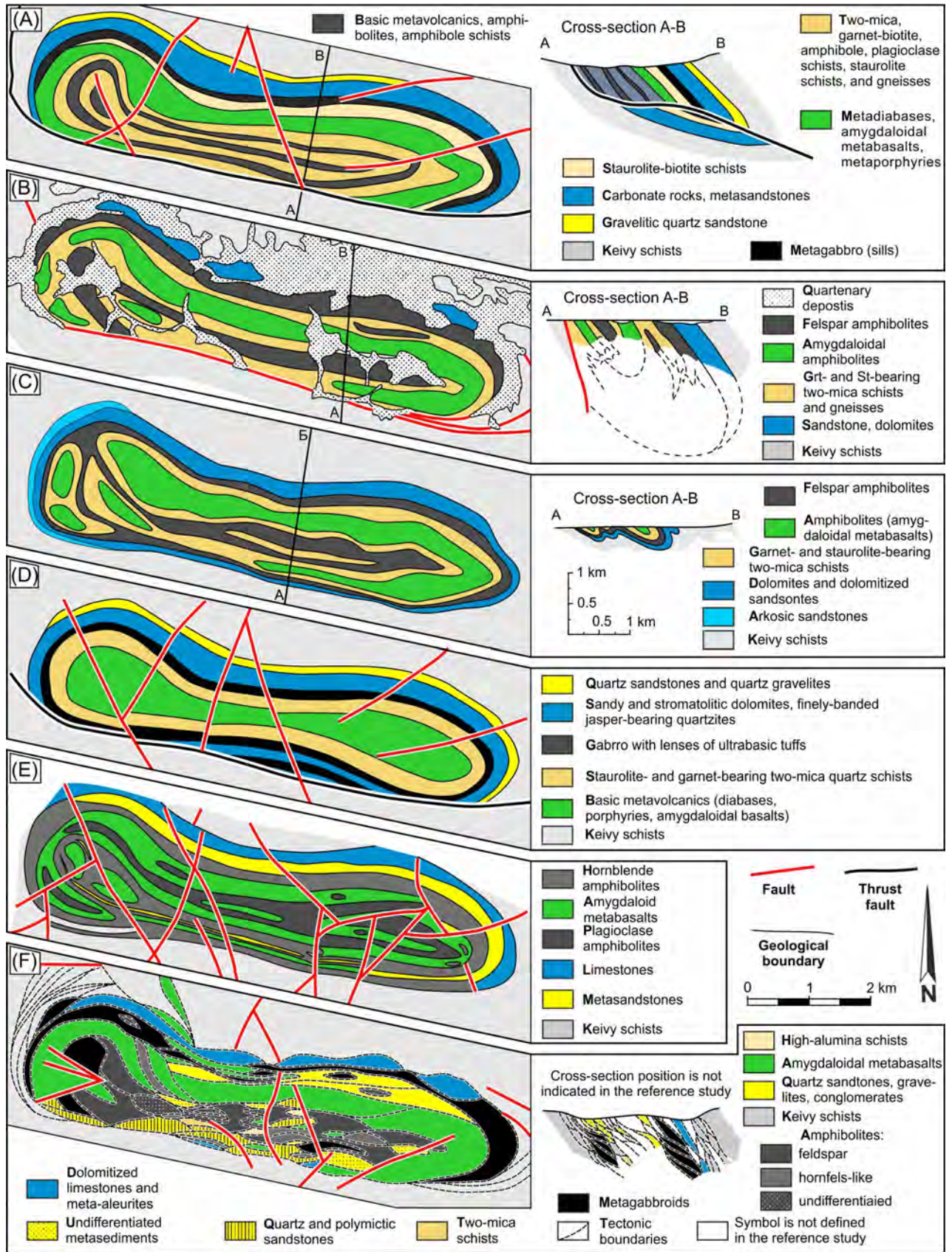


Fig 2.3. Geological maps of the Paleoproterozoic core of the Serpovindy Structure, composed of rift-related rocks (Mudruk, 2014). (A) Belolipetsky et al., 1980 (cross-section after (Gaskelberg et al., 1978)). (B) Sidorenko et al., 1972. (C) Bel'kov, 1963. (D) Zagorodny and Radchenko, 1983. (E) Budko et al., 1972. (F) Milanovsky, 1984.

Detailed geological and geophysical studies, a participant of which the author was (Gorbunov and Balagansky, 2010; Balagansky et al., 2011; Balagansky et al., 2012; Gorbunov, 2012; Mudruk et al., 2013; Mudruk, 2014; Raevsky et al., 2019; Mudruk et al., 2022), resulted in the discovery of principally new features of the Serpovidny Synform. It was revealed that rift-related rocks those compose the synform core, and the surrounding Keivy Schists those make up its limbs, display high strain magnitudes. The southern limb of the core of the Serpovidny Synform is intensely thinned rather than cut by a fault, as was considered in previous studies (Sidorenko et al., 1972; Belolipetsky et al., 1980; Balagansky et al., 2011). This conclusion is based on results of a detailed ground magnetic survey (Fig. 2.4). The resulting magnetic anomaly map has allowed to conclude that strongly magnetic porphyritic metabasalt sequence ("Metabasalt Sequence" hereafter) can be continuously traced along the southern boundary of the core of the Serpovidny Synform, and this conclusion can be confirmed by rare outcrops and colluvial blocks. Thus, the apparent thickness of the Metabasalt Sequence decreases from approximately 600 m in the northern limb to approximately 15 m in the southern limb (as much as almost 40 times) (Fig. 2.5). The apparent thickness of the Carbonate-Schist Sequence also decreases from approximately 1 km in the northern limb to approximately 20 m in the southern limb (as much as almost 50 times). This thickness decrease is thought to be related with the different strain magnitude on northern and southern limbs, respectively (Gorbunov, 2012; Mudruk et al., 2013; see Section 3.2). The core of the Serpovidny Synform itself, which consists of rift-related rocks, has been interpreted as a synformal anticline of sheath morphology with the sheath length of *ca* 5 km and the depth of its nose of *ca* 2 km (for this core the name "the Serpovidny Mega-Sheath Fold" is used hereafter). The conclusion that the Serpovidny Synform is actually a synformal anticline is based on data about younging directions in the rift-related layers (Balagansky et al., 2012; Mudruk et al., 2013). Geometric parameters calculated for the core of the Serpovidny Mega-Sheath Fold indicate that this belongs to the "cat's eye" type and was formed in simple shear or general shear regime (Mudruk et al., 2013; Mudruk, 2014; Mudruk et al., 2022).

The comparison of the core of the Serpovidny Mega-Sheath Fold with a fold of similar morphology in the Mesozoic thrust sheets in Oman (Searle and Alsop, 2007) supports the idea that this fold is the remnant of a tectonic sheet that was moved away from the Imandra-Varzuga Structure to the north (Fig. 2.6) (this idea was firstly proposed in the study (Negrutsa and Negrutsa, 2007)). The comparison of a generalized cross-section across the Keivy Terrane, including all the above-mentioned data on the Serpovidny Mega-Sheath Fold, with cross-sections across the Helvetic Nappes (Fig. 2.7), has resulted in a conclusion that the Alpine-type tectonics were active in the northeastern foreland of the LKO in the Paleoproterozoic (Mudruk et al., 2013; Mudruk, 2014; Mudruk et al., 2022).

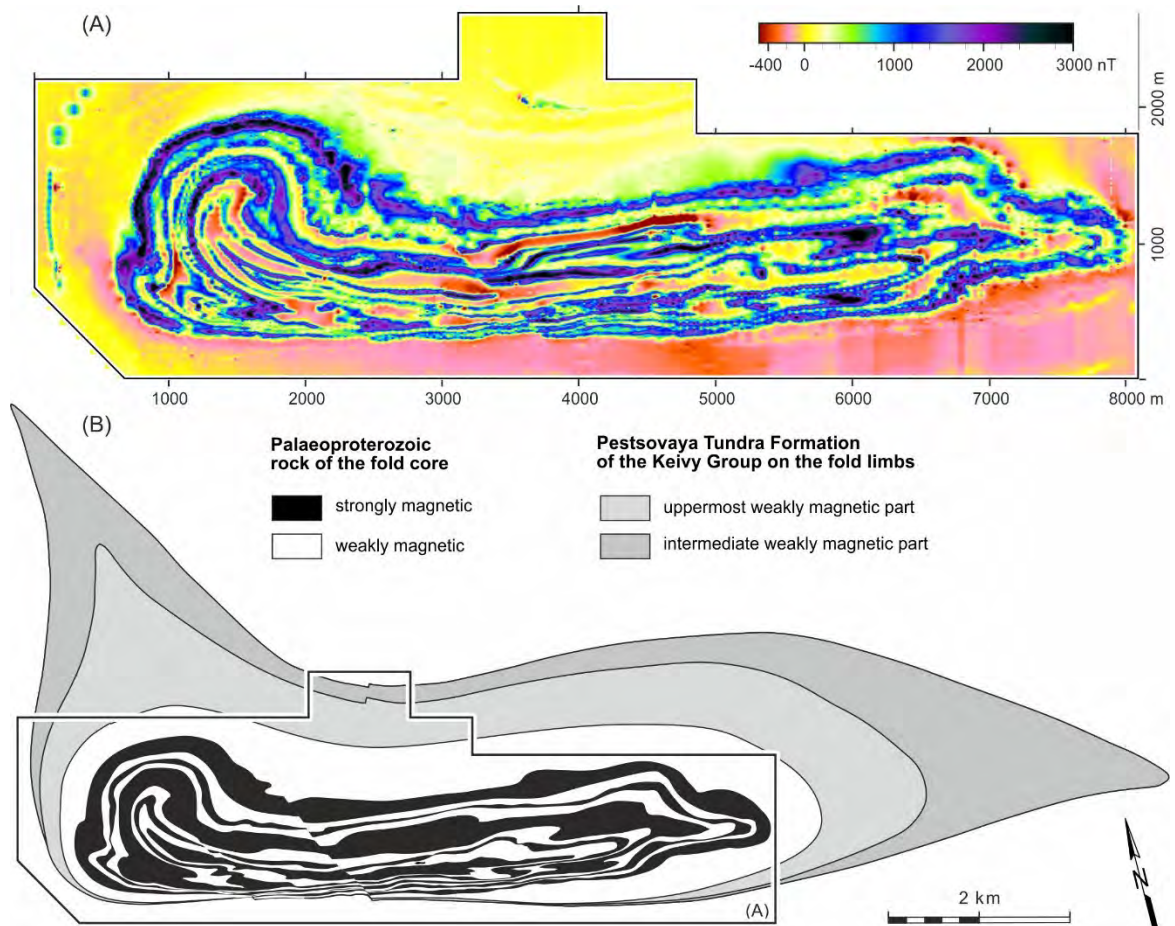


Fig. 2.4. (A) Magnetic anomaly map of the Serpovidny mega-sheath fold core and (B) the eye-pattern of main supracrustal layers of differently magnetic rocks which is typical for XY sections of sheath folds (after (Mudruk et al., 2022)).

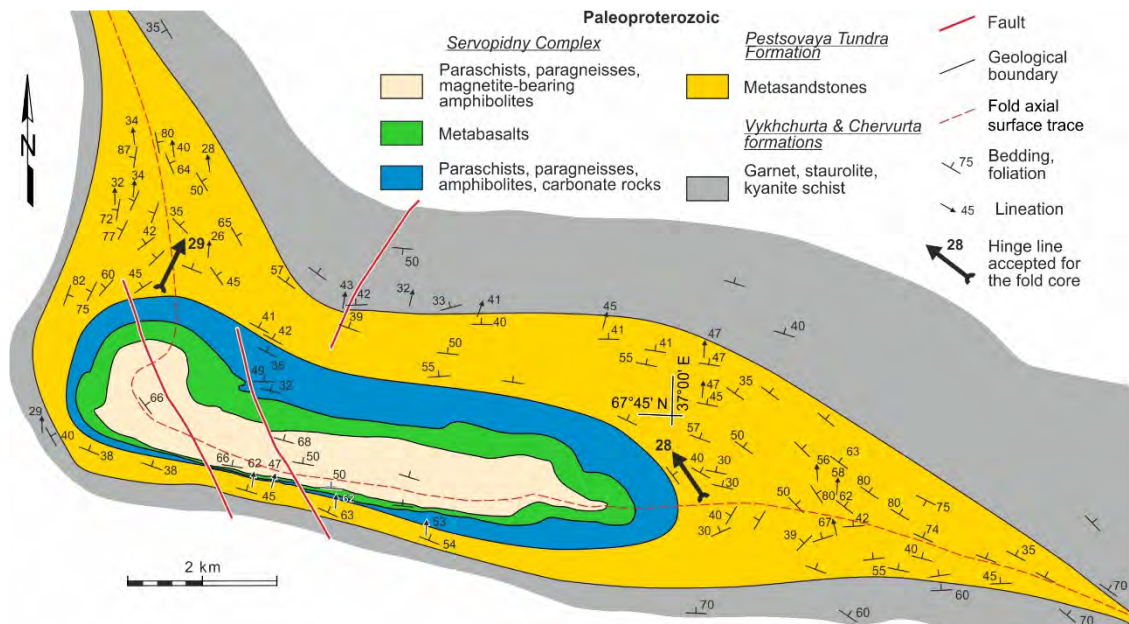


Fig 2.5. Geological map of the Serpovidny Synform (simplified from (Belolipetsky et al., 1980; Mudruk et al., 2013, 2022)). Names of stratigraphic units "Pestsovaya Tundra, Vykhchurta, and Chervurta formations" are given after (Mudruk et al., 2022).

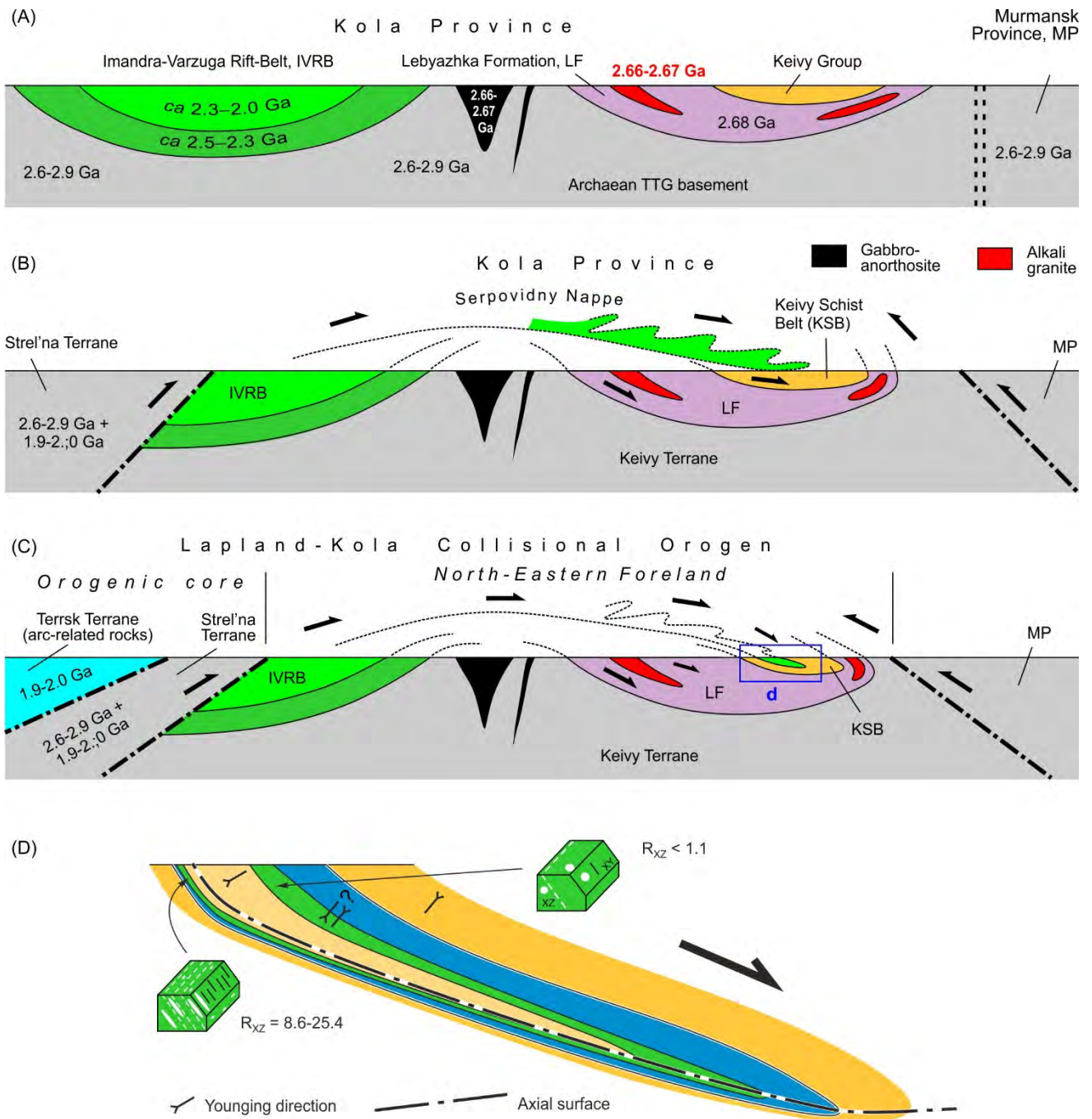


Fig 2.6. (A–C) Cartoons demonstrating the formation of the Serpovidny mega-sheath fold during the 1.9 Ga Lapland-Kola orogeny in the Kola part of the north-eastern foreland of the Lapland-Kola collisional orogen and (D) a simplified cross-section of this fold (for colours denoting lithostratigraphic units see Fig. 5a). (A) Major lithostratigraphic and tectonic units before the onset of the Lapland-Kola orogeny. (B) First stage of collision: the main NE–SW compression resulted from collision between the oldest island arcs or between these arcs and a continent (stages after Balagansky, 2002; Daly et al., 2006); (C) Transition from the first stage to the second one which was dominantly transpressional and is thought to be linked to continent–continent collision. (D) The main phase of the formation of the Serpovidny mega-sheath fold after north-north-easternward-directed thrusting of the Serpovidny Nappe onto the Keivy Group and south-south-westernward-directed thrusting of the Murmansk Province onto the Keivy Terrane. (Mudruk et al., 2022).

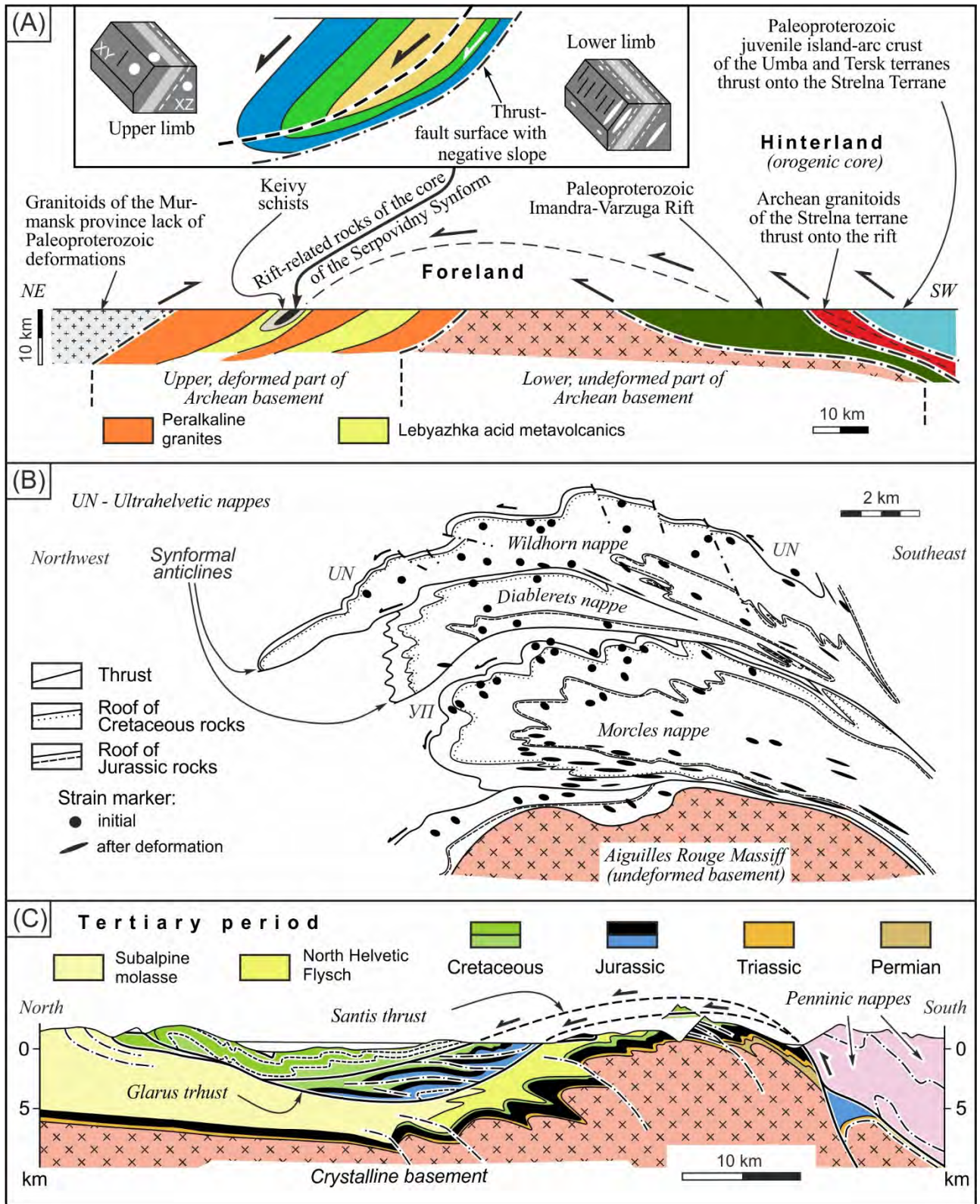


Fig. 2.7. (A) Schematic cross-section through the Keivy Terrane and adjacent tectonic structures; inset is a generalized cross-section across the core of the Serpovidny Mega-Sheath Fold. Cross-sections across the Helvetic Nappes: (B) Ramsay, 1981 и (C) Pfiffner, 2005. (Figures from (Mudruk, 2014)).

Chapter 3. Evaluation of strain magnitude in and kinematic reconstructions of the Serpovidny Synform

The Serpovidny area, in which the rocks building up the core and limbs of the Serpovidny Synform are exposed, was the main object of a research project carried out from 2006 to 2015 by a group of scientists from the GI KSC RAS, headed by V.V. Balagansky. As part of this project, the author conducted kinematic reconstructions based on the examination of shear-sense indicators and calculated strain magnitudes. The studied Paleoproterozoic rift-related supracrustal rocks belong either to the Pestsovaya Group according to (Radchenko et al., 1994) or to the Uмба Formation according to (Belolipetsky et al., 1980). These rocks build up the core of the Serpovidny Mega-Sheath Fold and experienced heterogeneous strain: the southern limb (lower in the cross-section) is strongly thinned, whereas the northern (upper) one is almost undeformed (Mudruk et al., 2022). It should be reminded that these rocks were attributed by the author of this research and his colleagues to the Serpovidny Complex which is stratigraphically unranked (Mudruk et al., 2022), and this name is used hereafter. Based on (Belolipetsky et al., 1980), the author and his colleagues subdivide the rocks of the Serpovidny Complex into three sequences (Fig. 2.4; Mudruk 2014; Mudruk et al. 2022). The inner *Amphibolite-Schist Sequence* (Gneiss-Schist Sequence according to (Mudruk, 2014)) consists of intercalating quartzites, leucocratic biotite-quartz schists, various mica schists, and amphibolites. The intermediate *Metabasalt Sequence* entirely consists of porphyritic metabasalts (or simply metabasalts hereafter). The outer *Carbonate-Schist Sequence* includes metadolomites (often with stromatolites), metasandstones, mica schists, and amphibolites.

In addition to the rocks of the Serpovidny Complex, the Keivy Schists that build up the limbs of the Serpovidny Mega-Sheath Fold were studied as well. These rocks are foliated, have well-developed lineation, and belong either to the Vykchurta and the Pestsovaya Tundra formations according to (Radchenko et al., 1994) or to the Vykchurta Formation of the Keivy Group and the Pestsovaya Tundra Group according to (Belolipetsky et al., 1980) (Fig. 2.5).

3.1. Brief petrography

Serpovidny Complex

Amphibolite-Schist Sequence

Group 1. Magnetite- and chlorite-bearing biotite-amphibole quartz schists (Fig. 3.1, A, B). These rocks are foliated and have lepto-nemato-granoblastic texture. Mineral composition: quartz (60–65%),

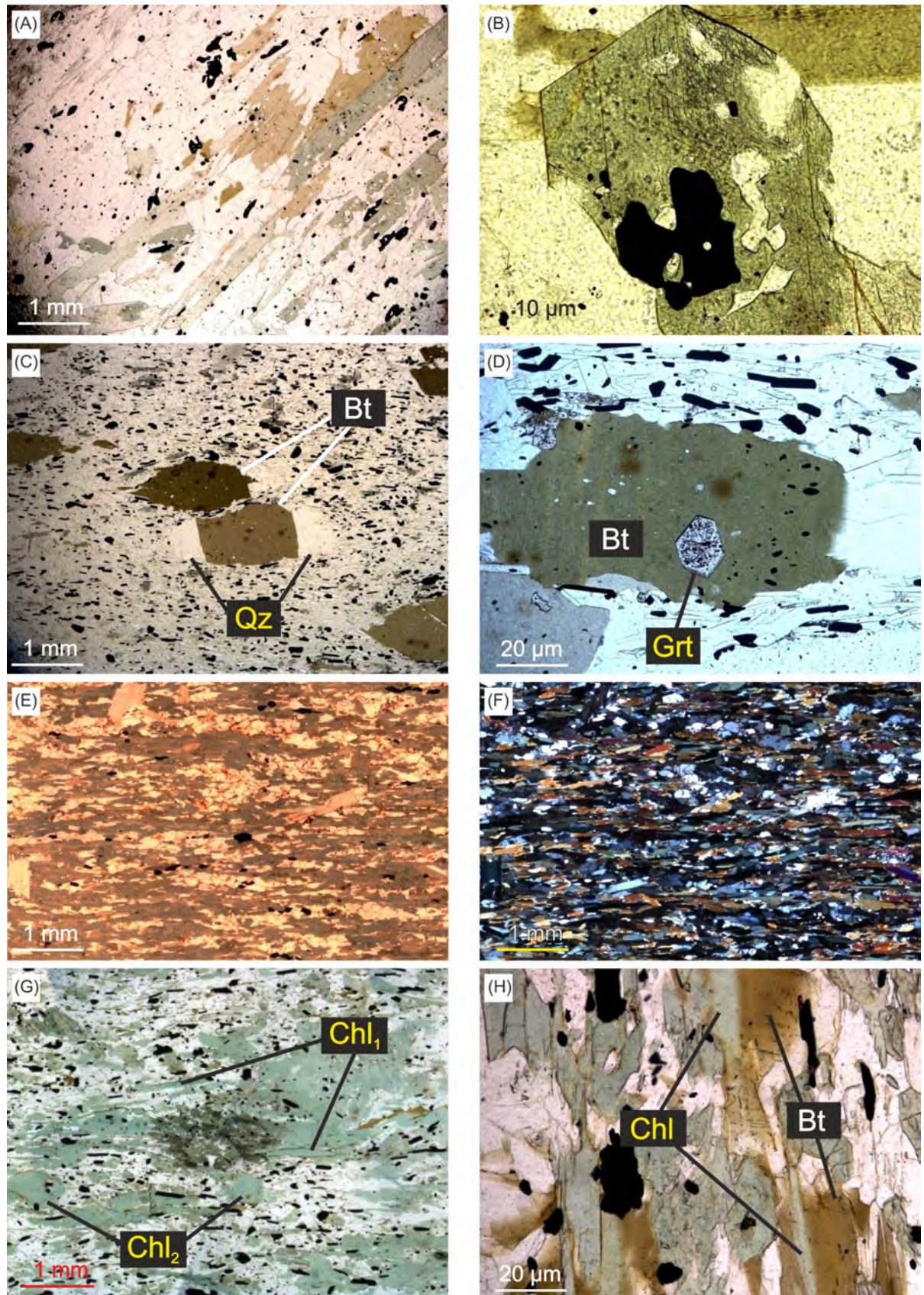


Fig. 3.1. Photomicrographs of thin sections of Paleoproterozoic rift-related rocks of the Serpovidny Complex (A–E, G–H, plane polarized light (PPL hereafter) images; F, cross-polarized light (XPL hereafter) image). (A) Magnetite- and chlorite bearing biotite-amphibole schists. (B) Morphology of amphibole grains. (C) Biotite porphyroblasts. (D) Euhedral morphology of a garnet inclusion in biotite. (E–F) Amphibolites. (G) Various generations of chlorite. (H) Chlorite replacing biotite.

amphibole (10–15%), biotite (8–10%), chlorite (3–5%), and magnetite (3–5%)². Accessory minerals are represented by apatite.

Group 2. Epidote- and muscovite-bearing biotite-magnetite quartz schists. Rocks of this group are foliated and have a lepido-granoblastic texture. A micro-layering can be observed, which is interpreted as a relic of a primary sedimentary structure. Mineral composition: quartz (45-50%), magnetite (20-25%), biotite (20-25%), muscovite (3-5%), epidote (3-5%), and clinozoisite (2-3%). Accessory minerals are represented by garnet and apatite.

Group 3. Garnet-bearing biotite-magnetite-muscovite gneisses (Fig. 3.1, C, D). These rocks have gneissic and lepido-porphyroblastic textures. Mineral composition: quartz (35-40%), muscovite (35-40%), magnetite (10-15%), biotite (8-10%), garnet (3-5%), and clinozoisite (2-3%). Accessory minerals are represented by epidote.

Group 4. Biotite quartz schists. These rocks are foliated and have a nemato-granoblastic texture. Mineral composition: quartz (65-70%), biotite (20-25%), plagioclase (10-15%). Accessory minerals are represented by microcline, epidote, allanite, and garnet.

Group 5. Amphibolites (Fig. 3.1, E, F). These rocks are foliated and have a lepido-granoblastic texture. Mineral composition: amphibole (65-70%), quartz (15-20%), plagioclase (5-10%), and chlorite (0-5%). Accessory minerals are represented by titanite and apatite.

Metabasalt Sequence

Group 6. Epidote-amphibole-plagioclase schists. These rocks are foliated and have gneissic and nemato-porphyroblastic textures. Mineral composition: amphibole (35-40%), epidote (25-30%), plagioclase (20-25%), and opaque minerals (3-5%). Plagioclase bands and large lens-shaped or almond-shaped aggregates considered to be deformed and stretched primary volcanic gas bubbles (cavities) in basalts filled with plagioclase and epidote (amygdaloids hereafter) are characteristic of these rocks. However, some of these aggregates are thought to be of metasomatic origin (Myskova et al., 2014).

Group 7. Sheared amphibolites. These rocks are foliated and have gneissic and nemato-porphyroblastic textures. Mineral composition: amphibole (40-45%), plagioclase (20-25%), epidote (10-15%), calcite (10-15%), and opaque minerals (3-5%). These rocks display a higher strain magnitude in comparison with the rocks of the previous group.

Carbonate-Schist Sequence

Group 8. Muscovite-bearing biotite-amphibole-chlorite-quartz schists with magnetite (Fig. 3.1, G–H). These rocks are foliated and have a lepido-nemato-granoblastic texture. Mineral

² Visual estimations hereafter.

composition: quartz (55-60%), chlorite (15-20%), magnetite (5-10%), amphibole (5-10%), biotite (5%), and muscovite (3-5%). Accessory minerals are represented by apatite and titanite.

Group 9. Staurolite-bearing two-mica quartz schists. These rocks are foliated and have a lepidoporphroblastic texture. Mineral composition: biotite (30-35%), quartz (30-35%), muscovite (25-30%), staurolite (3-5%). Accessory minerals are represented by garnet and opaque minerals.

Group 10. Leucocratic chlorite-bearing biotite-quartz schists. These rocks have a gneissic structure and a lepido-granoblastic texture and contain relics of primary sedimentary structures. Mineral composition: quartz (75-80%), biotite (15-20%), and chlorite (3-5%). Accessory minerals are represented by epidote, clinozoisite, muscovite, and opaque minerals.

Group 11. Muscovite-bearing biotite schists. These rocks are deformed counterparts of rocks of the previous group (leucocratic chlorite-bearing biotite-quartz schists). They are foliated with a fine banding which is hardly visible, and have a lepido-granoblastic texture. The schists consist primarily of quartz (80-85%) with subordinate biotite (10-15%) and muscovite (3-5%). Accessory minerals are represented by clinozoisite and opaque minerals.

Keivy Schists

Pestsovaya Tundra Formation

Group 12. Muscovite quartzites. These rocks are foliated and have a lepido-granoblastic texture. These quartzites are almost monomineral and consists mainly of quartz with subordinate muscovite whose flakes form a foliation. The amount of muscovite can reach 15-20% in some rock varieties of this group, giving them name "muscovite-quartz schists".

Vykhchurta Formation

Group 13. Muscovite-kyanite schists (Fig. 3.2). These rocks are foliated and have a lepidonemato-porphroblastic texture. Mineral composition: kyanite (30–40%), quartz (25–30%), and muscovite (20–25%). There are subordinate staurolite and cordierite whose amount can reach 10%. Accessory minerals are represented by biotite and opaque minerals.

Succession of metamorphic mineral formation

The following succession of metamorphic minerals formation was established in rocks of the Serpovidny Complex: (1) hornblende (earliest), (2) garnet (?), (3) fine-, medium-sized flakes, and porphyroblasts of biotite which is associated with muscovite and magnetite, (4) chlorite in association with amphibole of the tremolite-actinolite series, (5) the latest chlorite.

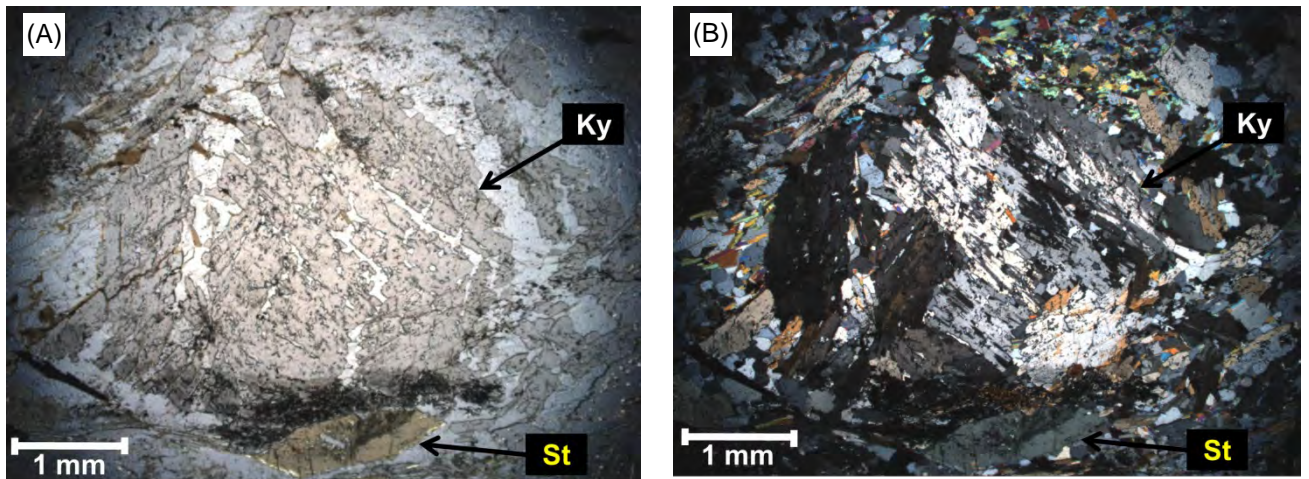


Fig. 3.2. Photomicrographs of kyanite in the Keivy Schists (A, PPL image; B, XPL image).

Hornblende is interpreted to be the earliest mineral, relict grains of which are overprinted by other minerals, in particular biotite (Fig. 3.3). Biotite and muscovite, most likely, were formed

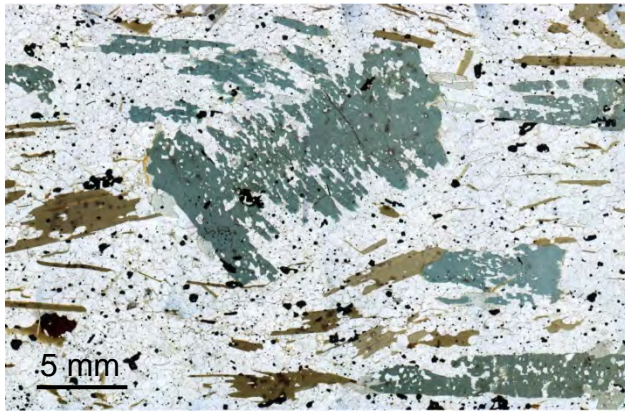


Fig. 3.3. Biotite overprints relic amphibole grain in magnetite- and chlorite-bearing biotite-amphibole schist.

simultaneously since there are no signs that one mineral overprinted another. The preferred orientation of these two minerals creates a uniform fabric, which will be discussed in the next section. It is important to note the presence of magnetite, chains of grains of which, often elongated, form a planar texture. The preferred orientation of magnetite is considered to be related to the primary bedding. The graded and rhythmic bedding types, formed by the asymmetric distribution of magnetite grains within an individual rhythm (the amount of

magnetite gradually decreases from the bottom to top of rhythm), are described in magnetite-quartz schists in the core of the Serpovidny Synform (Nikitin, 2011; Mudruk et al., 2013).

The exact position of garnet in this succession is unclear, but this mineral likely predates biotite. This suggestion is based on the following observations. Garnet porphyroblasts contain small inclusion trails of quartz and magnetite, whose orientation provides a planar texture (probably the primary bedding), which is thought to have formed before the garnet growth. The orientation of this bedding is irregular and does not coincide with the direction of foliation formed by biotite and muscovite. Most likely, this bedding was preserved within garnet during its crystallization, a process that is common in metasediments (Passchier and Trouw, 2005). Then, during deformation accompanied by the crystallization of biotite, the rigid and resistant garnet grains experienced rotation, which explains the different orientation of the bedding preserved within these grains. Examples of determining sense of

shear from rotating garnet porphyroblasts are widely known, but in this study, the use of garnet porphyroblasts containing inclusion trails as shear-sense indicators turned out to be impossible.

Chlorite overprints all other minerals and is supposed to be the latest in the succession of mineral formation. This suggestion is consistent with a fact that this mineral usually forms during retrograde metamorphism. At least three generations of chlorite are established. One of these, most likely, was developed together with the amphibole of the actinolite-tremolite series, since there are no signs that chlorite of this generation overprints the amphibole or vice versa; both minerals also make up a foliation of the same preferred orientation. Other generation is the latest as it overprints all metamorphic minerals mentioned above. The third generation is supposed to have formed at later stages of metamorphism, although the time of its formation is not clearly established.

The following types of morphology of chlorite grains are established: 1) fine-sized flakes of chlorite that makes up a single structural paragenesis with the amphibole of the tremolite-actinolite series; 2) fine-sized flakes of chlorite overprinting all earlier minerals; 3) chlorite, whose grains are generally isometric or of irregular shape.

3.2. Strain magnitude evaluation

3.2.1. General framework

Deformation of a rock describes the change in the position of material particles that build up a particular geological entity, and includes three components: translation, rotation, and change in shape (strain)³ (Hanmer and Passchier, 1991; van der Pluijm and Marshak, 2004). The translation and rotation components describe the change in the position of material particles relative to other objects in an external reference frame, whereas the strain component describes the change in the position of material particles relative to each other within a geological entity in an internal reference frame.

The strain ellipsoid concept is used to illustrate the changes that rock experiences as a result of applied strain (Ramsay and Huber, 1983; van der Pluijm and Marshak, 2004; Voitenko and Khudoley, 2008). This concept is based on the behavior of an imaginary sphere inscribed into a volume of undeformed rock. When this volume of rock undergoes strain, the sphere transforms into an ellipsoid. There are always three material lines in the rock volume, the angle between which remains 90° both before and after the applied strain. These three mutually perpendicular material lines correspond to the

³ The term "strain", which provides a stricter description of the change in shape of an object during deformation, is used mainly in this section. In other sections, the more general term "deformation" is used in most situations if the specification is not required.

three axes of the resulting ellipsoid, with the ellipsoid itself being called a finite strain ellipsoid, or a strain ellipsoid (Fig. 3.4). Evaluation of the magnitude of strain is possible by measuring changes in the

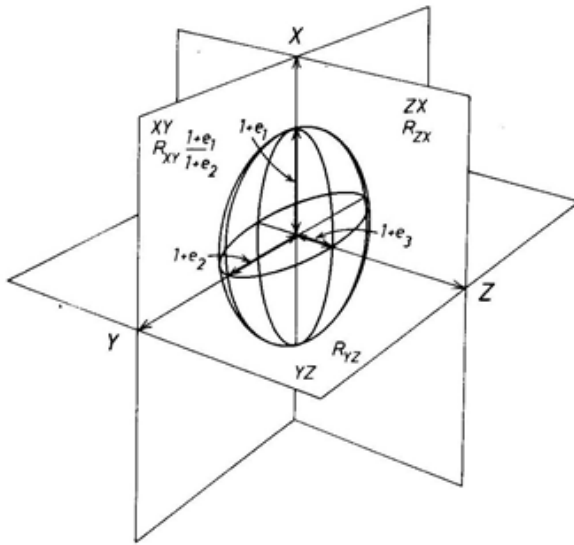


Fig. 3.4. Strain ellipsoid; e , elongation, expressed by $(l' - l)/l$, where l is the initial length, and l' is the final length as a result of applied strain (Ramsay and Huber, 1983).

lengths of the material lines along the corresponding axes of the strain ellipsoid, i.e., by measuring of their elongation, e (Fig. 3.4). The axes of the strain ellipsoid are labeled X, Y, and Z and are termed its principal axes. The X and Z axes are characterized by maximum elongation and shortening, respectively, whereas the Y axis is an intermediate one along which both elongation and shortening can occur. Applying the strain ellipsoid concept is possible if a rock has experienced a homogeneous strain⁴. However, rocks in nature typically undergo a heterogeneous strain. In such case, a rock volume under consideration has to be divided

into portions those, to a first approximation, experienced homogeneous strain, and then the strain ellipsoid concept can be used to characterize the deformation of these portions.

Direct measuring the elongation or shortening of material lines in strained natural geological entities is usually a difficult task. For evaluation of strain magnitude, an approach can be used that requires looking for strain markers, objects whose approximate shape was known prior to deformation (for example, fossils, amygdaloids, ooids, etc.). However, even in the presence of markers, determining the exact dimensions of such objects prior to deformation is impossible in many cases. Therefore, to measure the magnitude of strain, the ratios between the lengths of each pair of three mutually perpendicular axes of the strain ellipsoid are being calculated rather than elongation of material lines after strain. Thus, in initial undeformed rock, the lengths of any mutually perpendicular lines passing through the center of the original imaginary sphere (see above) are equal, so that the ratio between each pair of them is 1. In deformed rock, the greater the degree of strain, the more the length of the X axis exceeds the length of the Z axis, so that the ratio between these axes, labeled R_{XZ} , increases as well. Thus, higher R_{XZ} values indicate a higher degree of strain. Similarly, the ratios between the two other axes, R_{XY} and R_{YZ} , could be measured for the purposes of strain analysis.

⁴ A homogeneous strain is characterized by the following conditions: (1) initially straight material lines remain straight; (2) initially parallel material lines remain parallel; (3) circles transform into ellipses (or spheres transform into ellipsoids in the three-dimensional case) (van der Pluijm and Marshak, 2004).

3.2.2. Strain magnitude in the core of the Serpovidny Synform

As noted in Section 2.5, the thickness of the upper (northern) limb in the core of the Serpovidny Mega-Sheath Fold is approximately 40 times greater than the thickness of the lower (southern) limb. Field observations display that the rocks of the upper limb remained practically undeformed, while the rocks of the lower limb experienced considerable deformation. This deformation is considered to be associated with that the lower limb lies directly on the sole thrust of the Serpovidny Nappe (Mudruk et al., 2022). Porphyritic metabasalt (metabasalts hereafter; deformed varieties of these rocks correspond to rock groups 6 and 7 described in Section 3.1) were chosen to study the magnitude of strain in different limbs of the core of the Serpovidny Mega-Sheath Fold. Via detailed magnetic mapping, the Metabasalt Sequence was continuously traced from the upper to the lower limb, revealing its oval shape on the surface (Fig. 2.3, 2.4). Metabasalts visible in outcrops in the upper limb have well-preserved epidote-calcite and plagioclase aggregates of isometric or close to isometric shape, which are interpreted as amygdaloids (Fig. 3.5, A). Metabasalts in the lower limb are intensely sheared and have a fine-grained structure, while the aggregates are flattened and transformed into strongly flattened strips, lenses, and ovals (Fig. 3.5, B–C). Thus, these aggregates were used as strain markers. Five samples of deformed metabasalts were taken, the number of deformed amygdaloids in which was sufficient to calculate statistically significant values of R_{XZ} , R_{YZ} and R_{XY} . Two samples were also taken to calculate statistically significant values of the maximum (R_{max}), intermediate (R_{mean}), and minimum (R_{min}) axial ratios of undeformed amygdaloids. The number of samples is limited due to the very poor exposure of rocks of the Metabasalt Sequence and the small size of the vast majority of colluvial blocks of metabasalts available for statistically significant results of measurements.

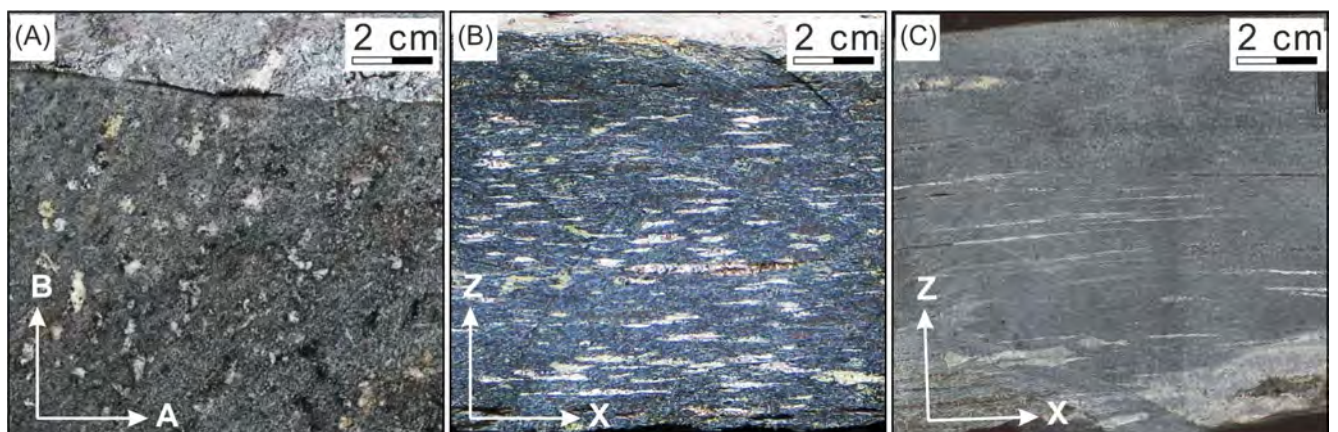


Fig. 3.5. Porphyritic metabasalts of the Serpovidny Synform: (A) undeformed upper limb; (B–C) deformed and thinned lower limb. Samples are taken 100 m (B) and 5 m (C) from the tectonic boundary with the Keivy Schists.

To measure the axes of the strain ellipsoid, samples of deformed metabasalts were cut parallel to the XZ and YZ planes of the strain ellipsoid, which were determined according to the orientation of stretching lineation and foliation, marked by elongated and flattened amygdaloids, respectively (Fig. 3.5; Appendix). Samples of undeformed metabasalts were cut parallel to a pair of randomly oriented mutually perpendicular planes, labeled AB and BC, respectively; samples of deformed metabasalts were cut parallel to the XZ and YZ planes of the strain ellipsoid (Fig. 3.5; Appendix).

Each cut plane was photographed for further examination. Using CorelDraw software, the lengths of the amygdaloid's axes were measured in the corresponding planes of the strain ellipsoid, and then axial ratios were calculated. The average values of axial ratios were used as the final result for each sample. Either amygdaloids of the most flattened morphology (squeezed and transformed into bands or strips), filled with plagioclase, or empty cavities were used in this investigation. Epidote-calcite aggregates were excluded since their formation could be associated with metasomatism (Myskova et al., 2014) and its relationship with deformation is unclear.

Samples 1 and 2 of undeformed metabasalts were taken from the upper limb of the Serpovidny Synform core (Fig. 3.6). In these samples, the lengths of the mutually perpendicular axes of amygdaloids were measured in directions labeled A, B, and C (see Appendix). In each plane, a ratio of the longer axis to the shorter one was used for calculations. Therefore, for each pair of axes, three axial ratio values were calculated and interpreted as maximum (R_{\max}), mean (R_{mean}), and minimum (R_{\min}) (Table 1). The resulting ratios describe the initial ball-shaped morphology of the amygdaloids.

Samples 3, 4, 5, and 6 of deformed metabasalts were taken from the lower limb of the Serpovidny Synform, about 100 m north of tectonic boundary with the Keivy Schists (i.e., from the sole thrust of the Serpovidny Nappe), and sample 7 was taken five meters from this boundary, virtually on the very boundary (Fig. 3.6). For all the samples, the axial ratios R_{XZ} , R_{YZ} , and R_{XY} were calculated; for sample 7, it was possible to make measurements for calculation only the R_{XZ} ratio (Table 1).

The values R_{\max} , R_{mean} , and R_{\min} for samples of undeformed metabasalts of the upper limb are approximately 1, as expected (Table 1, samples 1 and 2). In deformed varieties, the R_{XZ} value varies from 9 to 25 at 100 meters from the boundary (sole thrust) and almost at the boundary itself, respectively (Fig. 3.5, Table 1, samples 3–7). As a result, the magnitude of strain increases significantly as one gets closer to this tectonic boundary. Despite the limited number of metabasalt samples studied, this conclusion extends confidently to the entire lower limb of the Serpovidny Synform due to the large number of observations of colluvial blocks of intensely sheared metabasalts, whose location is consistent with that of the Metabasalt Sequence in the lower limb according to the magnetic anomaly map. Taking into account the observation of fragments of flattened amygdaloids in colluvial blocks of metabasalts, the highest R_{XZ} ratio must exceed 25. It should be added that colluvial blocks and fragments of only

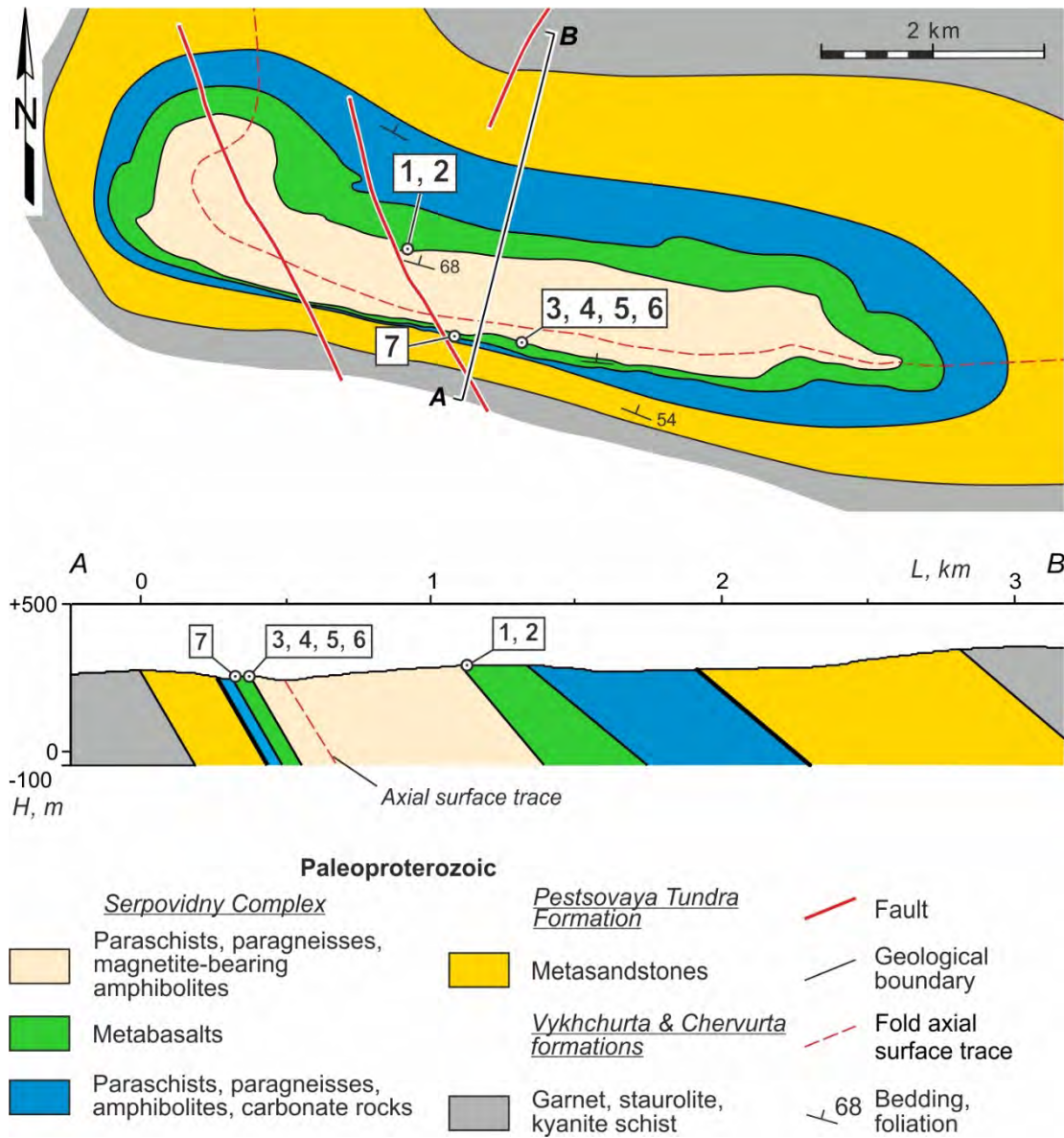


Fig. 3.6. Locations of samples, taken for the evaluation of strain magnitude, on the geological map of the Serpovindy Synform and on its schematic geological cross-section A–B (modified after Mudruk et al., 2021)). Points representing locations of samples do not lie in the plane of cross-section and are projections onto this plane.

almost undeformed metabasalts were observed in the upper limb, whereas those of almost undeformed or slightly deformed metabasalts were observed in both hinges of the Serpovindy Synform.

The Flinn diagram, which illustrates a shape of the strain ellipsoid by plotting the axial ratios R_{XZ} and R_{YZ} , can be used to determine the following strain states: (1) plane strain, where there is no strain in one of the directions ($X \geq Y = 1 \geq Z$); (2) constriction, where there is elongation along the X axis while shortening in directions perpendicular to the elongation ($X \geq Y = 1 \geq Z$); (3) flattening, i.e., elongation comparable in magnitude in two mutually perpendicular directions ($X \geq Y > Z$) (Ramsay and Huber, 1983). It should be noted that the plane containing the X and Z axes (the XZ plane of the strain ellipsoid) corresponds to a plane that is parallel to lineation and perpendicular to foliation (Hanmer and Passchier, 1991).

Table 1. Axial ratios of each pair of the three mutually perpendicular axes of amygdaloids in samples of undeformed (1, 2) and deformed (3-7) metabasalts of the Serpovydney Complex. The axes of deformed amygdaloids were measured in the XY and XZ planes of the strain ellipsoid and are considered to represent its principal axes.

Sample	Number of measured amygdaloids	Sample location	R_{max}	R_{mean}	R_{min}
1	58	Upper limb	1,14	1,08	1,06
2	91	Upper limb	1,09	1,08	1,01
			R_{XZ}	R_{XY}	R_{YZ}
3	783	Lower limb, 100 m from the boundary*	11,01	2,81	3,92
4	345	Lower limb, 100 m from the boundary	8,57	3,26	2,63
5	233	Lower limb, 100 m from the boundary	10,35	3,43	3,02
6	112	Lower limb, 100 m from the boundary	12,15	2,7	4,49
7	50	Lower limb, 5 m from the boundary	25,4	—	—

* Boundary corresponds to the sole thrust of the Serpovydney Nappe.

To determine the shape of the strain ellipsoid, the Ramsey diagram (the logarithmic version of the Flinn diagram) was used (van der Pluijm and Marshak, 2004; Rey, 2016). The parameters $\ln(R_{XZ})$ and $\ln(R_{YZ})$ were calculated for four samples from 3 to 6 (see Table 1) taken in the lower limb 100 meters from the sole thrust; parameter K was also calculated using the expression $K = \ln(R_{XZ}) / \ln(R_{YZ})$. The results are shown in Fig. 3.7. The data-points of samples 3 and 6 fall into the apparent flattening field, and the points of samples 4 and 5 into the apparent constriction field. All these four data-points are located in the field of L=S tectonites, which corresponds to the transition from the flattening to the constriction field, both separated by a line $K = 1$. This line corresponds to a different magnitude of plane strain. L=S tectonites are characterized by approximately the same degree of development of both foliation and lineation (Rey, 2016).

The established asymmetry in strain in the opposite limbs of the core of the Serpovydney Synform, which is interpreted as a synformal anticline (Mudruk et al., 2013; Mudruk, 2014; Raevsky et al., 2019), leads to a conclusion about its fundamental similarity with synformal anticlines in the Helvetic Nappes in the Alpine Orogenic Belt (Fig. 2.5B; Ramsay, 1981). The R_{XZ} value, which is an indicator of the strain magnitude, is 4 in the upper limb of the large synformal anticline in the Morcles Nappe, whereas the R_{XZ} value is 100 in its lower limb. A similar pattern in distribution of the strain magnitude is observed in the upper and lower limbs of the Serpovydney Synform.

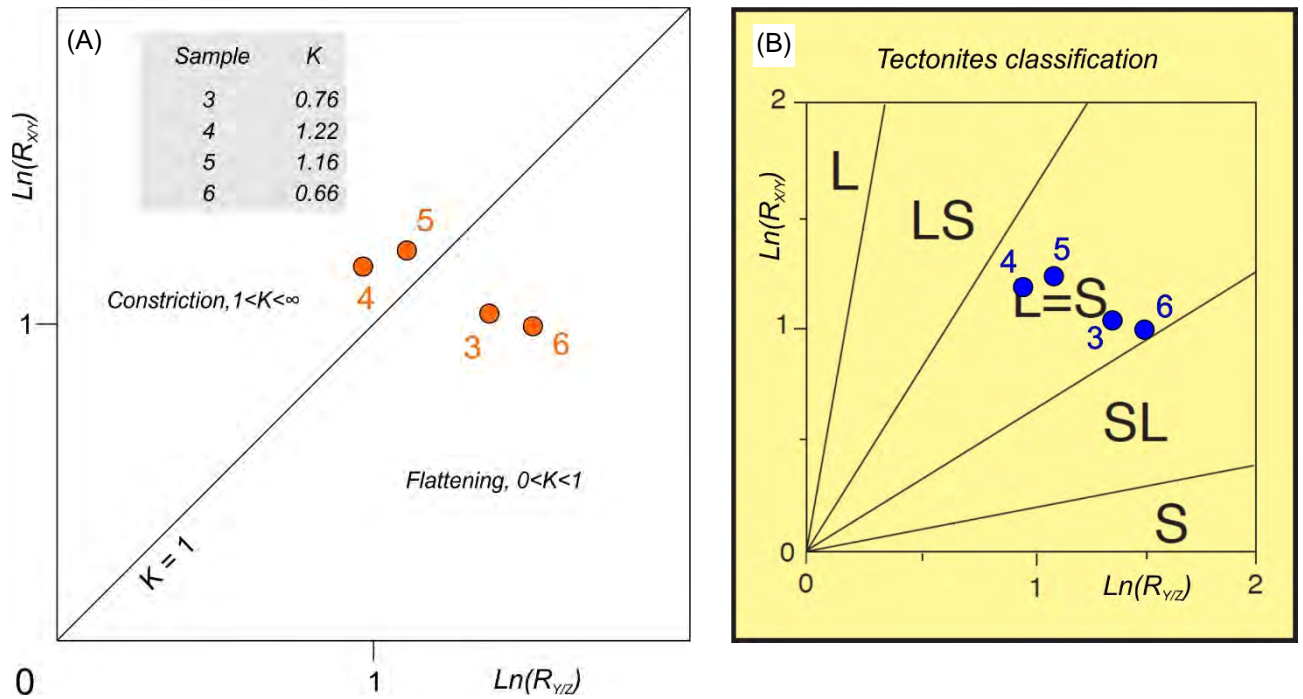


Fig. 3.7. Ramsay diagram for different types of strain ellipsoids (van der Pluijm and Marshak, 2004) (A) and tectonites classification diagram (Rey, 2016) (B) with plotted data-points of metabasalt samples.

The presented data, devoted to the evaluation of strain magnitude, make it possible formulate **the first conclusion to be defended:**

1. The pronounced asymmetry in the distribution of strain magnitude (R_{xz}) relative to the axial surface of the synformal Serpovidny Mega-Sheath Fold located in the northeastern foreland of the Paleoproterozoic Lapland-Kola Collisional Orogen has been established and calculated in the fold core ($R_{xz} = 25$ and ~ 1 in the lower and upper limbs, respectively). It makes this fold similar to asymmetric synformal anticlines of the Helvetian Nappes in the northern foreland of the Alpine Orogen and indicates the fold location at the sole thrust of a nappe.

Data on the strain magnitude in the opposite limbs of the core of the Serpovidny Synform, obtained by the author, are presented in (Balagansky et al., 2012; Mudruk et al., 2013; Mudruk et al., 2022).

3.3. Shear-sense indicators: general framework

Shear zones are linear on the erosion surface (with their length to width ratio greater than 5:1) (Ramsay and Huber, 1987) or tabular in three-dimensional space (Fossen, 2010) zones, in which the amount of strain is higher than in surrounding rocks which form walls of shear zones. It is usually assumed that their formation requires the presence of a simple shear component of deformation; however, in a general sense, a shear zone can be classified as the result of a pure shear component only

(Fossen, 2010). Shear zones typically display relative displacement of their walls and therefore can be considered to be a deeply located counterparts of faults. Thus, ordinary faults at depths of 10–12 km, e.g. the upper crust (Rudnick and Fountain, 1995), in which brittle deformation drastically predominates, can be classified as brittle shear zones (Ramsay and Huber, 1987). Shear zones in the middle and lower crust are a natural continuation of brittle faults in the upper crust. Such shear zones typically result from only ductile deformation (ductile shear zones) or its combination with brittle deformation (brittle-ductile shear zones), which is their fundamental difference from faults (Ramsay and Huber, 1987; Fossen, 2010). The review of shear zones (Fossen and Cavalcante, 2017) notes that a more general subdivision of these zones into brittle and ductile ones should be done on the basis of whether there is a continuous displacement gradient across the zone (for ductile shear zones) or whether the shear zone displays displacement discontinuities (for brittle shear zones), rather than on the basis of the brittle or ductile regime of deformation.

The presence of a simple shear component, which is typically responsible for the initiation and further evolution of shear zones, frequently leads to the formation of specific planar structures with monoclinic symmetry. Because of this specific geometry, such structures can be used as kinematic indicators or shear-sense indicators, revealing a relative displacement of walls of a shear zone parallel to the shear plane (Hanmer and Passchier, 1991; Passchier and Trouw, 2005). Thus, on dependence of the direction and sense of shear, shear zones can be divided into dextral (right-handed) and sinistral (left-handed), on the one hand, and extensional and compressional shear zones similar to normal faults and reverse/thrust faults as indicated by the shear zone/faults wall movements, on the other hand. In the latter case, what tectonic regime, extensional or compressional, occurred in the crust when shear zones were formed. The fact that both brittle and ductile shear zones indicate directions of tectonic transport and a tectonic regime, is used for kinematic reconstruction in all types of orogens, extensional structures, and, in a broad sense, all tectonic structures of the Earth throughout their geological history.

The size of shear-sense indicators in ductile shear zones, which are common in metamorphic rocks of all the range of metamorphic conditions, vary from a few millimeters to a few centimeters, although shear-sense indicators a few meters and even tens of meters in size are known as well (Ramsay and Huber, 1987; Passchier et al., 1990; Hanmer and Passchier, 1991; Passchier and Trouw, 2005; Fossen, 2010). Fig. 3.8 displays several types of shear-sense indicators encountered in ductile shear zones. Determining sense of shear can only be done in the XZ plane of the strain ellipsoid. Practically, this is the plane that is perpendicular to the foliation and parallel to the stretching lineation (Fig. 3.9). Oriented samples are usually taken for further cutting parallel to the XZ plane, which reveals the correct plane for examination of shear-sense indicators.

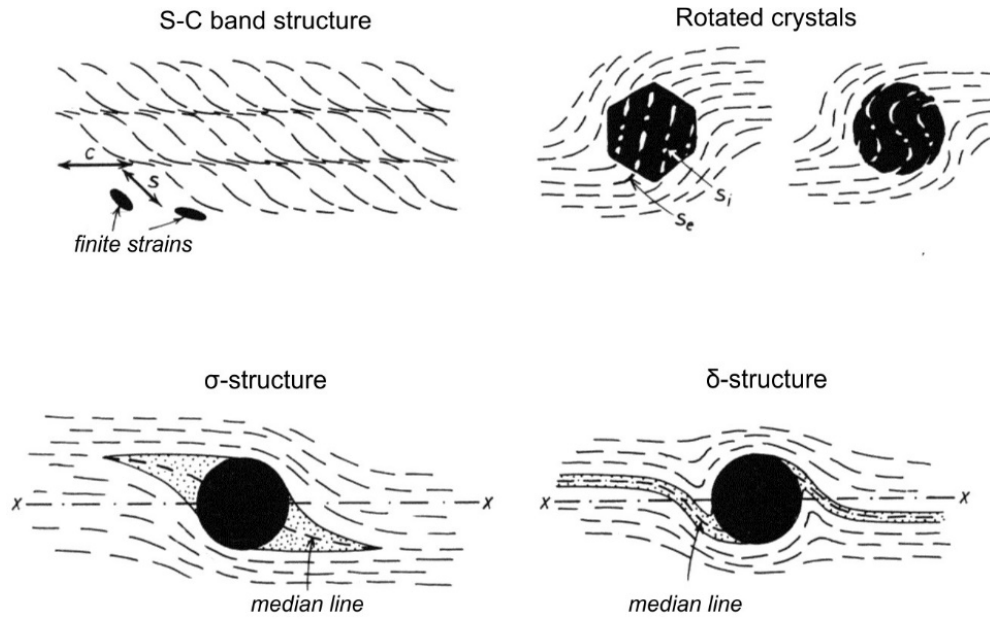


Fig. 3.8. Examples of shear-sense indicators in rocks deformed in non-coaxial regime (vertical sections, top-to-the-left in all cases) (Ramsay and Huber, 1987).

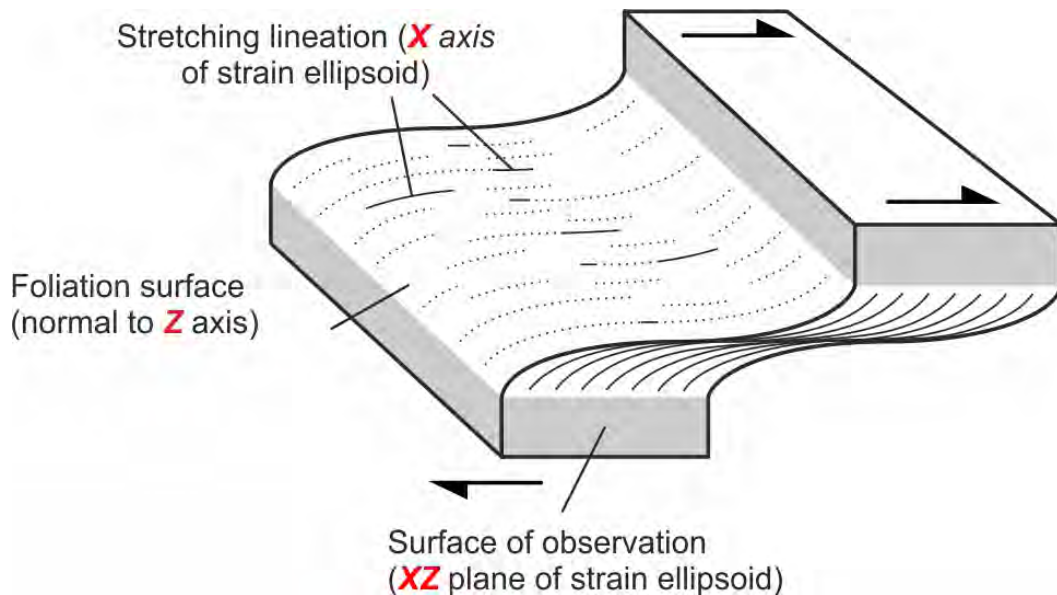


Fig. 3.9. Sketch illustrating the position of the XZ plane of the strain ellipsoid relative to the foliation and the stretching lineation in a shear zone (Hanmer and Passchier, 1991).

Important types of shear-sense indicators are sheath folds, provided that their three-dimensional shape is known. It should be noted that sheath folds can reach tens of kilometers in size. A fold is generally classified as a sheath fold when its hinge lines are curvilinear with a degree of curvature greater than 90° (Cobbold and Quinquis, 1980; Ramsay and Huber, 1987; Alsop and Holdsworth, 2004b). In cross-sections that are perpendicular to the long axis of a sheath fold, layers of rocks form ellipses, providing a specific eye pattern. The main geometric elements of sheath folds are shown in Fig. 3.10. Sheath folds, which are commonly observed in shear zones, are considered to be indicators

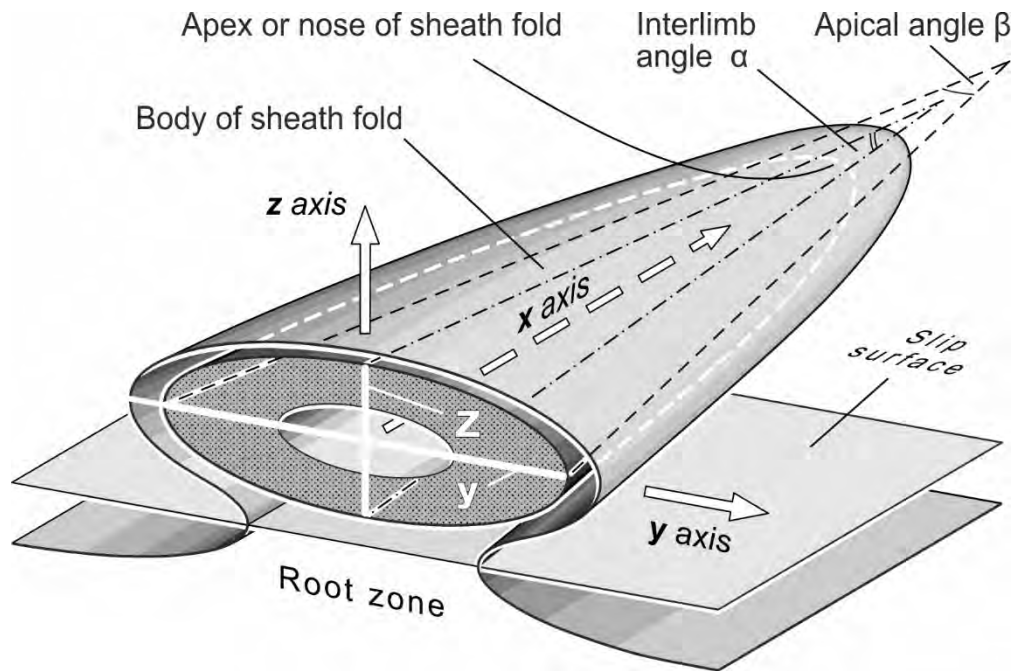


Fig. 3.10. Sketch illustrating main geometric parameters of sheath folds; modified after (Alsop and Holdsworth, 2012; Reber et al., 2012; Cornish and Searle, 2017).

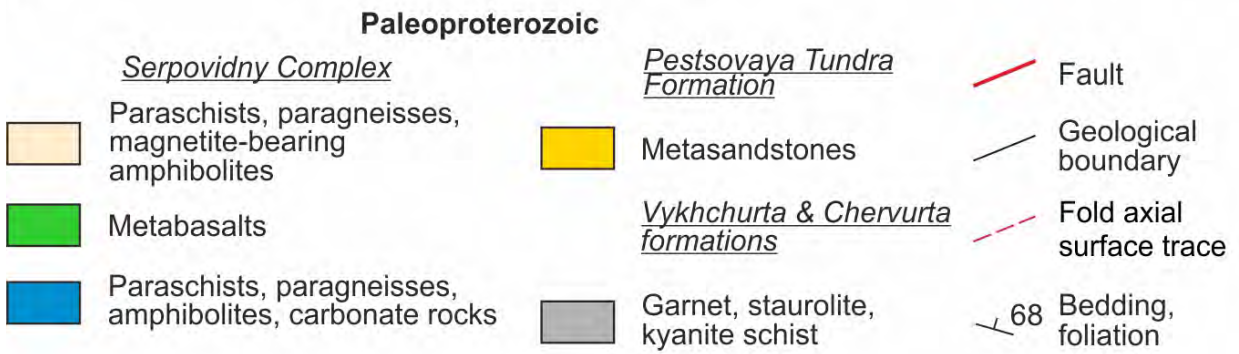
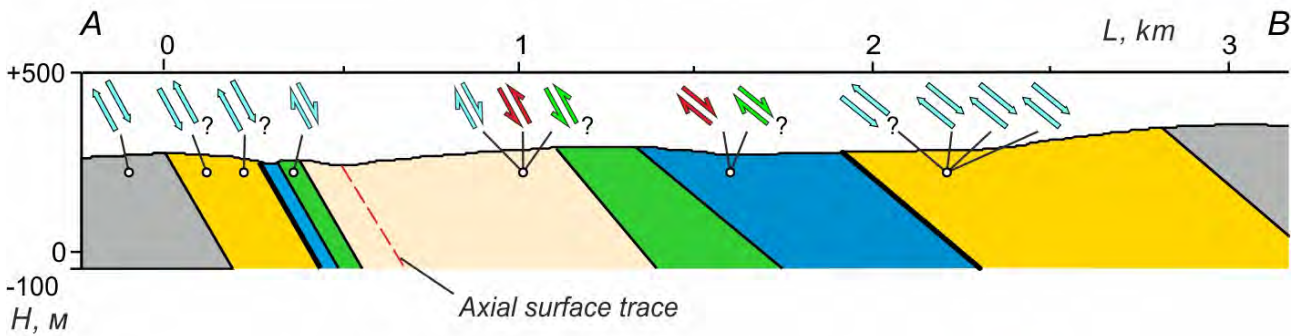
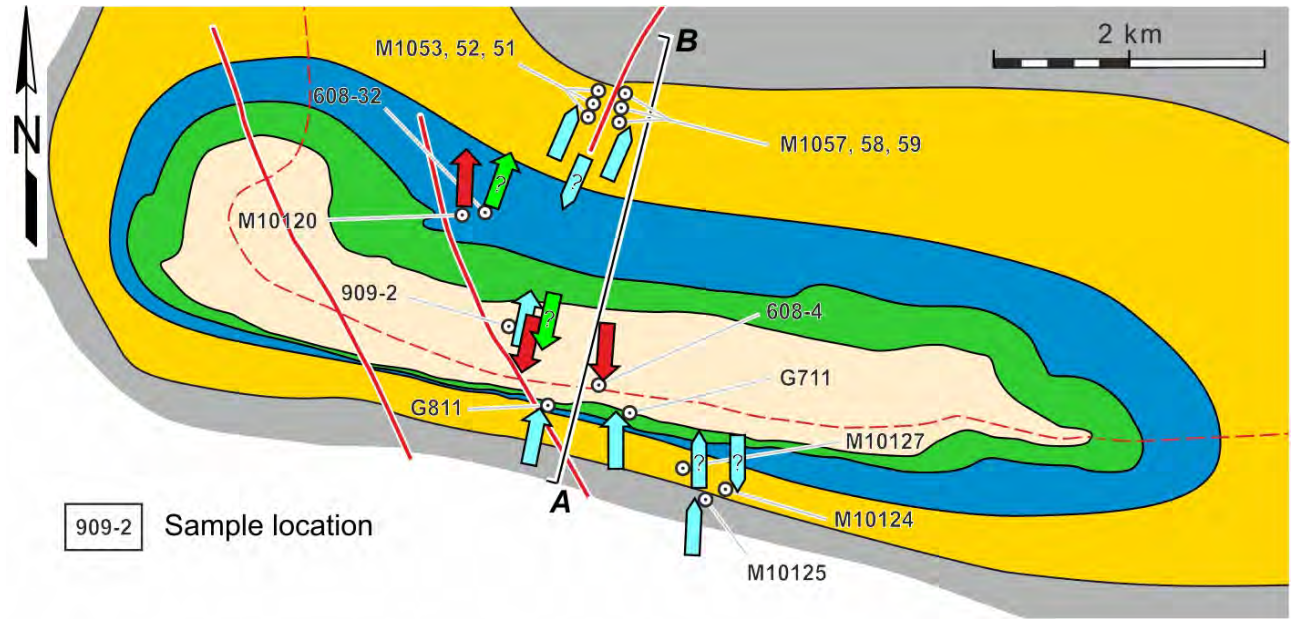
of progressive non-coaxial deformation, the degree of which is considerable (Alsop and Holdsworth, 2004a, 2004b).

Sheath folds are frequently formed during thrusting (Lacassin and Mattauer, 1985; Grujic, 2006), and giant sheath folds tens of kilometers in size indicate significant horizontal displacements in collisional orogens (Vollmer, 1988; Searle and Alsop, 2007). These folds also can result from channel flow in the lower crust where they are tens of kilometers in size (Bonamici et al., 2011). The example of a giant sheath fold is the Serpovidny Mega-Sheath Fold, which is an isoclinal synform with the pinched core, the curvilinear hinge, and the apical angle of approximately 50° (Mudruk et al., 2013; Mudruk et al., 2022).

3.4. Deformation structures and shear-sense analysis

3.4.1. Study framework

Samples for the identification of the sense of shear were taken from the central part of the Serpovidny Synform core, composed of Paleoproterozoic rift-related rocks belonging to the Serpovidny Complex. Some samples taken from the limbs of the Serpovidny Synform composed of the Keivy Schists were studied as well; all rocks under consideration belongs to the Pestosvaya Tundra Formation (Zagorodny and Radchenko, 1988; Radchenko et al., 1994) or to the Pestosvaya Tundra Group (Belolipetsky et al., 1980), and to the Chervurta and Vykhchurta formations (Belolipetsky et al., 1980; Radchenko et al., 1994). The sampling locations are shown in Fig. 3.11.



Direction of tectonic movements on map (a) and on cross-section (b):

Limbs, Keivy Schist

(a) (b) First stage

(a) (b) Second stage (marked by biotite)

Core, Serpovidny Complex

(a) (b) First stage (marked by hornblende and epidote)

(a) (b) Third stage (implicit, marked by chlorite)

Fig. 3.11. Directions of tectonic movements in rocks of the Serpovidny Synform, determined via shear-sense indicators. Points representing locations of samples do not lie in the cross-section plane and are approximate projections onto this plane.

The rocks in the central part of the Serpovidny Synform dip mainly to the north and north-northeast at steep and intermediate angles (Fig. 2.4; structural data are shown in Fig. 5 in (Mudruk et al., 2022)). Mineral lineations plunge to the north and north-northeast at steep to intermediate angles. These lineations are assumed to have been formed during the north-directed thrusting of rift-related rocks that compose the Serpovidny Synform core; this thrusting is also considered to have led the Serpovidny Synform to attain a sheath shape (Mudruk et al., 2013, 2022). The sole of this thrust fault zone is considered to have been curved, so that this can dip both to the north and to the south. Based on the dip directions of rocks, the sole thrust in the study area is considered to dip to the north and north-northeast. The rift-related rocks of the Serpovidny Synform core, located on the sole of the thrust sheet, should have experienced simple shear deformation; similar phenomenon is described in Phanerozoic orogens (Ramsay et al., 1983). Therefore, shear-sense indicators in the deformed rocks of the entire Serpovidny Synform should indicate displacement of the upper layers relative to the lower ones to the north and north-northeast. Further in the text, the displacement of the upper layers in a northern direction, that is, in the dip direction of the thrust fault zone, is interpreted as north-directed tectonic movements, and the displacement in the opposite direction is interpreted as reverse, south-directed tectonic movements.

All oriented thin sections for shear-sense analysis were cut in the XZ plane of the strain ellipsoid (i.e., parallel to the mineral lineation and perpendicular to the foliation). In many thin sections, deformation microstructures with monoclinic symmetry were observed, which can be used as shear-sense indicators and are suitable to conduct kinematic reconstructions (Ramsay and Huber, 1987; Passchier and Trouw, 2005; Fossen, 2010). In some thin sections, the geometry of these microstructures was too ambiguous for a confident interpretation, or there were no kinematic indicators identified at all. Thus, deformation of the rocks that build up both the core and limbs of the Serpovidny Synform and contain microstructures with monoclinic symmetry has resulted from simple shear or a combination of simple and pure shear, whereas deformation of rocks that do not contain such microstructures is thought to have resulted from pure shear. Therefore, the Serpovidny Synform is considered to have experienced significantly heterogeneous deformation.

3.4.2. Serpovidny Complex

1. Garnet-bearing biotite-magnetite-muscovite gneisses (608-4 in Fig. 3.11; rock group 3 in Section 3.1). In this variety of rocks shear-sense indicators include: 1) structures composed of biotite resembling domino-type crystal fragments (Fig. 3.12A, B); 2) sigmoidal-shaped biotite porphyroblasts (Fig. 3.12C, D); 3) structures resembling σ -type and represented by biotite porphyroblasts with asymmetric strain/pressure shadows composed of coarse-grained quartz (Fig. 3.12E, F). In addition,

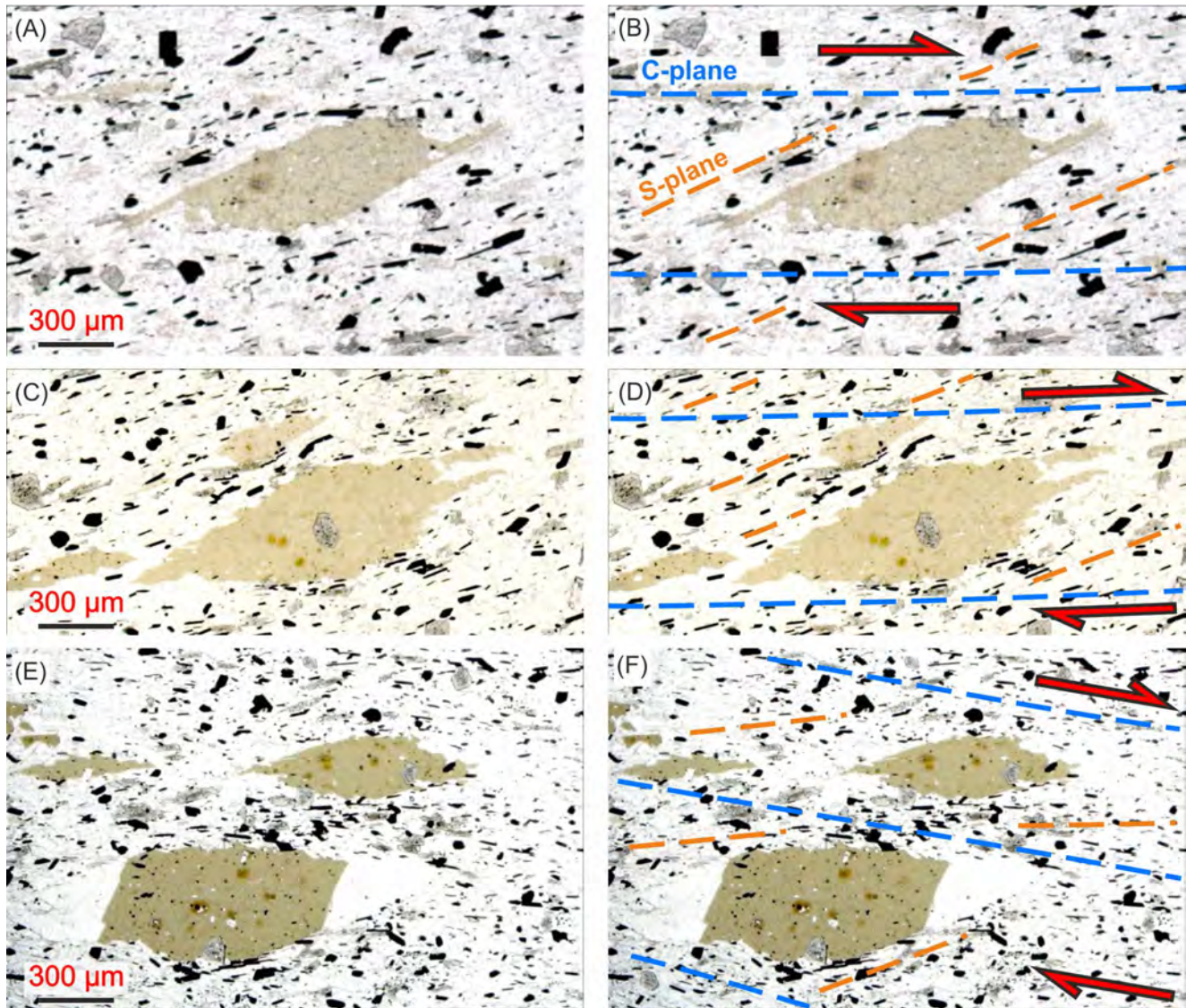


Fig. 3.12. Structures with monoclinic symmetry in garnet-bearing biotite-magnetite-muscovite gneisses of the Serpovidny Complex (A, C, E) and implied shear sense (B, D, F).

(A, B) Structure resembling domino-type crystal fragments. (C, D) Sigmoidal-shaped porphyroblasts. (E, F) Structure resembling σ -type (strain/pressure shadows).

fine-sized muscovite flakes and magnetite grains form two sets of foliations. The orientation of one foliation coincides with compositional banding and foliation visible in samples and outcrops and is considered to be the main one in the rock, while the other is oriented at an acute angle to the first one. These two foliation systems are interpreted as C and S planes, respectively. It should be noted that minerals do not form extended bands characteristic of ideal S–C structures; there is also no characteristic deflection of S-planes towards C-planes.

S-C-structures and structures composed of porphyroblastic biotite are consistent with each other and were observed over the entire area of thin sections. A determined sense of shear implies south-directed tectonic movements.

2. *Magnetite- and chlorite bearing biotite-amphibole quartz schists* (909-2 in Fig. 3.11; rock group 1 in Section 3.1). Three varieties of microstructures were established, which are composed either of relic grains of hornblende, of biotite flakes, or of chlorite. (Fig. 3.13 and 3.14).

Structures composed of hornblende are represented by both large sigmoidal porphyroblastic grains and smaller grains, all of which are oriented at an acute angle to the main foliation (Fig. 3.13). Hornblende grains contain inclusion trails, which have a preferred orientation. The direction of this preferred orientation coincides with the elongation of hornblende grains (Fig. 3.3). Tectonic movements recorded by these hornblende structures are interpreted as north-directed.

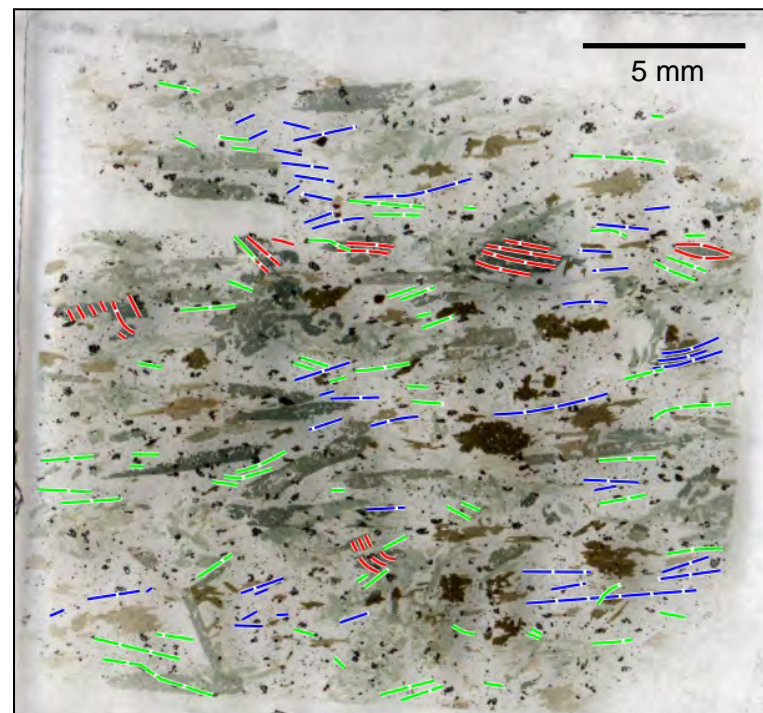
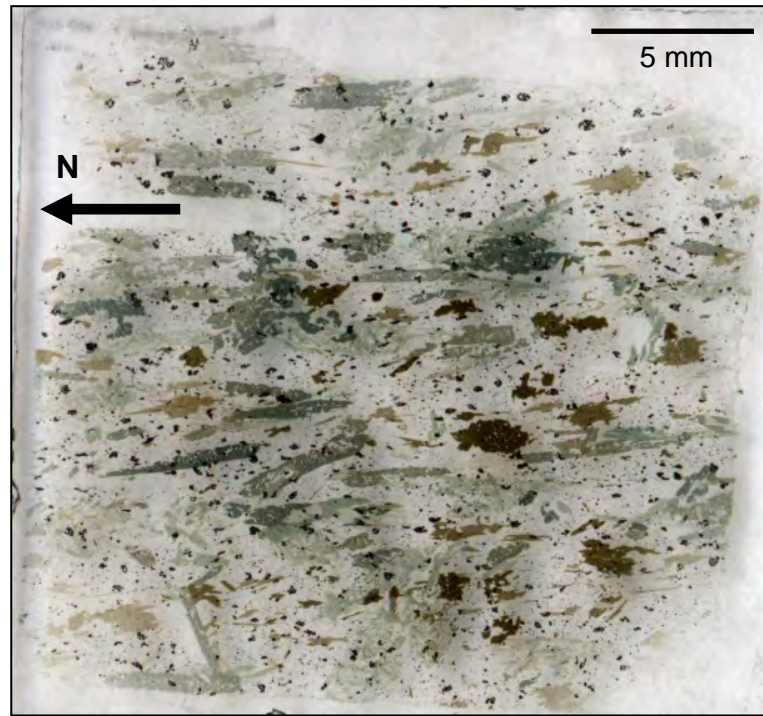
Fine-sized biotite flakes compose S-C structures similar to those described in the previously described rock variety. The orientation of magnetite grains in this rock is consistent with that of biotite. Structures composed of biotite overprint those composed of hornblende (Fig. 3.3 and 3.13). Tectonic movements recorded by biotite occurred after those recorded by hornblende and were south-directed. It should be noted that the same movement direction was recorded by indicators composed of biotite porphyroblasts in the previous rock variety.

In the rocks under consideration, structures composed of biotite are overprinted by chlorite flakes. The preferred orientation of chlorite generally coincides with that of the main foliation, although some flakes are oriented at an acute angle to it. This structural pattern cannot be unambiguously interpreted as S-C structures, but if it can, individual observations suggest that the latest tectonic movements recorded by chlorite were south-directed (similar to movements recorded by biotite). A general structural pattern observed in these rocks is shown in Fig. 3.13 and 3.14.

3. *Muscovite-bearing biotite-amphibole-chlorite-quartz schists with magnetite* (608-32 in Fig. 3.11; rock group 8 in Section 3.1). In these rocks, hornblende of the actinolite-tremolite series and chlorite have a preferred orientation, both coinciding with the attitude of the main foliation and oriented at an acute angle to it (Fig. 3.15). An unambiguous interpretation in favor of S-C structures is not possible, although a few possible structures composed of both these minerals may indicate north-directed tectonic movements.

4. *Staurolite-bearing two-mica quartz schists* (M10120, Fig. 3.11; group 9 in Section 3.1). S-C structures composed of both porphyroblasts and fine-sized biotite flakes were observed. C-planes are well-defined and form bands confidently tracing across the entire thin section area. The established direction of tectonic movements is from the south to the north (Fig. 3.16).

5. *Epidote-amphibole-plagioclase schists and sheared amphibolites* (G711 and G811 in Fig. 3.11; rock groups 6 and 7 in Section 3.1). These rocks represent deformed varieties of metabasalts of the lower limb, samples 3–7 of which were used to calculate the strain magnitude (see Section 3.2). Epidote-feldspar aggregates are abundant in these rocks and are interpreted to be deformed amygdaloids, the size of which is considerably larger than the size of amphibole and feldspar grains in the matrix. Despite a



Orientation

- - - - - Hornblende
- - - - - Biotite
- - - - - Magnetite

Fig. 3.13. General structural pattern formed by different minerals in magnetite- and chlorite bearing biotite-amphibole quartz schists.

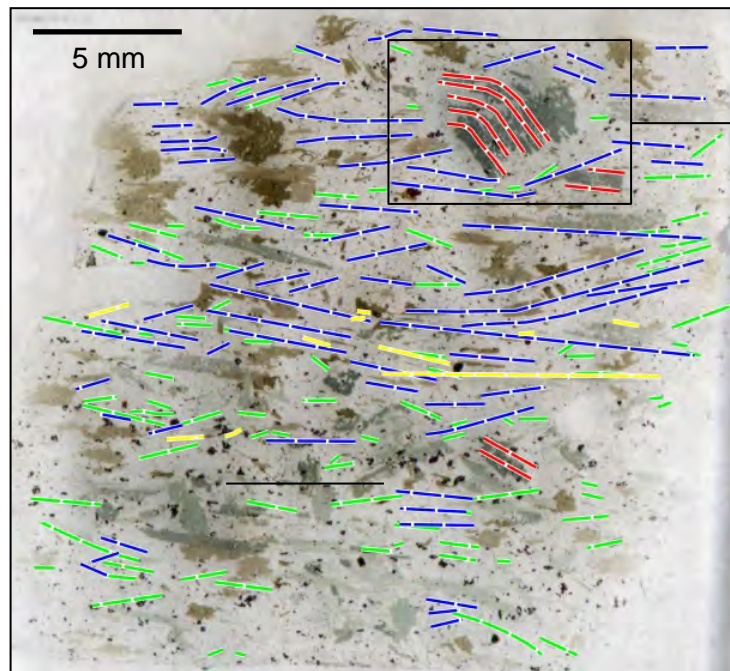
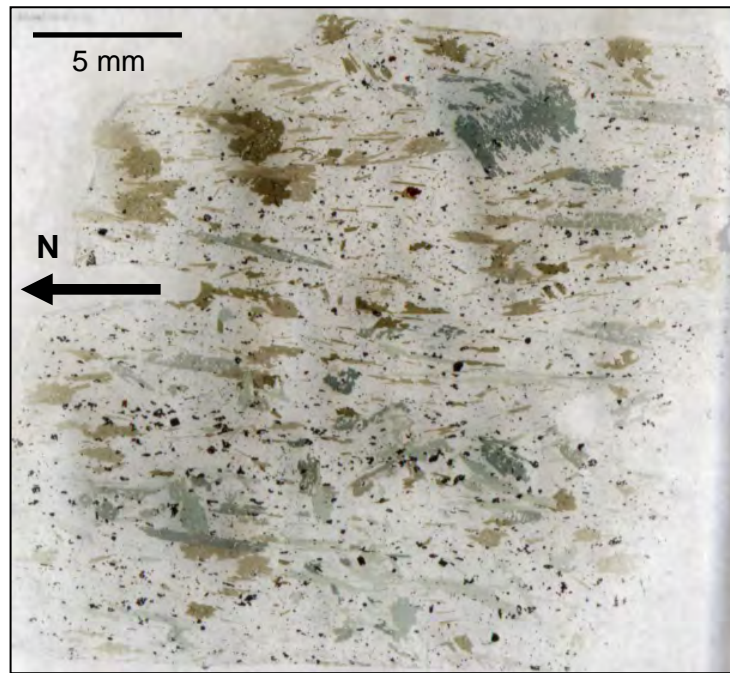


Fig. 3.3

Orientation

Hornblende	— — — — —
Biotite	— — — — —
Magnetite	— — — — —
Chlorite	— — — — —

Fig. 3.14. General structural pattern formed by different mineral in magnetite- and chlorite bearing biotite-amphibole quartz schists.

significant degree of shearing, which is especially pronounced in the rock variety in which the maximum

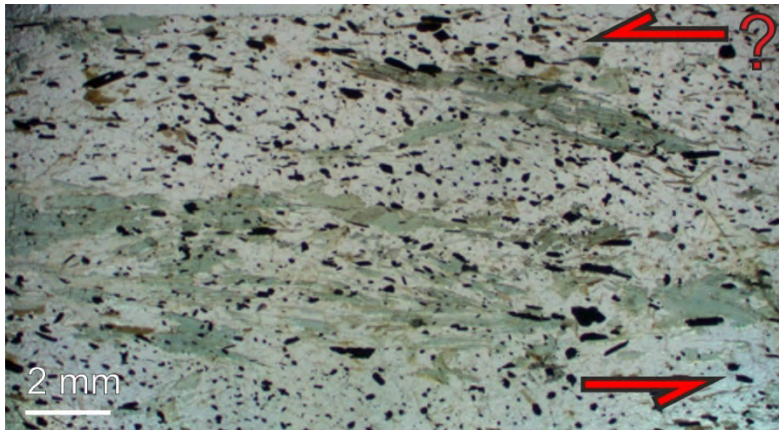


Fig. 3.15. Orientation of chlorite flakes which possibly form S-C structures.

R_{XZ} value is determined, monoclinic symmetry of deformed amygdaloids is weakly pronounced (Fig. 3.17). However, they are accepted to be shear-sense indicators, with the general geometric pattern indicating north-directed movements.

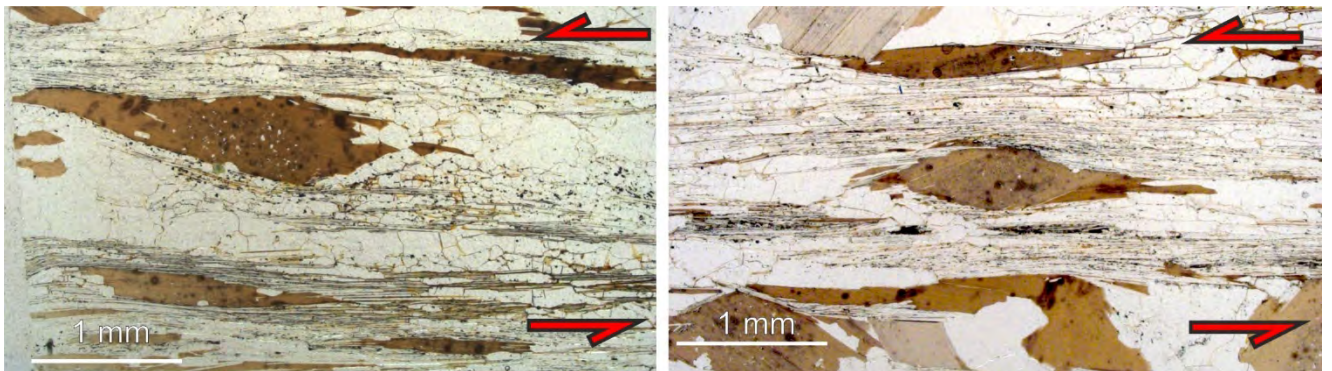


Fig. 3.16. Structures with monoclinic symmetry in staurolite-bearing two-mica quartz schists.

3.4.3. The Keivy Schists

1. *Muscovite quartzites* of the Pestsovaya Tundra Formation (M10124 and M10127 in Fig. 3.11; rock group 12 in Section 3.1). Very weakly developed S-C structures composed of muscovite flakes are identified in these rocks in the lower limb of the Serpovidny Synform. An unambiguous interpretation of these structures is impossible; however, they may display both north-directed and south-directed tectonic movements. In the counterparts of these rocks in the upper limb (M1051, M1052, M1053, M1057, M1058, and M1059 in Fig. 3.11), S-C structures are much better developed (Fig. 3.18A, B). The vast majority of these structures indicate north-directed tectonic movements, and just several indicators display a shear sense implying the direction from the north to the south.

2. *Muscovite-kyanite schists* of the Chervurta and Vykchurta formations (M10125 in Fig. 3.11; rock group 13 in Section 3.1). S-C structures composed of muscovite prevail with minor rotation structures composed of kyanite, cordierite or opaque+ mineral (Fig. 3.18, C–F). These structures indicate north-directed tectonic movements.

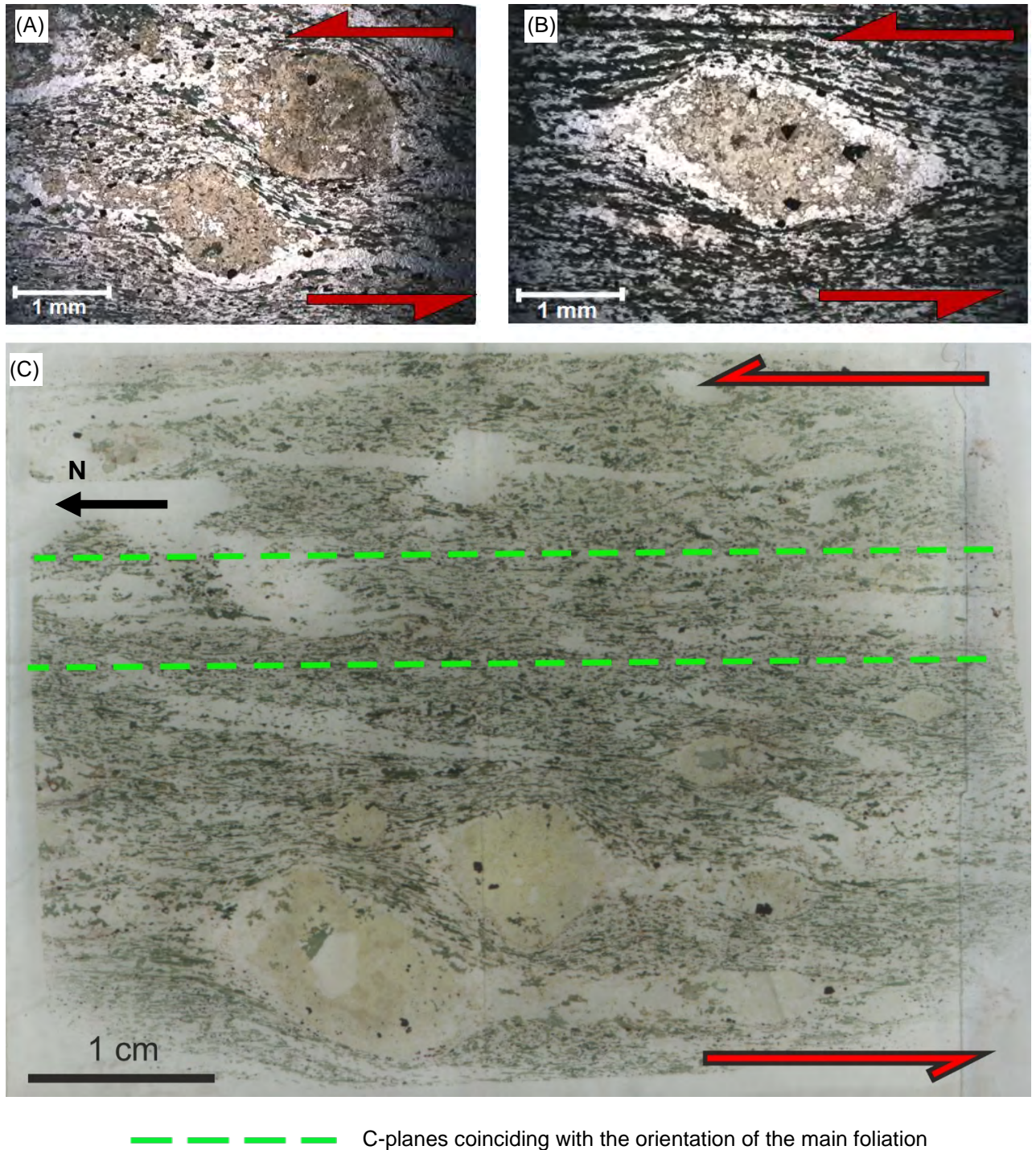


Fig. 3.17. Structures with monoclinic symmetry in epidote-amphibole-plagioclase schists and sheared amphibolites in the Serpovidny Synform core and implied shear sense. (A-B) σ -structures composed of epidote and feldspar. (C) Entire surface of thin section and Implied shear sense.

3.4.4. Discussion

Deformation type. Shear-sense indicators are developed in several of the studied deformed rocks that make up the Serpovidny Synform core and its limbs. Some rocks do not display any geometric pattern that would indicate a considerable component of simple shear; in some rocks, such a simple shear

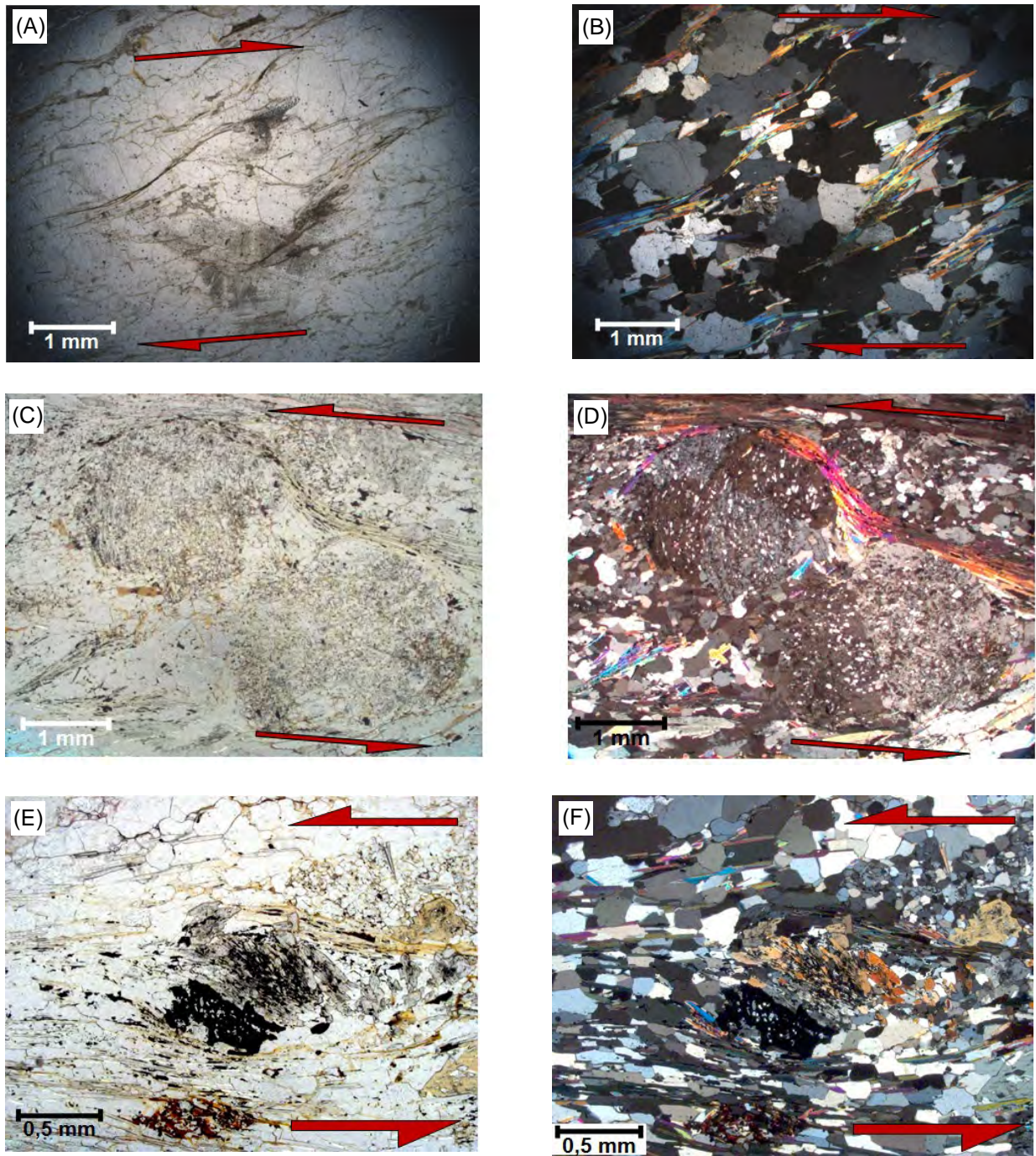


Fig. 3.18. Photomicrographs of structures with monoclinic symmetry in the Keivy Schists of the Pestsovaya Tundra Formation in the limbs of the Serpovydney Synform and implied shear sense (A, C, E, PPL; B, D, XPL).

(A, B) S-C structures composed of muscovite in muscovite quartzites (C, D) Rotation structures composed of cordierite in muscovite-kyanite schists (E, F). S-C structures composed of kyanite and opaque mineral in muscovite-kyanite schists.

component is very weakly pronounced. Consequently, the rocks are thought to have experienced both pure and simple shear deformations, and in some cases, the pure shear component predominates or even the simple shear component is completely absent. At the same time, the presence of both simple and pure shear components indicates the heterogeneous distribution of deformation in both the core and

limbs of the Serpovidny Synform. This heterogeneous distribution is emphasized by different values of the strain magnitude in metabasalts that occur at the both limbs, as shown in Section 3.2. In addition to the presence of low strained metabasalts, the dolomites belonging to the Carbonate-Schists Sequence in the upper limb should be mentioned, which contain undeformed stromatolites. Meanwhile, some sheared rocks occurring in the same generally undeformed sequence exhibit structures with monoclinic symmetry.

It can be concluded that the entire Serpovidny Synform has experienced general shear deformation. In some rocks, microstructures formed at the same metamorphic stage display a conflicting sense of shear, which is typical for shear zones that have experienced general shear (Fossen and Cavalcante, 2017). In studies (Mudruk et al., 2013, 2022) it was noted that the geometric parameter R' of the Serpovidny Mega-Sheath Fold should indicate that this fold resulted from either simple or general shear. Thus, this research specifies that the deformation type should be considered exactly as a general shear.

Shear-sense indicators analysis. Shear-sense indicators are confidently established in the Keivy Schists, and most of them indicate north-directed tectonic transport. In some varieties of these schists shear-sense indicators are lacking.

Shear-sense indicators established in rift-related rocks that make up the Serpovidny Synform core are either well-pronounced or implicit, and the unambiguous interpretation of the latter is difficult. The most reliable indicators are those composed of biotite porphyroblasts; it is important that this variety of indicators suggest north-directed and south-directed tectonic movements in different rocks. Of particular significance is the observation that the relic hornblende grain, which is interpreted as an indicator of early north-directed movements, was overprinted by biotite flakes, which in turn were formed at a later stage and form structures indicating the opposite south-directed movements. This observation suggests that at least two stages of tectonic movements are recorded in the Serpovidny Synform core. This conclusion is consistent with the change in metamorphic conditions from one stage to another, which is recorded by relationships between metamorphic minerals described above (see Section 3.1). It is impossible to unambiguously establish whether these stages are parts of a single progressive deformation phase or whether they are separate phases. However, this issue is briefly considered in the following text.

Collisional deformations have previously been studied in the LKO core and have been attributed to three stages (Daly et al., 2006). The first stage is considered to be the main stage of the frontal collision, when compressional structures resulted from movements, the direction of which was generally consistent with the northeast-southwest-oriented of regional compression. The second stage represented transpression and was characterized by movements generally parallel to the northwestern strike of the compressional structures formed at the main stage. Structures of this stage, which are generally

represented by a system of shear zones, were developed in the orogenic core as well as in the southwestern foreland of the LKO, *e.g.* throughout the Belomorian Province. The third stage occurred locally and resulted in further thrusting of the central part of the Lapland Granulite Belt (orogenic core of the LKO), located in Finland, onto the Belomorian Province (southwestern foreland) from the northeast to the southwest. This later thrusting led the Lapland Granulite Belt to attain an arcuate shape. An alternative point of view is that this belt is a member of the Inari Orocline (Lahtinen and Huhma, 2019). In the Keivy Terrane (northeastern foreland of the LKO), the structures of the first collisional stage are related to the formation of folds of the northeastern vergence which were described in the middle of the last century (Geology of the USSR, 1958). The formation of the Serpovidny Nappe and the Serpovidny Mega-Sheath Fold is attributed to the same stage. The structures of the second, transpressive stage, were only recently identified in the Keivy terrane (Mudruk et al., 2022). Folds related to the transpression are developed in the northwestern part of the Keivy Terrane, affected only the western part of the Serpovidny Synform, and are completely lacking further to the southeast (Mudruk et al., 2022). It should be emphasized that the trends of structures of the first and second collisional stages were formed at a large angle with respect to each other.

Shear-sense indicators attributed to different stages of deformation in the central part of the Serpovidny Synform were formed during tectonic movements along the same NE-trend and therefore cannot be associated with the second, transpressive stage of the Lapland–Kola orogeny. Thus, two alternative explanations are possible. The first explanation assumes that deformations of the two stages that have been identified by shear-sense indicators reflect a single progressive deformation phase that occurred at the main stage of the Lapland-Kola collision. Taking into account the main characteristics of progressive and multiphase deformation and difference between them (Fossen et al., 2019), this explanation seems to be quite possible. The second explanation implies that the deformations of the second stage, identified by shear-sense indicators in the rocks of the Serpovidny Synform, are associated with the third stage of the Lapland-Kola orogeny. This explanation is also quite possible, but it cannot be justified on the basis of structural observations alone. Therefore, the author considers that more preferable is the explanation that the deformations identified by shear-sense indicators are related to the single progressive deformation phase and should have occurred at the main stage of the collision. However, it should be admitted that, on the basis of the data available, neither the first nor the second explanation can be unambiguously justified.

Shear-sense indicators, composed of the same abovementioned minerals, sometimes indicate two directions of movements in a single thin section. Such a conflicting sense of shear can be observed in different outcrops, in different thin sections from the same outcrops, and even within a single thin section. For example, among indicators composed of biotite in rift-related rocks of the Serpovidny Synform core, the indicators suggesting the south-directed direction of tectonic transport are

predominant (909-2 and 608-4 in Fig. 3.11). However, in one outcrop biotite-formed shear-sense indicators imply the opposite, north-directed tectonic movements (608-32 in Fig. 3.11). S-C structures composed of muscovite in the Keivy Schists also indicate both north-directed and south directed tectonic movements, with the former markedly prevailing (Fig. 3.11). The fact of the occurrence of conflicting shear-sense indicators is not an extraordinary situation, as during a single tectonic event, tectonic movements that are coherent to the direction of regional tectonic transport can be accompanied by opposite subsidiary movements (van der Pluijm and Marshak, 2004; Fossen and Cavalcante, 2017).

Kinematic reconstructions. Determination of the sheath shape of the Serpovidny Synform led to the conclusion that it resulted from the regional-scale north-directed thrusting (Mudruk, 2014; Mudruk et al., 2022). This fold is considered to be an isoclinal synform with a pinched core and a strongly thinned lower limb and is interpreted as an synformal (plunging) anticline. Furthermore, the Serpovidny Synform is considered to have been formed on the sole and, probably, frontal part of the Serpovidny Nappe composed of rift-related rocks, when they were pushed away from the Paleoproterozoic Imandra-Varzuga Structure to the north. The idea that this nappe is composed of rift-related rocks of the Imandra-Varzuga Structure has been transported from this structure to the north was firstly proposed in (Negruța and Negruța, 2007). It is also assumed that the rocks of the Serpovidny Synform were affected by later deformations, which are related to the southward thrusting of the Murmansk Province onto the Keivy Terrane (Mints et al., 2010b). As a result of this south-directed thrusting, the limbs and axial surface of the Serpovidny Mega-Sheath Fold exposed now on the surface got a steeper dip than at depths of *ca.* 2 km (Mudruk et al., 2022) (Fig. 2.5).

The north-directed tectonic movements are reliably established in the Keivy Schists that compose the both limbs of the Serpovidny Synform (Fig. 3.11). Besides that, shear-sense indicators in deformed metabasalts in the strongly thinned lower limb of the Serpovidny Synform core suggest tectonic movements only to the north. In the same limb of this core, north-directed tectonic movements are reconstructed from structures composed of relic hornblende of the earliest metamorphic stage in magnetite- and chlorite-bearing biotite-amphibole quartz schists.

Besides described above, in rocks composing the Serpovidny Synform core, tectonic movements recorded by biotite are also identified, which are interpreted as later and are considered to be related to the thrusting of the Murmansk province to the south onto the Keivy Terrane. (Fig. 3.11). However, tectonic movements revealed in different rocks are considered to have occurred both to the north (M10120 in Fig. 3.11) and to the south (909-2 and 608-4 in Fig. 3.11). It is also necessary to remind of the probable latest movements recorded by chlorite were directed both to the north and to the south (Fig. 3.11). The relationships between established shear-sense indicators belonging to all stages of tectonic movements and large-scale tectonic events occurring in the Kola Peninsula will be discussed in Chapter 6.

It should be noted that the microstructures established in the Serpovidny Synform core do not allow to perform unambiguous kinematic reconstructions. First of all, it is due to significantly heterogeneous deformations, implying that those related to simple shear were not predominant. Second, the deformational and metamorphic history in the studied area is complex and consists of several large-scale tectonic events (Mudruk et al., 2022). Also, the reliability of the kinematic reconstructions based on shear-sense indicators is limited by a relatively small number of observations. Unfortunately, outcrops are extremely rare in the study area, which did not allow increasing the number of both field observations and samples for further study in the laboratory. That is why the study of shear-sense indicators over the entire Serpovidny Synform core has proved to be limited.

At the same time, shear-sense indicators observed in the Keivy Schists underlying the rift-related rocks of the Serpovidny Synform core, as well as in the strongly thinned metabasalts that occur on its lower limb and practically lie directly on the Keivy Schists (the thickness of the thinned Carbonate-Schist Sequence separating the metabasalts from the schists is only *ca.* 20 m), indicate a northward direction of tectonic movements. These data are consistent with the conclusion that the entire Serpovidny Synform resulted from large-scale north-directed thrust movements (Mudruk et al., 2013, 2022).

Chapter 4. Kinematic reconstructions of the central and eastern parts of the Keivy Schist Belt

4.1. Shuururta–Yagelyurta area

The Shuururta–Yagelurta study area is located in the central part of the Keivy Schist Belt. The studied rocks of this area include the Keivy Schists of the Chervurta Formation, and a few samples of felsic metavolcanics of the Lebyazhka Unit. The author conducted mainly a shear-sense analysis based on studying shear-sense indicators that were observed both in outcrops and in oriented thin sections cut parallel to the XZ plane of the strain ellipsoid. A new type of indicators was discovered in addition to those described in scientific literature. These new indicators were named "spiral pods", and their examination was carried out in detail.

4.1.1. Brief petrography

Two varieties of the Lebyazhka felsic metavolcanics were distinguished: (1) microcline- and muscovite-bearing biotite gneisses, which have massive structure and porphyroblastic texture (Fig. 4.1A), and (2) biotite gneisses, which are foliated and have gneissic and lepido-porphyroblastic textures (Fig. 4B). Both varieties have similar mineral compositions: quartz (35-50%), plagioclase (25-40%), biotite (10-30%), microcline (1-5%), and muscovite (1-5%) Accessory minerals are represented by opaque minerals, epidote, clinozoisite, allanite (Fig. 4.1, C), titanite (Fig. 4.1, D), and garnet. These rocks contain phenocrysts of quartz, microcline, and plagioclase, which are interpreted to be relics of the original igneous porphyritic texture (Belolipetsky et al., 1980; Balagansky et al., 2021). In the second variety of rocks, these phenocrysts are deformed and lens-shaped. Thus, the studied rocks represent both undeformed varieties of the Lebyazhka acid metavolcanics, which compose almost the entire Lebyazhka Unit (Belolipetsky et al., 1980), and deformed ones, the majority of which are observed at the boundary between the Lebyazhka Unit and the Keivy Schists that overlay them.

The studied Keivy Schists of the Chervurta Formation are mainly represented by staurolite-bearing muscovite-kyanite schists (Fig. 4.1, E-H). These rocks are foliated and have a nematoblastic texture. They consist of quartz (45-50%), kyanite (40-45%), muscovite (5-10%), and staurolite (0-5%). Accessory minerals are represented by opaque minerals and biotite. In some thin sections, two generations of kyanite are recognized: the older forms elongated crystals that are oriented in the direction of the dip of the foliation, and the younger is represented by aggregates of radiating crystals apparently overprinting the older kyanite.

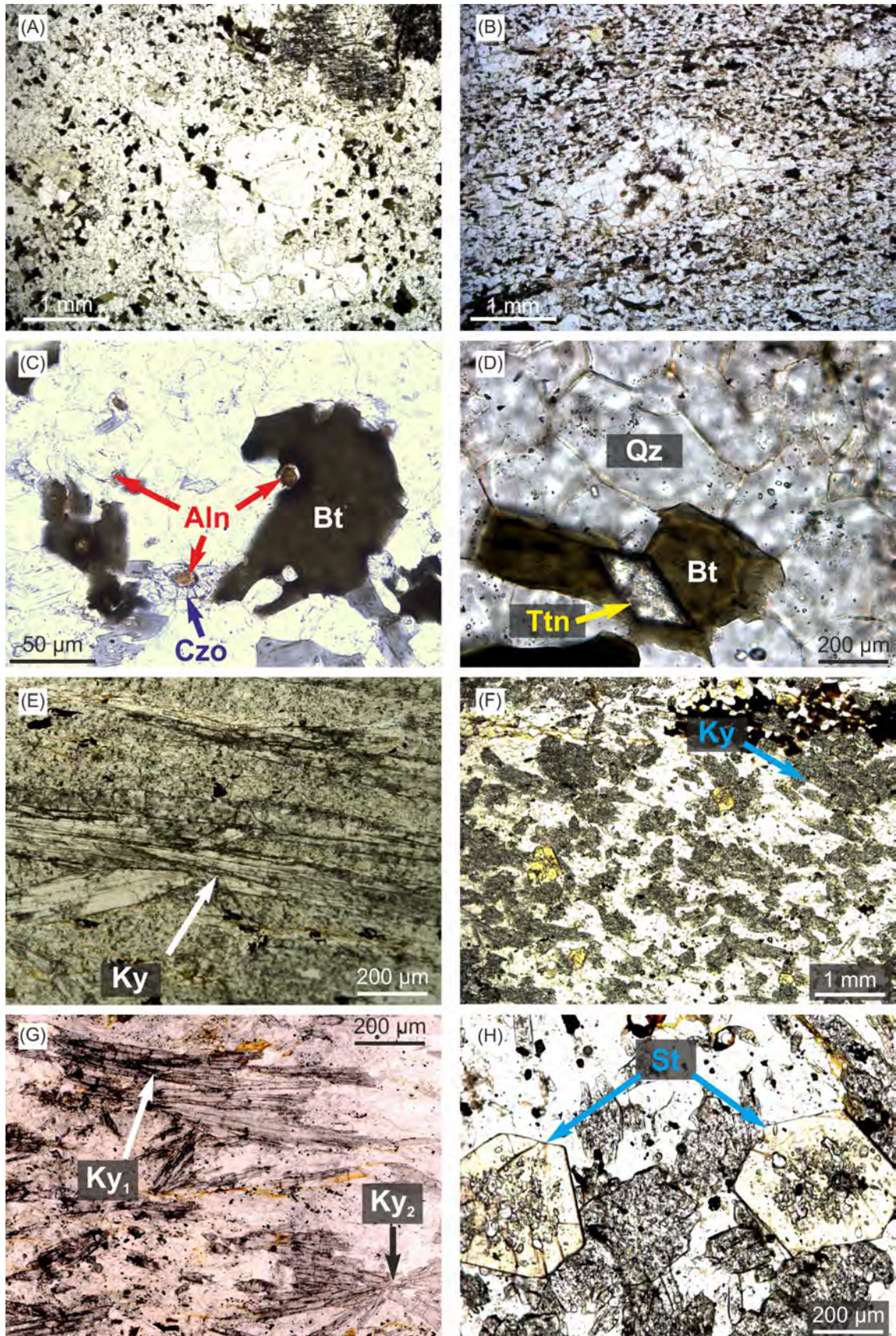


Fig 4.1. Photomicrographs of rocks in the Shuururta-Yagelurta study area (PPL images). **Lebyazhka metavolcanics.** (A) Massive and (B) foliated varieties. (C) Allanite with a clinozoisite rim. (D) Euhedral titanite. **Keivy Schists.** (E-F) Kyanite morphologies. (G) Different generations of kyanite. (H) Staurolite morphologies.

4.1.2. Deformation structures and shear-sense analysis

The rocks of the Shuururta-Yagelurta area display well-developed mineral lineations formed by kyanite and rarer staurolite. These generally NS-trending lineations gently plunge predominantly southward and has an average orientation of $169^{\circ}/24^{\circ}$ (Fig. 4.2). A similar orientation of mineral lineations, but with a steeper plunge angle, was established by I.D. Batiyeva (Bel'kov, 1963) based on observations made throughout the entire Keivy Schists Belt (Fig. 4.3). Mineral lineations that plunge predominantly northward were identified in some parts of this belt as well (Fig. 4.3).

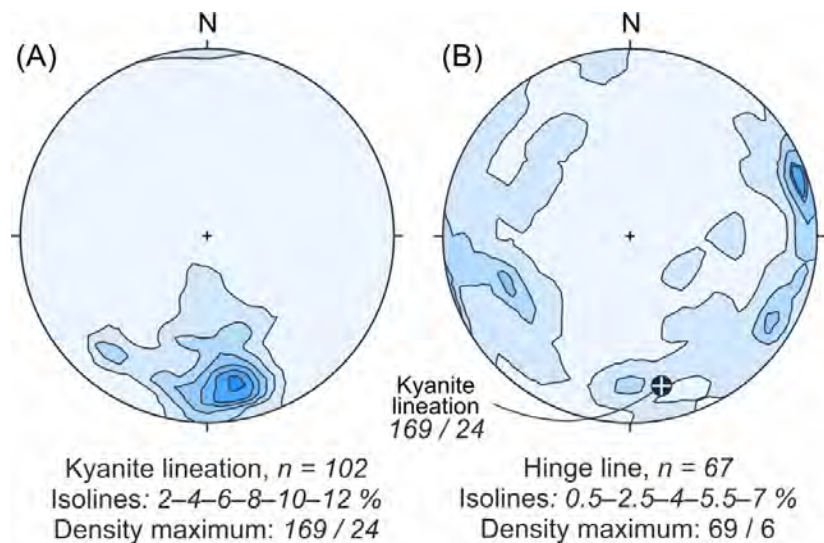


Fig. 4.2. Plotted lineations (A) and hinge lines (B) in the Shuururta-Yagelurta study area, equal area projection on the lower hemisphere.

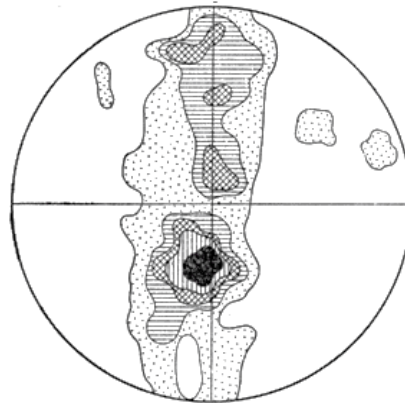


Fig. 4.3. Plotted muscovite and kyanite lineations in the Keivy schists, data of I.D. Batiyeva (Bel'kov, 1963), isolines 1-3-5-7-9%, $n = 91$ (equal angle projection on the lower hemisphere).

In the studied Keivy Schists, asymmetric shear-related folds are widely developed, most of which verge northwards. These folds have initially curvilinear hinges, similar to those in sheath folds, but with significantly lower apical angle values and the magnitude of strain (Figs. 4.4 and 4.5) (Cobbold and

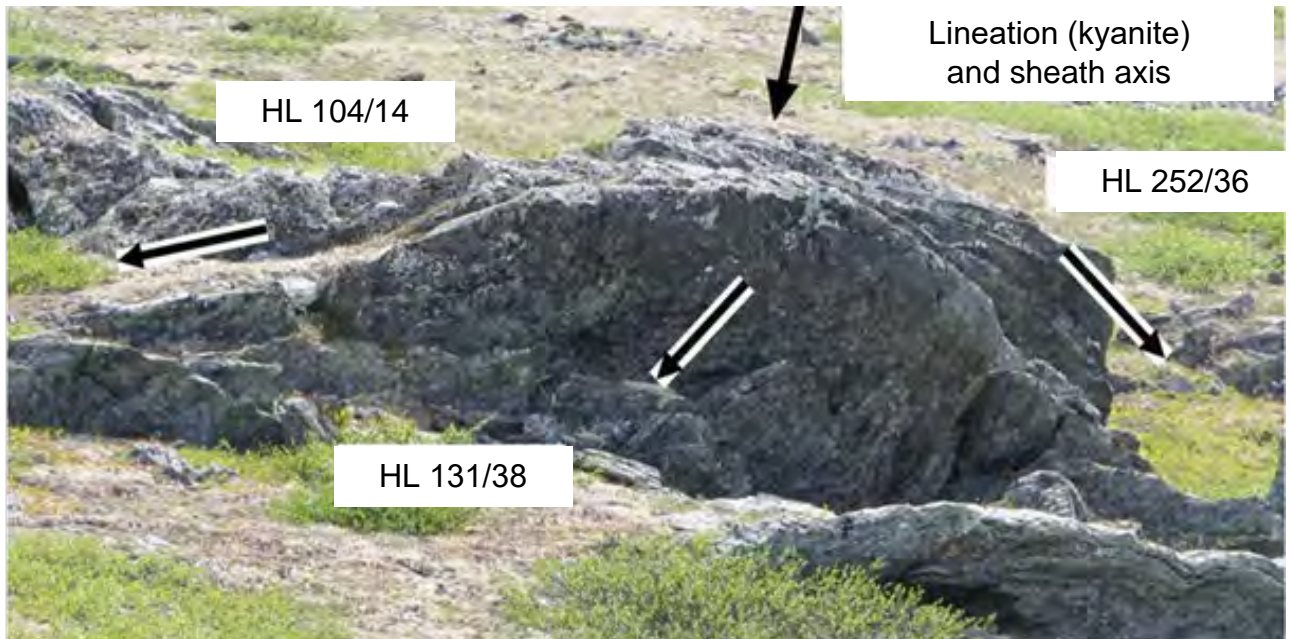


Fig. 4.4. Folds with curvilinear hinge lines in the Keivy Schists (Balagansky et al., 2012); HL, hinge line.



Fig. 4.5. Shear-related north-verging folds with curvilinear hinge lines.

Quinquis, 1980; van der Pluijm and Marshak, 2004). The hinge lines of these folds are perpendicular to the mineral lineations, and their average orientation is $69^{\circ}/9^{\circ}$ determined as the maximum density (Fig. 4.2). Such a relationship between the orientation of hinge lines and mineral lineation is typical for the initial stages of the formation of sheath folds, when the hinge lines begin to curve but not become completely reoriented along the shear direction marked by the stretching lineation represented by the mineral lineation in the studied rocks (Fig. 4.6). The morphology of these folds, as well as their relationship with the orientation of the mineral lineations, lead to a conclusion that these folds were formed during north-directed thrusting.

In addition to shear-related folds, numerous structures with monoclinic symmetry were established in the Keivy Schists as well. This monoclinic symmetry is defined mainly by the specific orientation of kyanite crystals previously described by I.D. Batieva (Bel'kov, 1963). The high abundance of these structures in rocks of the study area indicates significant simple shear deformation, with the magnitude of strain being higher in the schists than in the underlying Lebyazhka metavolcanics (Fig. 4.1, A, B). In outcrops and thin sections there are observed mainly S-C structures. C-planes of these structures are traced by kyanite crystals, which lay in the plane of compositional banding, and these bands in turn are sheared so that the boundaries between them should be tectonized (Figs. 4.7-4.9). The kyanite crystals forming S-planes are oriented at an acute angle to them. Micro-scale S-C structures of the same appearance were also observed (Fig. 4.10). Similarly to asymmetric shear-related folds, the vast majority of S-C structures indicate north-directed tectonic movements. In addition, a shear-sense indicator of a fundamentally new type, named a spiral pod, was established (Gorbunov and Balagansky, 2022), a detailed description of which is given in Chapter 5.

Thus, in the Shuururta-Yagelura area, the Keivy Schists experienced significant simple shear deformation, which resulted in the development of foliations and gently plunging lineations, as well as in folding of rocks into asymmetric shear-related folds with initially curvilinear hinges and different values of their apical angles; microstructures with monoclinic symmetry were widely developed as well. All these structures are consistent with each other and the overwhelming majority indicates thrusting to the north and northeast (Fig. 4.11). The relationship of these movements with regional tectonic events will be discussed in Chapter 6.

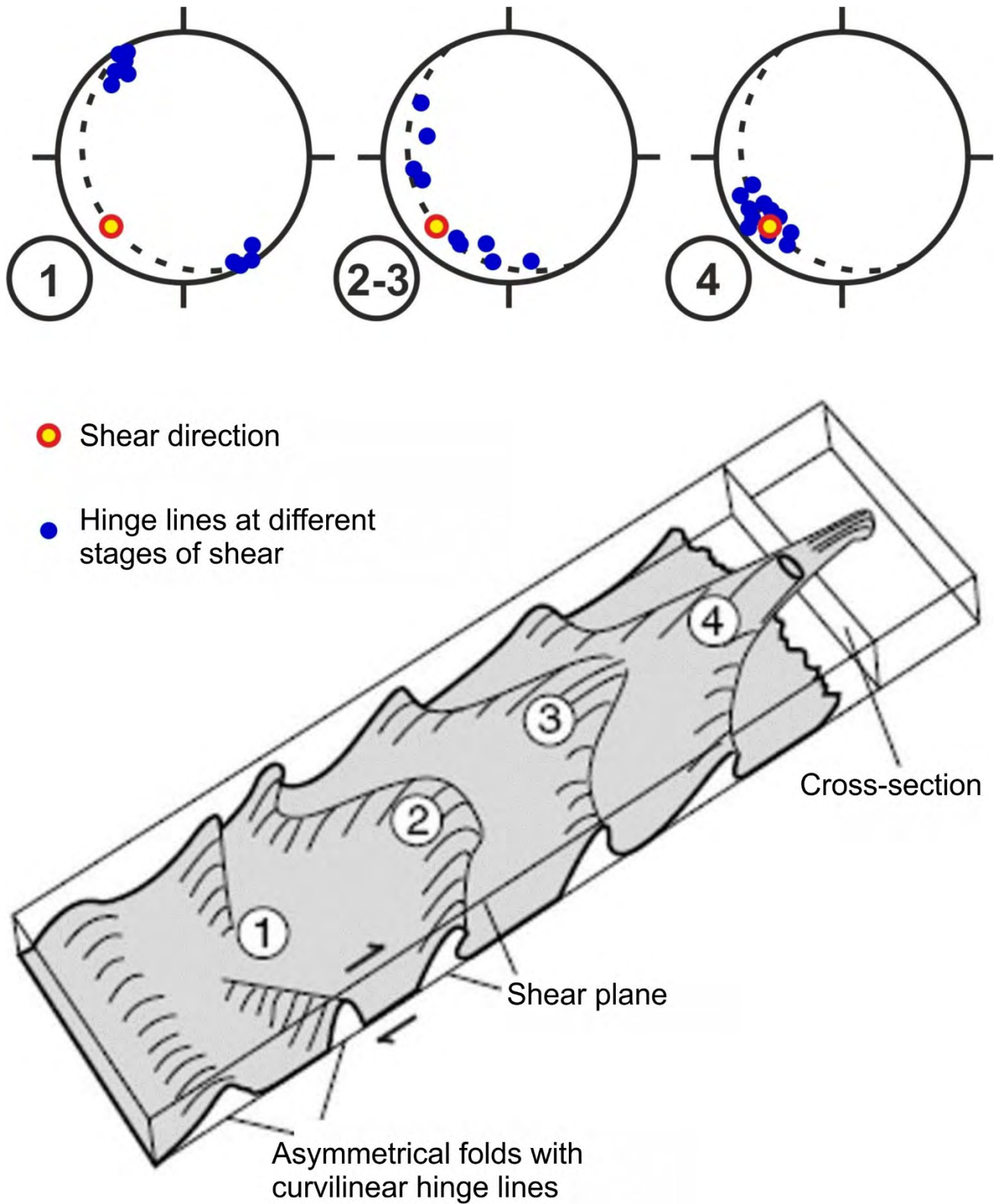


Fig. 4.6. Orientation of linear fabrics formed at different stages of sheath fold development (van der Pluijm and Marshak, 2004).

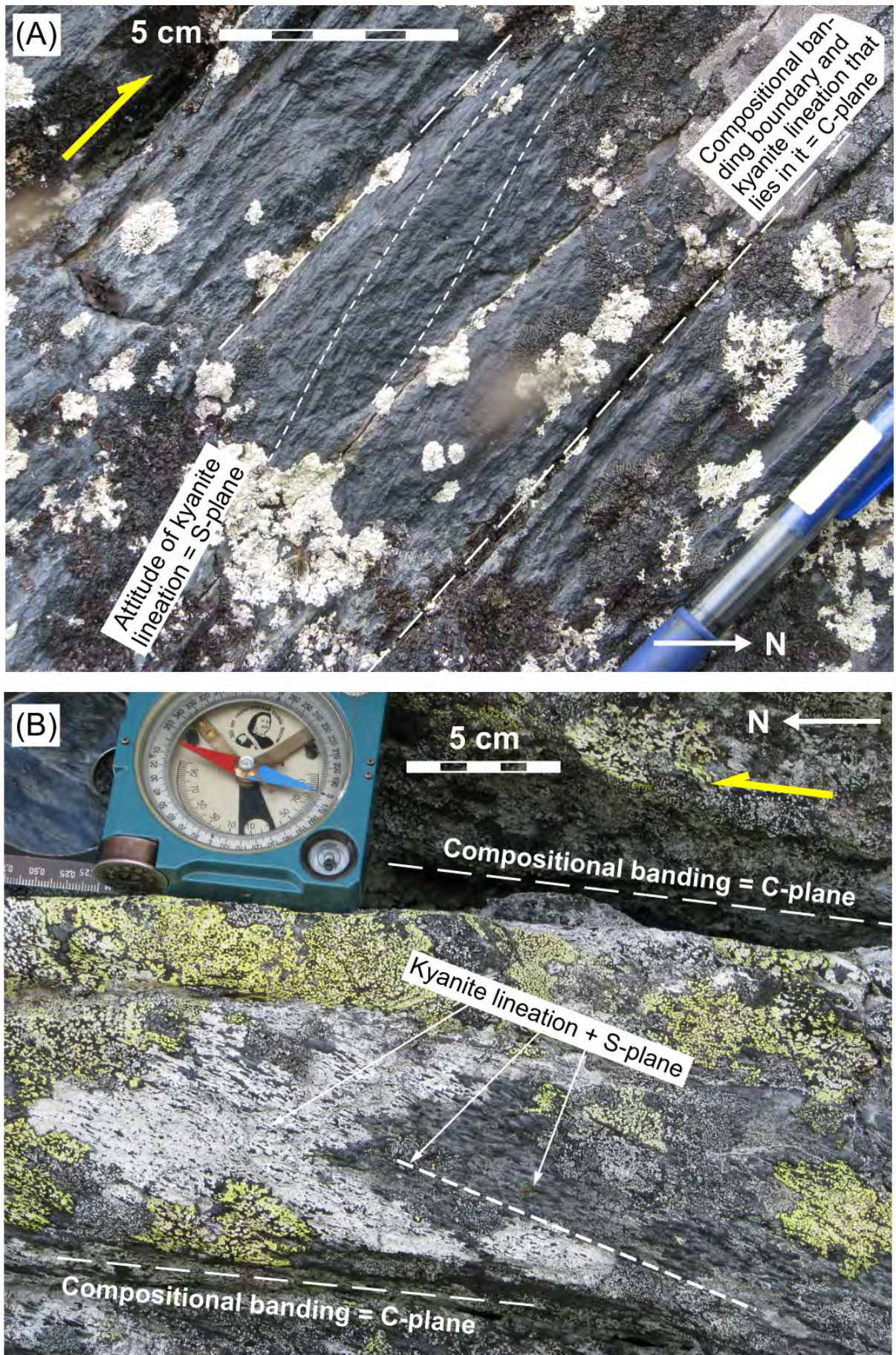


Fig. 4.7. (A, B) S-C-structures in kyanite schists in the Shuururta-Yagelurta study area.

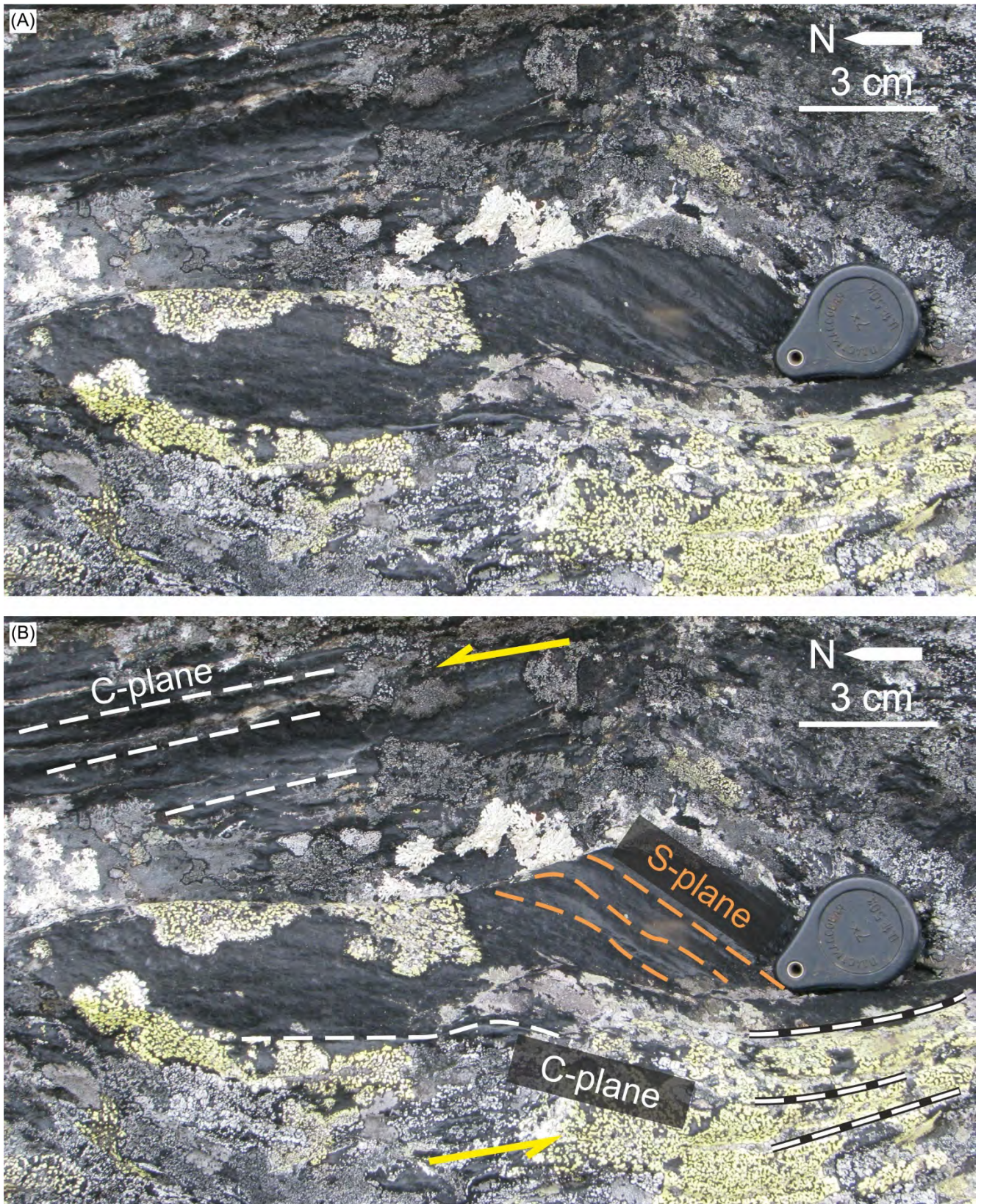


Fig. 4.8. S-C-structures in kyanite schists in the Shuururta-Yagelurta study area (A) and implied sense of shear.



Fig. 4.9. S-C-structures in kyanite schists in the Shuururta-Yagelurta study area (A) and implied sense of shear (B).

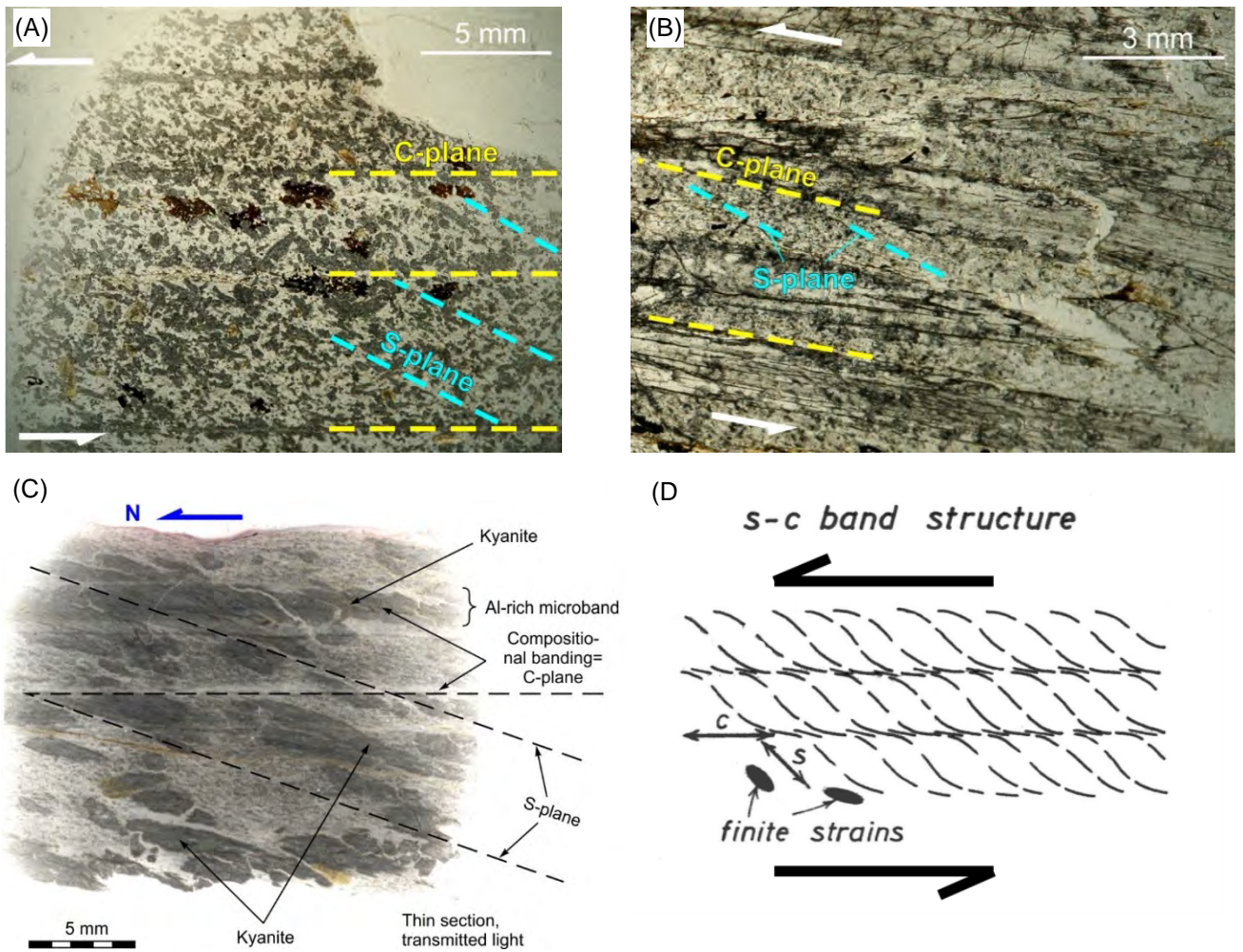


Fig. 4.10. (A, B, C) Photomicrographs of shear-sense indicators in the Keivy Schists and (D) implied sense of shear (Ramsay and Huber, 1987).

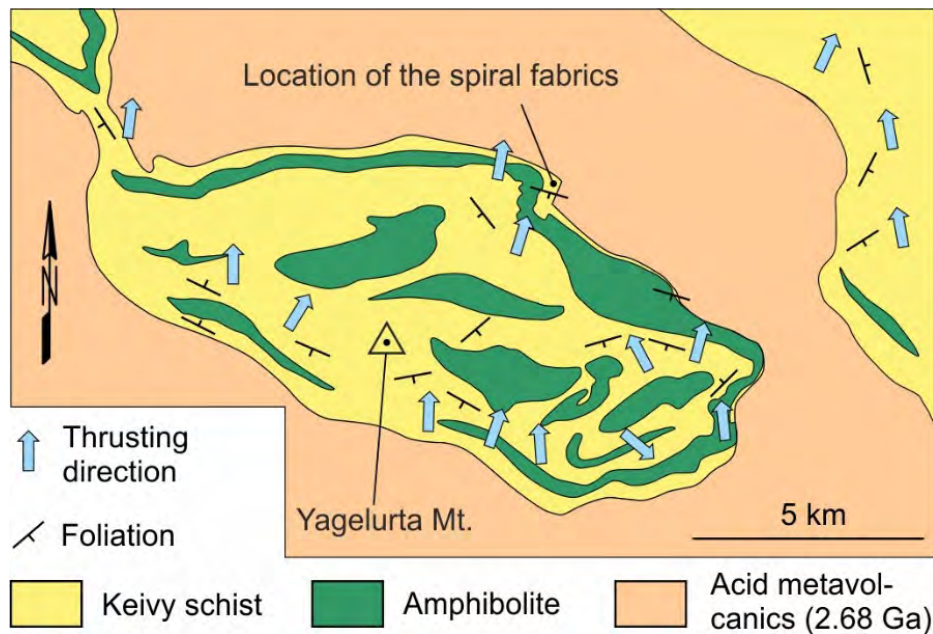


Fig. 4.11. Schematic geological map of the western and central parts of the Shuururta-Yagelurta study area (after (Gaskelberg et al., 1978), simplified) and reconstructed directions of thrust movements. Names of stratigraphic units are given after (Belolipetsky et al., 1980).

4.2. Manuyk area

In the Manuyk area, the studied Keivy Schists belong to the Chervurta Formation (Belolipetsky et al., 1980) (Fig. 4.12A) and show poorly pronounced gentle lineations whose average orientation is $43^{\circ}/7^{\circ}$ (Fig. 4.12B). The schists are folded into tight to isoclinal folds with mostly gentle axial surfaces. It should be noted that the inter-limb angle of these folds increases from the fold core towards their hinges and the folds gradually become open (Fig. 4.13). The hinge lines of these both isoclinal and open folds plunge gently to the northwest and southeast (the average orientation of the hinge lines is $305^{\circ}/21^{\circ}$). The angle between average attitudes of hinge lines and lineations is 85° , but it is $60\text{--}70^{\circ}$ in some outcrops. This indicates that the development of folds with curvilinear hinge lines occurred in the Manuyk area, similar to those observed in the Shuururta-Yagelurta area, implying that hinge lines experienced only insignificant rotating into parallelism to the direction of the shear (marked by the lineations). The curvilinearity of the hinge lines is also clearly visible in the outcrops. In contrast to the Shuururta-Yagelurta area, no reliable kinematic indicators were found in the studied rocks of the Manuyk area. Lineations mark the southwest-northeastern trend of tectonic movements; however, additional studies are required to make justified conclusions about the exact direction of tectonic transport.

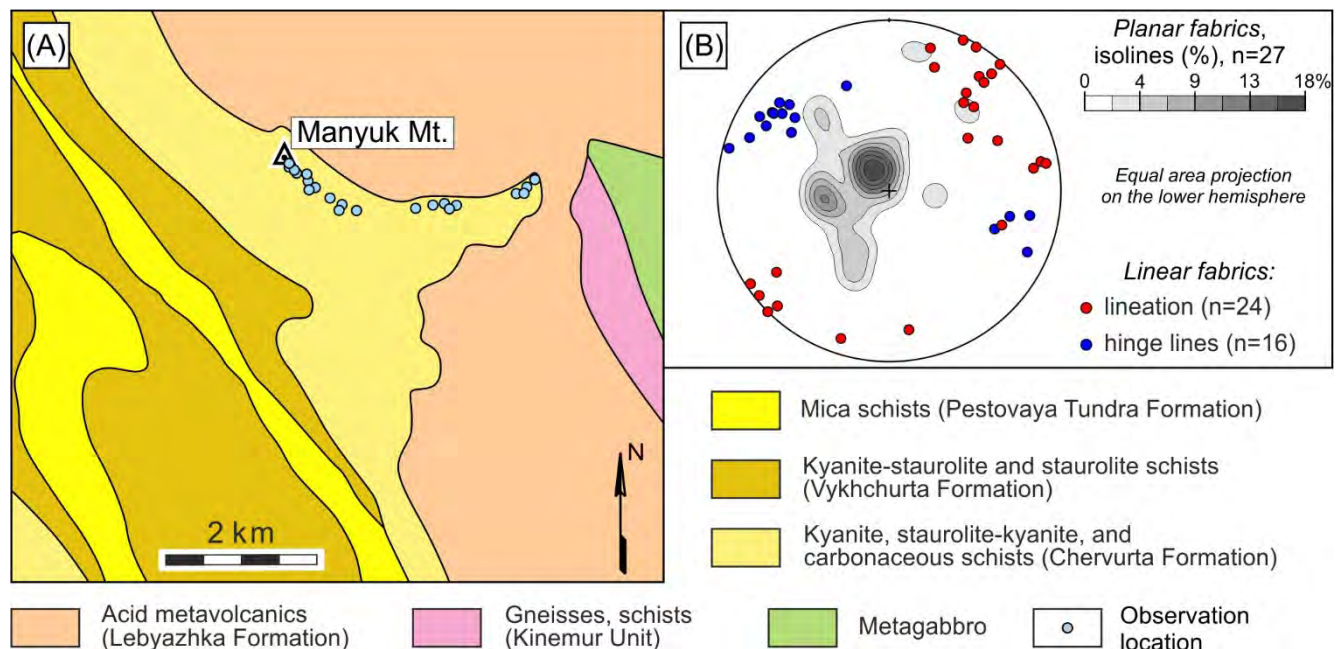


Fig. 4.12. (A) Schematic geological map of the Manuyk study area (after (Gaskelberg et al., 1978), simplified) and (B) stereographic projection plot for orientation data. Names of stratigraphic units are given after (Belolipetsky et al., 1980).



Fig. 4.13. Isoclinal and open folds with subhorizontal axial surfaces in schists of the Manyuk study area; the plane of the outcrops generally corresponds to the XZ plane of finite strain ellipsoid.

Chapter 5. Spiral pods in the Keivy Schists

5.1. Spiral geometry in deformed rocks: models of development

Spiral geometry is a rare pattern that can be observed in rocks. The most remarkable examples of this geometry are spiral-shaped inclusion trails in porphyroblasts of metamorphic minerals such as garnet and staurolite (Passchier and Trouw, 2005). Spiral-shaped inclusion trails, described at the beginning of the 20th century (e.g., Schmidt, 1918), remained the only example of such structures for many decades. The development of spiral fabrics is generally related to progressive deformation, which can occur in various environments and conditions (Johnson, 1999). However, a detailed study of spiral inclusion trails in deformed metamorphic rocks caused a discussion about the mechanism of their formation. Initially, the model was generally accepted that the spiral inclusion trails formed during the growth of porphyroblasts in a simple shear regime (e.g., Rosenfeld, 1970; Schoneveld, 1977, 1979). This model implies that during such deformation a porphyroblast grows and simultaneously rotates relative to an external reference frame, sealing the orientation of a pre-existing foliation. This orientation is reflected by aligned inclusion trails, with the latter forming spiral geometry due to the simultaneous growth and rotation of the porphyroblast. This mechanism was later questioned by T. Bell and his colleagues (Bell, 1985; Bell and Johnson, 1989, 1990). These researchers proposed an alternative model, according to which porphyroblasts, in most cases, do not rotate relative to an external reference frame, so that the spiral geometry reflects only individual successive stages of progressive deformation. In effect, this model describes strain partitioning in a soft matrix around a competent porphyroblast. Such a porphyroblast remains fixed, and its overgrowth occurs at subsequent stages of deformation, which are considered to be progressive. However, during each such stage, the tectonic regime can fundamentally change (for example, a regime of compression can replace a regime of extension, and vice versa), and as a result, a new foliation begins to develop perpendicularly to the orientation of the previous foliation. Thus, there may be several changes in orientations of foliations throughout the entire growth of the porphyroblast, and the final texture of inclusion trails in the porphyroblast acquires a spiral shape. This model does not completely rule out the rotation of porphyroblasts, but it considers this to be extremely unlikely.

The assumption that there is no ubiquitous rotation of porphyroblasts during simple shear deformation initiated a discussion (Passchier et al., 1992; Bell et al., 1992). During this discussion, arguments were presented both in favor (Passchier et al., 1992; Kraus and Williams, 2001; Bons et al., 2009; Lister and Forster, 2009; Robyr et al., 2009; Sanislav, 2010; Griera et al., 2013) and against (Fay et al., 2008, 2009; Johnson, 2009; Bell, Fay, 2016; Aerden et al., 2020) the rotation mechanism. The

consensus on the issue of porphyroblast rotation is still not resolved, but it is considered that the porphyroblasts rotation do occur at least in specific cases.

Spiral folds in slumps provide another example of spiral geometry structures (Alsop and Marco, 2013). The mechanism of formation of these folds that develop during the movement of slump, which generally consists of soft sediments, is similar to that of folds in crystalline rocks subjected to simple shear under conditions of metamorphism. In both types of rocks, folds with curvilinear hinge lines and common sheath folds, i.e. with apical angles of less than 90° , can develop (Stratchan and Alsop, 2006; Alsop and Marco, 2013). Such folds have been described in outcrops of deformed rocks (Fossen and Rykkelid, 1990) and confirmed both experimentally (Cobbold and Quinquis, 1980) and by numerical modeling (e.g., Davis et al., 2012). The formation of folds of this type is related to the slip of rock layers parallel to each other in a simple shear regime in the direction of shearing. Such a displacement of layers relative to each other in the presence of any impurities on their surface leads to the formation of small asymmetric folds (Reber et al., 2013a, 2013b). The axial surfaces of these folds are subparallel to the layers, and their hinge lines are oriented perpendicular to the shear direction. With an increase in the magnitude of strain, the hinge lines begin to rotate in the shear plane, trying to acquire their orientation parallel to the shear direction. As a result of this process, folds with curvilinear hinge lines develop, which then can evolve into sheath folds. An example of the initial stages of the formation of sheath folds was previously discussed in Section 5.1.2 (see stages 2–3 in Fig. 4.6).

In addition to the development of sheath folds due to rotation of hinge lines into parallelism to the shear direction, Alsop and Marco (2013) also describe the development of spiral folds. The mechanism of development of such folds is related to the rolling of hinge lines. This rolling occurs around an axis that lays in the shear plane and perpendicular to the shear direction and is combined with axial plane curving a process when the axial plane is wrapped into a spiral; fold limbs are also wrapped and spiral folds eventually develop (see Fig. 12A in (Alsop and Marco, 2013)).

Similar spiral microfolds were discovered by V.V. Balagansky in the Keivy Schists in the Shuururta–Yagelurta area in an outcrop that is located approximately 4 km northeast of the Yagelurta Mt. (Fig. 4.11A). The author has examined these spiral structures in detail, provided a model of their formation, and classified them as a new type of shear-sense indicator that is complementary to small shear-related folds with curvilinear hinge lines (Gorbunov et al., 2016; Gorbunov and Balagansky, 2022).

5.2. Geological description of rocks in outcrop

Spiral fabrics have been discovered in an outcrop in the central part of the Shuururta-Yagelurta study area. A sub-vertical wall of the outcrop strikes to the northeast. Rocks exposed in this outcrop are

represented by staurolite-bearing kyanite-mica schists that belong to the Chervurta Formation (Fig. 5.1A–D). As in many Keivy Schists with a similar mineral composition, kyanite crystals and the majority of quartz grains contain many microparticles of carbonaceous matter. These rocks exhibit microlayering that is represented by alternate quartz-depleted and quartz-enriched layers whose thickness varies from a few millimeters (Fig. 5.1D) to a few centimeters. These layers are deformed into asymmetrical open north-verging folds that suggest north-directed tectonic movements (Fig. 5.1A, B). The multi-layered schists experienced partitioned strain due to the compositional changes from one layer to the next, as described in (Cawood and Bond, 2018). The multilayer's heterogeneous deformation is expressed in the fact that quartz-depleted layers are more foliated and sheared than quartz-enriched ones. The shearing of these multi-layered rocks with compositionally different layers resulted in the formation of a structural pattern similar to that in C-S-mylonites with feldspar porphyroclasts which rotated in a quartz-mica matrix (*cf.* Fig. 5.1C and Fig. 26.49 in Ramsay and Huber 1987). Structures with spiral geometry in the schists that compose the studied outcrop are considered to play the same role of a rotating rigid inclusion as porphyroclasts in mylonites, as will be shown later in the text. It should be noted that the S-planes separating the spiral structures from each other are sub-parallel to the axial surfaces of asymmetrical open north-verging folds.

Here, all the schists display a well-pronounced gentle lineations formed by kyanite and subordinate staurolite crystals. These lineations primarily plunge to the southwest (average orientation $213^{\circ}/40^{\circ}$ as the maximum density (Fig. 5.1E)). The majority of hinge lines of small asymmetric shear-related folds plunge southwestward at gentle and intermediate angles (average orientation $244^{\circ}/18^{\circ}$), forming an angle with an average lineation orientation of about 35° . At the same time, some hinge lines are oriented sub-horizontally and plunge towards the northwest and southeast (Fig. 5.1F).

Spiral fabrics are formed by a group of very thin multilayers that are wrapped into sets of centimeter-scale spirals (Fig. 5.1D). The spirals are located between the C-planes, and in some cases, they are separated by S-planes which coincide with the long limbs of small shear-related folds (Fig. 5.1C). The rotation direction of the spiral fabrics, their sigmoid shape, the north- and northeastward-directed vergence of small shear-related folds, as well as the presence of S–C structures that are visible in the outcrop scale, suggest that they all were formed in a simple shear regime during north-directed and northeast-directed tectonic movements. This conclusion is consistent with that the direction of movements determined by shear-sense indicators in the Shuururta-Yagelurta and Serpovidny study areas is the same (see Sections 3.4 and 4.1.2).

To study spiral fabrics in detail, two oriented samples were cut from the sub-vertical wall of the outcrop. At the sampling points, the lineations are subparallel or make a small angle to the outcrop wall, while the foliations are almost perpendicular to the wall. The obtained samples are parallelepiped-shaped with dimensions of $14 \times 9 \times 10$ cm and $10 \times 11 \times 11$ cm; further in the text, these two samples are

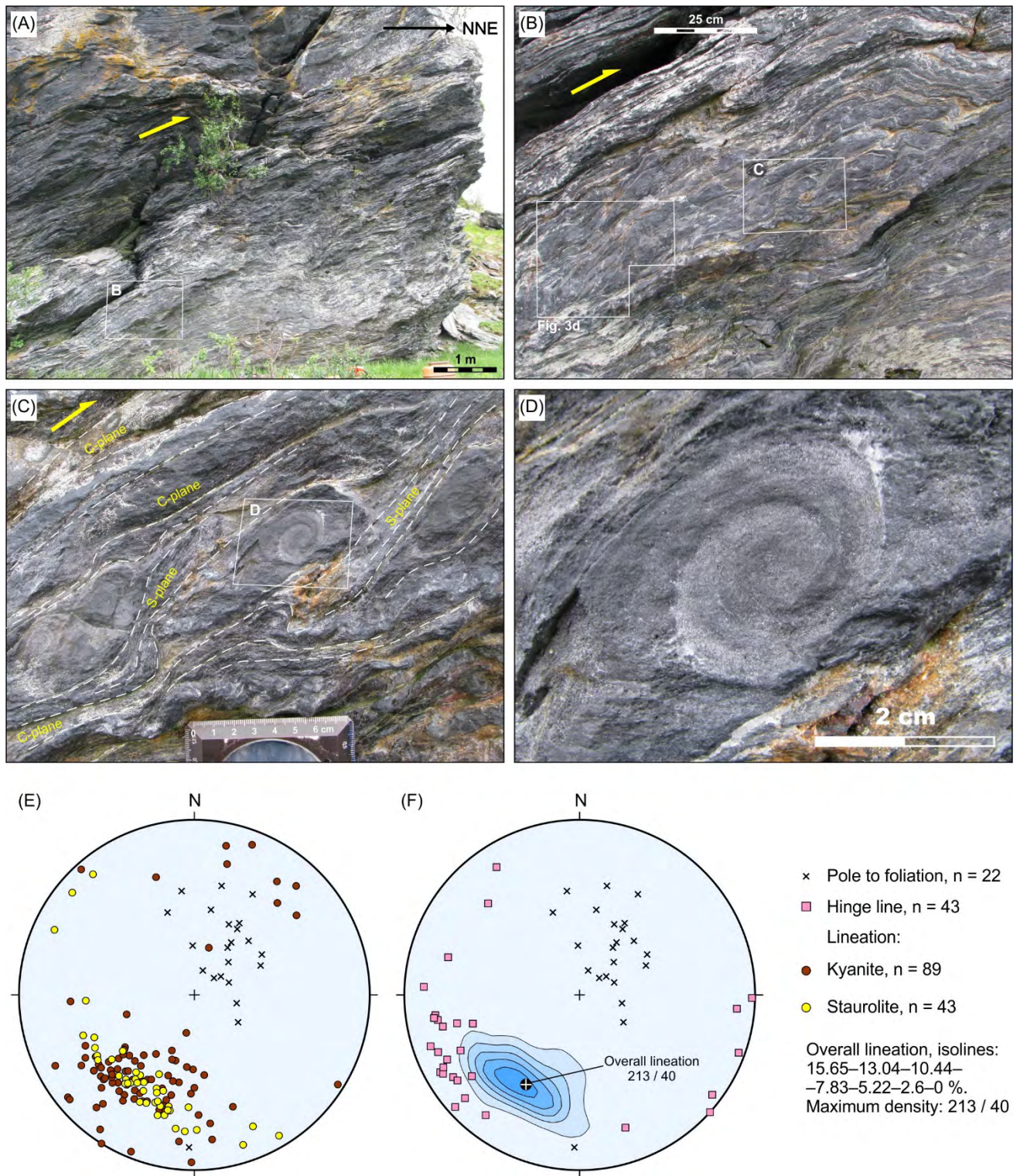


Fig. 5.1. (A–D) Photographs of staurolite-bearing kyanite-mica schists which contain structures with spiral fabrics and (E–F) structural data from these schists. Hereafter, the average orientation of linear fabrics is calculated as the eigenvector if not otherwise stated. In the case of a limited amount of data, the orientation of eigenvectors depends on the orientation of each linear fabric and provides thus a more accurate average orientation. In the same case, the orientation of the density maximum may be defined by just several orientation data, does not depend on other orientations, and may considerably differ from the true average orientation.

labeled A and B, respectively. The two opposite planes of each of the samples on which spiral structures

are observed are actually cross-sections that are (sub)perpendicular to the long axes of these spiral fabrics. Therefore, spiral fabrics represent cross-sections of linear-shape structures that are similar to cigars, spindles, or pods and are named spiral pods.

To examine the 3D shape of spiral pods, samples A and B were cut into eight and twelve plates (slices), respectively (Fig. 5.2A). The cuts were made perpendicular to the long axes of the spiral pods and parallel to the sample sides, which, in turn, are sub-parallel to the outcrop wall. The orientation of the resulting plate surfaces (that is, cut planes) is close to the XZ plane of the strain ellipsoid. In sample A, plate surfaces are oriented at approximately 20° to 40° relative to the plane perpendicular to foliation and at angles of 15° to 55° relative to lineation (Fig. 5.2C). In sample B, the cut planes are perpendicular to the foliations and make an angle with the lineations, which vary from 0° to approximately 40° (Fig. 5.2C). All the plate surfaces were polished and then scanned⁵. Structural lines and, if possible, boundaries between layers that were able to be confidently identified have been traced and sketched on all the plates (see Fig. S1 and S2 in (Gorbunov and Balagansky, 2022)). Thin sections were prepared the plates cut out of both samples.

5.3. Rocks forming spiral pods: petrography and deformation structures

The rocks observed in the samples can be divided into three subgroups. *Subgroup-I* includes light-colored yellowish mica layers with sharp boundaries, well pronounced both on images of slightly polished plate sides (Fig. 5.3A, B) and in thin sections (Fig. 5.4A). The schists of this subgroup are fine-grained and are generally composed of almost equal amounts of quartz grains (40–60%), muscovite flakes (40–60%), and rare staurolite and kyanite porphyroblasts (Fig. 5.4A). In some layers, most quartz grains are impregnated by abundant microinclusions of carbonaceous matter (*subgroup-Ia*), whereas they are almost free of carbonaceous matter in others (*subgroup-Ib*). It is important to note that muscovite flakes do not form a preferred orientation.

Subgroups II and III consist of mica and kyanite varieties of schists, respectively. On plate surfaces, these rocks are light gray or dark gray, their boundaries are indistinct, and these subgroups can be distinguished from each other only in thin sections (Fig. 5.3C–F). The rocks of *subgroup-II* are coarser-grained than the rocks of subgroup-I; the quartz content is high and reaches 50–70%. Quartz grains are usually elongated, and some of those have thin quartz rims free of carbonaceous matter; that is, this quartz rim generation is a later one of unambiguous metamorphic origin (Fig. 5.4B). Muscovite flakes, in contrast to those of rocks of subgroup-I, form a pronounced preferred orientation. Kyanite

⁵ Images of all the plate surfaces are given in figures S1 and S2 in Supplementary Materials related to the paper (Gorbunov and Balagansky, 2022).

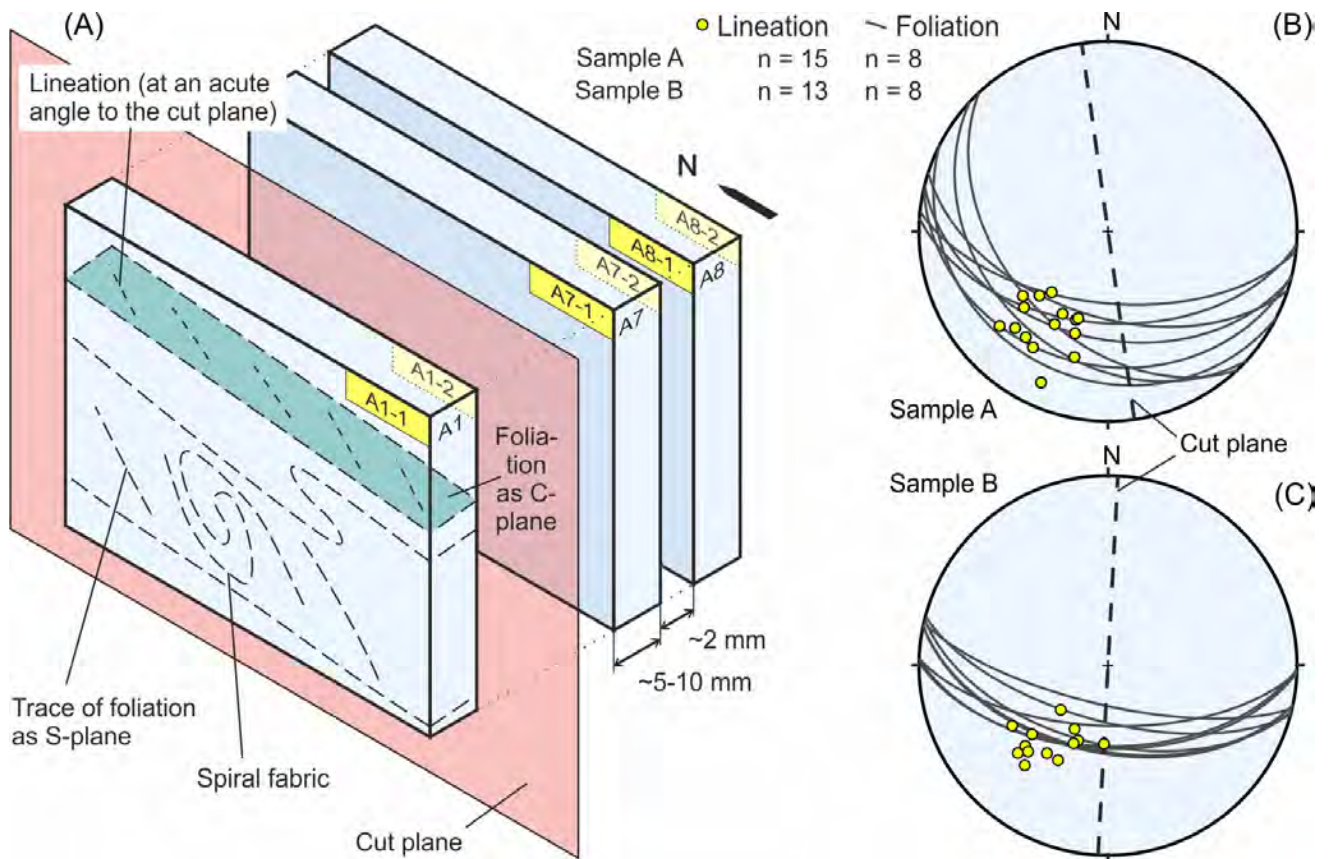


Fig 5.2. (A) Scheme of sliced samples and (B–C) structural data from both the samples; C- and S-planes are schematically shown.

schists of *subgroup-III* consist of kyanite (up to 70%) and quartz. The shape of kyanite grains varies from isometric to needle-like, and the latter usually display a well-developed preferred orientation.

Deformation microstructures observed in the samples include mainly S-C structures composed of muscovite flakes, quartz ribbons, and elongated, sometimes sigmoidal quartz grains (Fig. 5.4B, C). The rocks are folded into tiny, asymmetrical shear-related folds that range from open to tight. An axial plane crenulation cleavage is identified in the cores of some folds (Fig. 5.4E). Foliations dip at intermediate angles southwestward in sample A (Fig. 5.2B) and at steep angles south-southwestward in sample B (Fig. 5.2C). The overwhelming majority of S-C structures indicate tectonic movements in a northeastern direction.

Spiral pods are made up of alternating and wrapped subgroup-I microlayers (Fig. 5.3). The adjacent microlayers inside the spiral pods differ from each other only in the content of carbonaceous matter. The spiral pods all display the same sense of rotation. The average diameter of pods is 1.5–2.0 cm, with the thickness of individual layers within these structures being approximately 1–2 mm. The majority of spiral pods are only represented by their fragments, so the complete shape has been reconstructed only for three spiral pods in sample B; the length of their long axes varies from 3 to 7 cm. The fragment of one spiral pod has been traced from one side of sample B to the other (i.e. both tips of

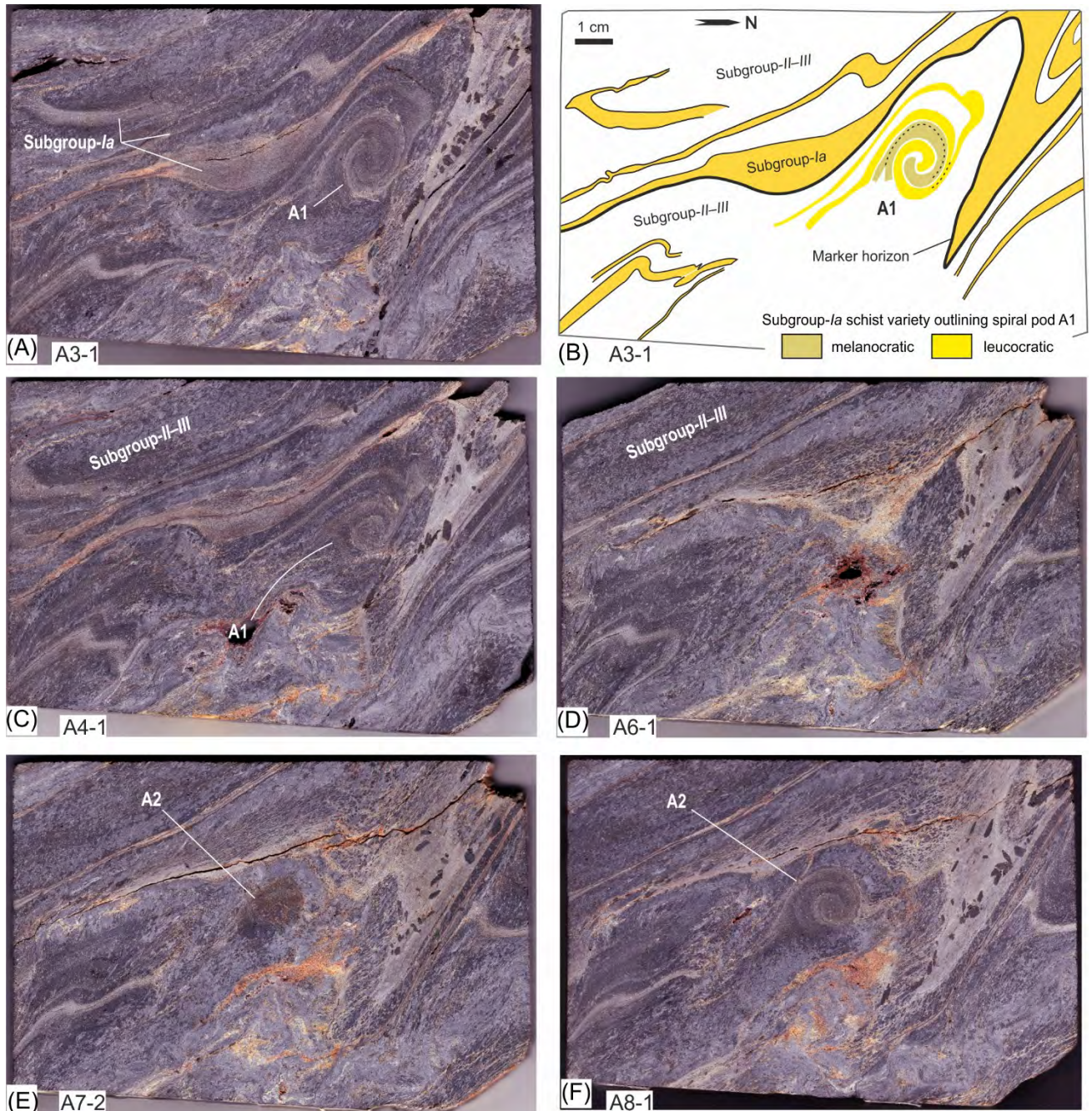


Fig. 5.3. (A, C–F) Optically scanned images of surfaces of plates cut out from sample A and (B) traced boundaries of the most reasonable marker layers shown in panel (A); A1, A2 = spiral pod numbers.

the pods are outside the sample). Thus, the measured minimum length of the pod is 3 cm, and the maximum length exceeds 10 cm.

5.4. 3D shapes of spiral pods

To visualize the 3D shape of spiral pods and the spatial relationships between them, block diagrams have been made. Structural line patterns and boundaries of some well-recognizable layers have been traced and drawn on both surfaces of each plate cut out from samples (Fig. 5.3, 5.5). To construct block-diagrams, these drawings of structural lines and boundaries between layers made for both sides of

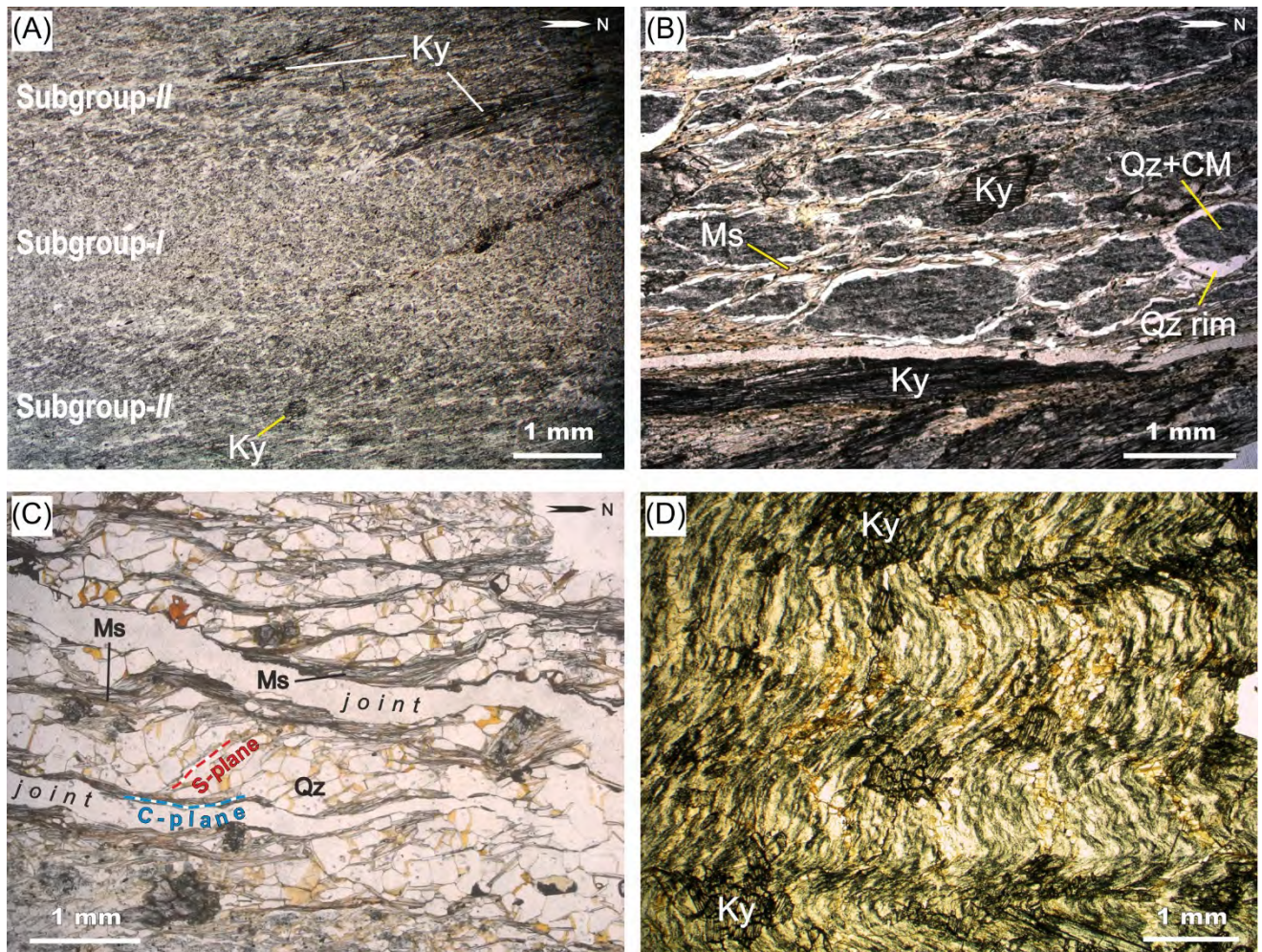


Fig. 5.4. Photomicrographs of thin sections from sample A. (A) Alternate layers of finer- and coarser-grained varieties of mica schist (thin section 38-605). (B) Sigmoidal turbid quartz grains impregnated by microinclusions of carbonaceous matter and surrounded by thin inclusion-free quartz rims of unambiguous metamorphic origin; CM, carbonaceous matter (thin section 38-609A). (C) S–C fabrics formed by muscovite and quartz ribbons (thin section 38-603A). (D) Axial plane crenulation cleavage in the core of a centimeter-scale fold (thin section 38-610).

each of the plates have been arranged side by side according to the positions of plates within the samples (see Fig. S1 and S2 in (Gorbunov and Balagansky, 2022)). To simplify the resulting block diagram, only the sole surface of one layer was used, which is considered to be a marker horizon (Fig. 5.6A). On each image of the scanned surface, spiral fabrics have been outlined with circular or oval lines, which separate swirled and slightly folded layers. These lines are interpreted to be contours of linear structures formed by spiral fabrics and have been used to construct 3D shapes of surfaces that envelope spiral pods (Fig. 9B). The lines connecting the central points, the centers of the spiral fabrics visible in the plane, are interpreted to be the long axes of spiral pods (Fig. 5.6B).

Sample A block-diagrams. Block-diagrams constructed for sample A display the sole of a light yellowish layer of subgroup–Ib schists that has been used as the marker horizon in this sample (Fig. 5.3A, 5.6). It is clearly visible in the outcrop that this layer is folded into paired asymmetric tight to isoclinal folds that verge northwards and are interpreted to be shear-related. Sample A has one pair of

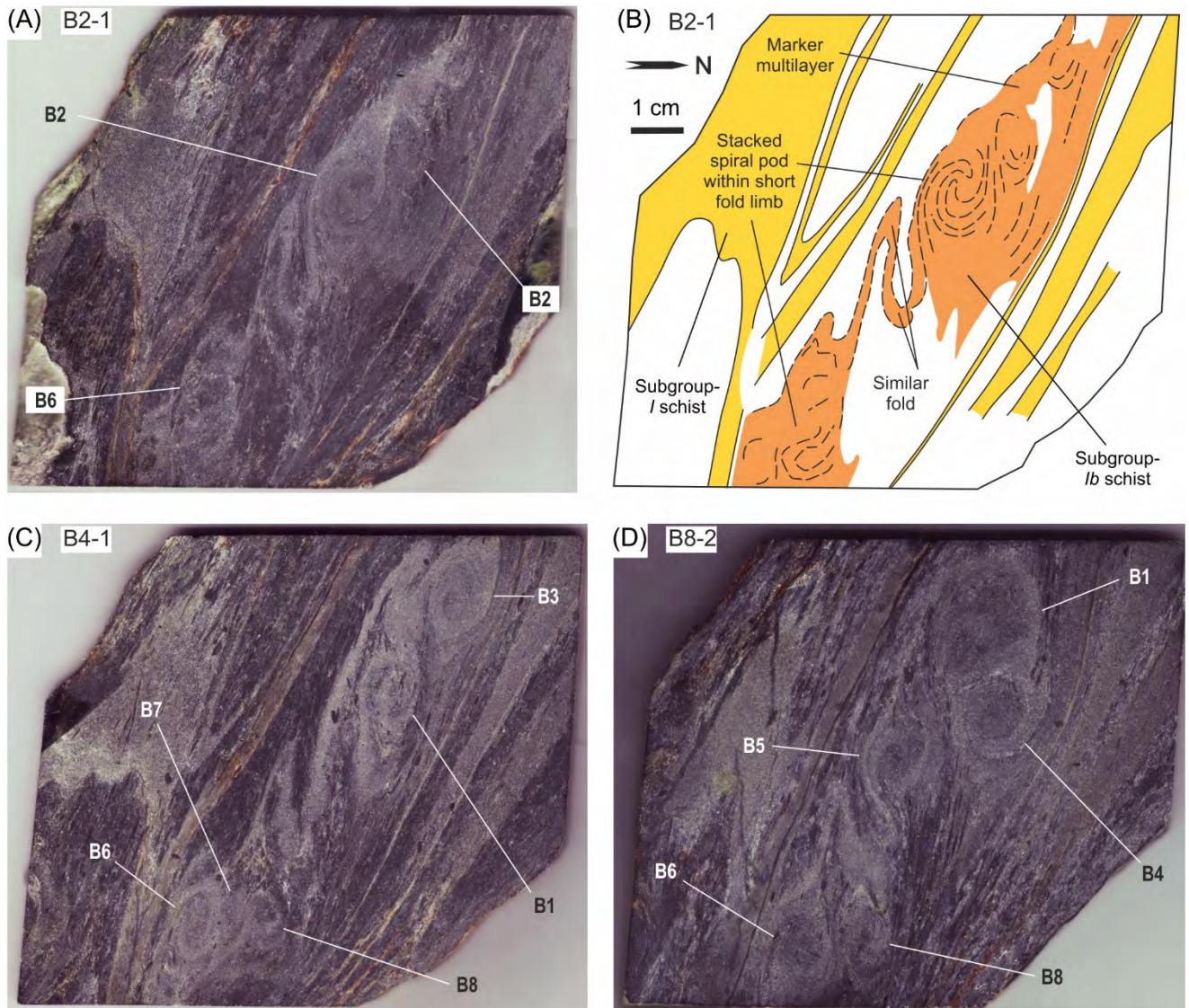


Fig. 5.5. (A, C–D) Optically scanned images of plate surfaces from sample B and (B) traced boundaries of the most reasonable marker layers shown in panel (A); B1, B2, etc. = spiral pod numbers.

centimeter-scale folds of this type, so that the shapes of these folds have been confidently reconstructed. These asymmetric folds have several specific features. (1) The hinge lines of these folds are curvilinear (Fig. 5.6A). (2) Spiral pods are located in the thick antiformal fold core beneath the marker horizon (Fig. 5.6B). (3) Spiral pods are formed by wrapped multi-microlayers, which, to a certain extent, are refolded microfolds with hinges disarticulated from their limbs (Fig. 5.3B, 5.6B). (4) The average orientation of the hinge lines of the asymmetric folds is consistent with that of the long axes of spiral pods (Fig. 5.6B, 5.7A). (5) The hinge lines of these folds are curvilinear, like the hinge lines of meter-scaled folds widely spread in the study area (see Section 4.1.2).

The hinge line of the antiformal fold displays a moderate degree of curvilinearity; however, the deviation of its orientation from the average orientation of hinge lines is significant, which is clearly seen both on the surfaces of plates 6 and 7 (see the images of sections A6-1, A6-2, and A7-1 in Fig. S1

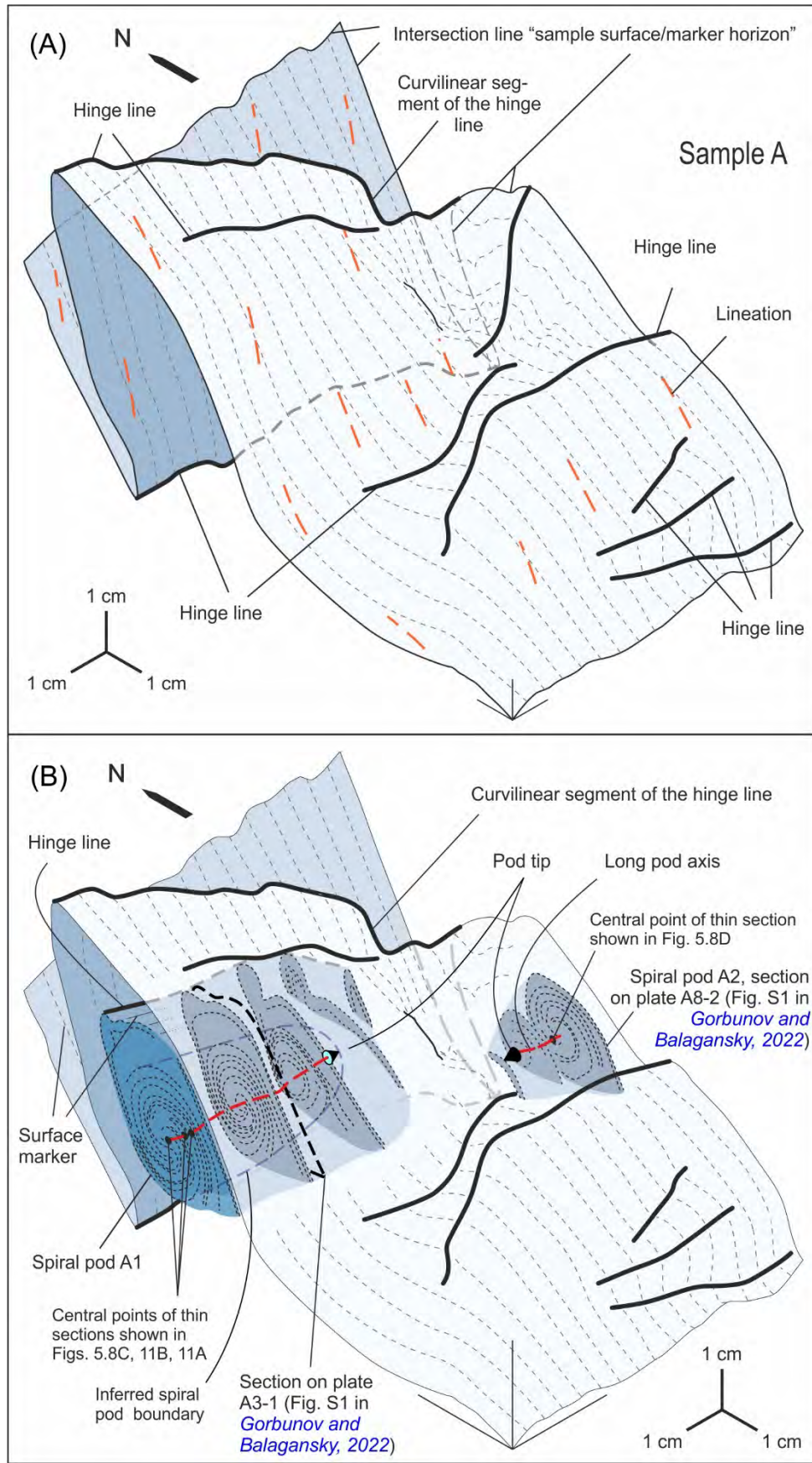


Fig. 5.6. (A) 3D shapes of the bottom surface of the marker layer and (B) spiral pods in sample A.

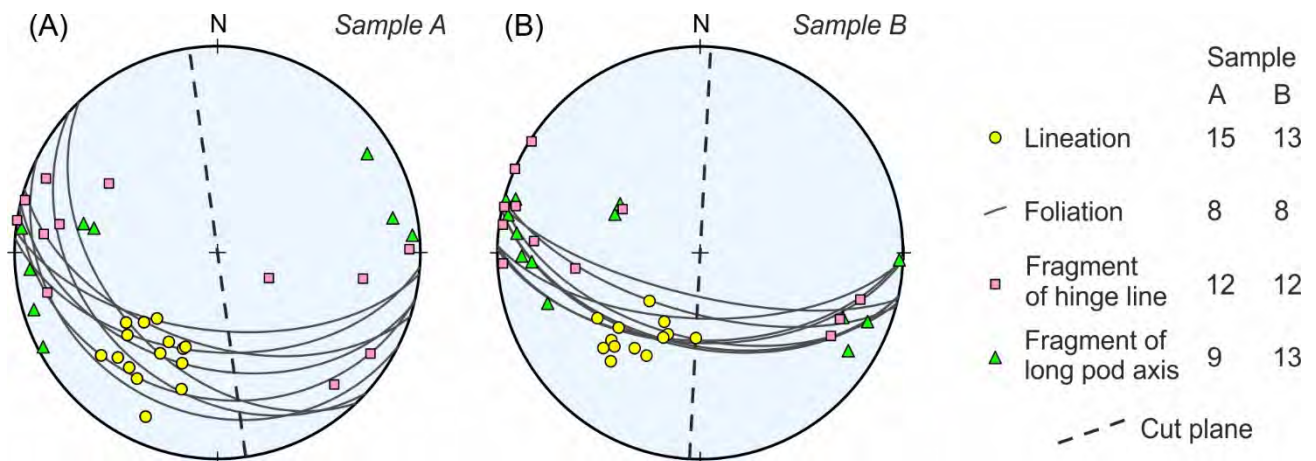


Fig. 5.7. (A-B) Structural data from samples A (A) and B (B).

(Gorbunov and Balagansky, 2022)) and on block-diagrams, where the right, shorter part of the hinge is shifted relative to the left, longer part 1.5 cm downwards (Fig. 5.6A). Fragments of two spiral pods (pods A1 and A2 hereafter) have been identified in the antiformal fold core. These fragments are located beneath the left and right parts of the hinge line described above, respectively (Fig. 5.6B). In cross-sections through the central parts of the pods, a well-pronounced spiral geometry formed by several microlayers is observed (Fig. 5.3A–B, 5.6B).

The fragment of pod A2 has a cone shape, whereas only the internal domain of pod A1 has a similar shape (Fig. 5.6B). The axis of this cone coincides with the long spiral pod axes and is approximately parallel to the non-curvilinear part of the hinge of the antiformal fold. The tips of both pod fragments are displaced relative to each other in the same direction and approximately at the same distance as the right and left parts of the antiformal fold hinge line located above (Fig. 5.6B).

The number of microlayers exhibiting spiral geometry decreases from the interior domain of pod A1 (cross-section A3-1) towards its tip, where the spiral geometry gradually disappears. In other words, a set of microlayers, folded into two tiny coupled isoclinal folds (Fig. 5.8A) and outlined in cross-section A3-1, are wrapped as the result of rolling about one and a half turns. At the same time, these microlayers remained non-wrapped at the tip of pod A1, located approximately 4.8 cm from cross-section A3-1, whose orientation is accepted to be perpendicular to the pod long axis (Fig. 5.6B). All these observations imply that the hinge lines of these two coupled folds are curvilinear.

In order to establish whether the hinge line of the original fold was straight or curvilinear, it is necessary to "unwrap" the axial surface of any of two coupled isoclinal folds wrapped into a spiral. If the initial isoclinal fold was cylindrical with a straight hinge line, a fragment of the long pod axis would remain (sub)parallel to the hinge line. Then, on cross-sections perpendicular to the long pod axis, the hinges of unwrapped two coupled isoclinal folds would be located at the same distance from the fragment of the long pod axis, that is, from the hinge line of the initial cylindrical fold. If the initial fold was not cylindrical and had a curvilinear hinge, then cross-sections through the domains of the highest curvature

of the hinge would display that the hinges of the initial fold are at different distances from the long pod axis. The maximum distance would be observed in the inner domain of the spiral pod, and the minimum in the domain of its tip. At the tip of the pod, the attitude and orientation of the hinge line of a wrapped isoclinal fold would coincide with those of a cylindrical fold hinge line that then became curvilinear during progressive simple shear deformation. The latter case is most consistent with observations in cross-sections through spiral pods.

Thus, the size of the apical angles of these wrapped microfolds with curvilinear hinges can be estimated in the following way. A fragment of the long pod axis, which is located between cross-section A3-1 and the tip of the pod, is approximately 4.8 cm long (Fig. 5.6B). The unwrapped axial plane trace, which can be delineated in cross-section A3-1 (Fig. 5.3B; Fig.S1 in (Gorbunov and Balagansky, 2022)), can be assumed as the bisector of a fold with a curvilinear hinge, developed from an initially cylindrical fold and then wrapped into a spiral. Thus, the unwrapped axial plane contains a right triangle. The vertices of this triangle are (A) the hinge of the fold visible in cross-section A3-1 and close to the center of the current spiral, (B) the point of intersection of the unwrapped axial plane trace in cross-section A3-1 with the assumed hinge line of the initial cylindrical microfold (i.e. with the long axis of the spiral pod, taking into account the assumptions mentioned above), and (C) the tip of the spiral pod. The side BC of this triangle (its hypotenuse) in this case would be a fragment of a curvilinear hinge line of a fold wrapped into a spiral. The minimum length of the unwrapped axial plane trace of one of the two coupled isoclinal folds, measured in cross-section A3-1 (Fig. 5.3B; Fig.S1 in (Gorbunov and Balagansky, 2022)), is approximately 8.2 cm, and that of the other fold is approximately 4.8 cm. Based on these assumptions and simple trigonometric calculations, the apical angles of these folds with curvilinear hinges are approximately 60° and 90° . It should be noted that (1) only portions of the folds with wrapped axial surfaces are reconstructed, and (2) these reconstructions only show that the hinges of the folds under consideration are curvilinear but do not allow for precise calculation of their apical angles.

The fragment of pod A2 is shorter than that of pod A1, its length is approximately 1.5 cm, and this fragment exhibits a prominent cone shape. Based on the measurement of the radius of the cone base (whose height corresponds to the length of the fragment of pod A2) and following trigonometric calculations, the cone's apex angle is 132° . On cross-section A8-2 (Fig. 5.6B, a cross-section on the right side of the specimen; Fig.S1 in (Gorbunov and Balagansky, 2022)), the minimal length of the axial plane trace of the isoclinal fold wrapped into a spiral is approximately 3.4 cm. The apical angle of this fold, calculated using the method described above, is approximately 48° .

A specific feature of spiral pod A1 is that there is a fragment of a quartz microlayer with a total length of approximately 15 mm in the center of the spirals observed in the cross-sections. This microlayer consists of pure quartz grains without inclusions of carbonaceous matter and does not contain muscovite flakes (Fig. 5.8A). The microlayer is located between a dark-colored quartz muscovite layer

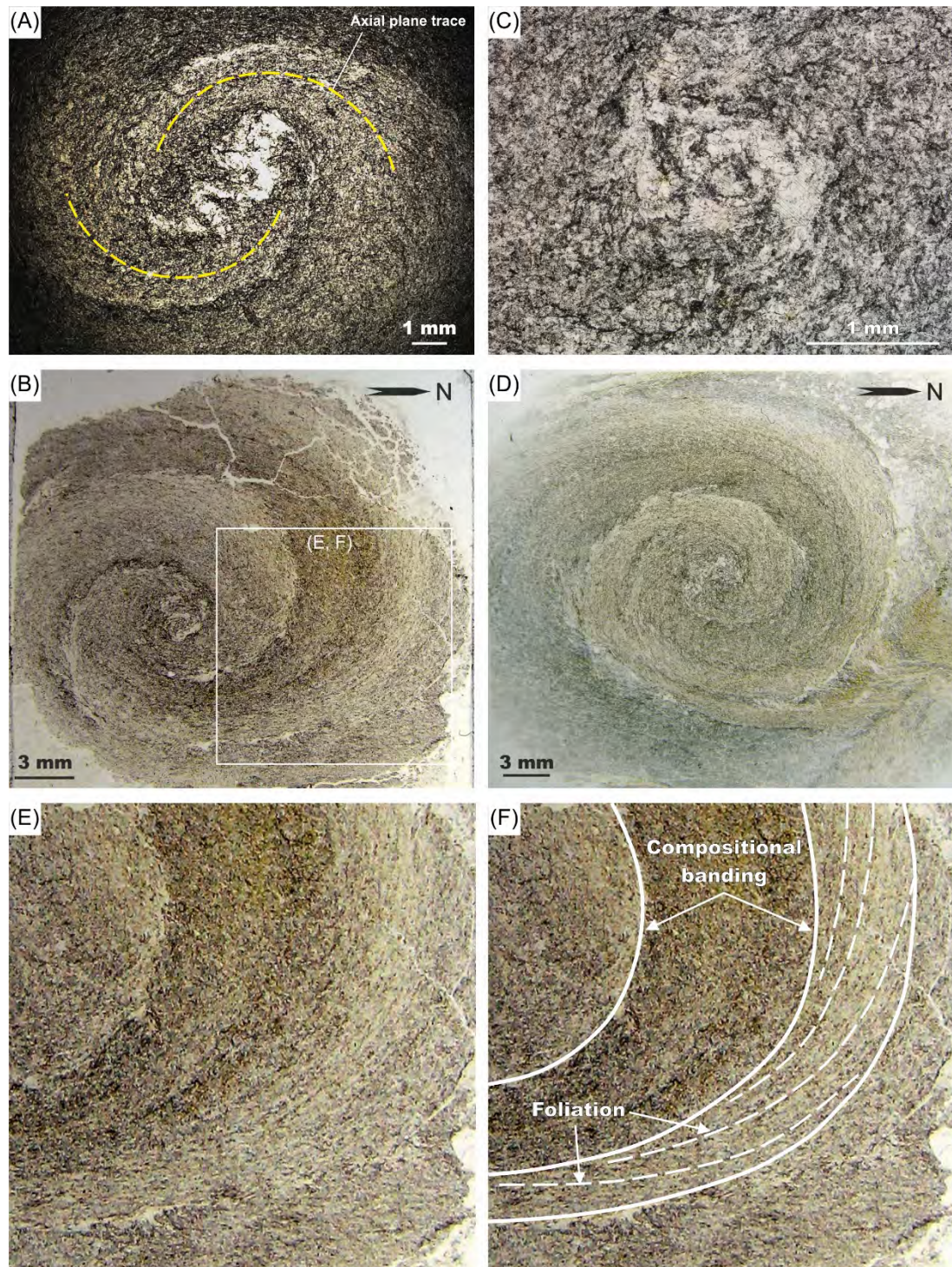


Fig. 5.8. Optical photomicrographs of thin sections of spiral pods in sample A (spiral pods' locations are shown in Fig. 5.6B). (A–C) Thin sections of pod A1 showing remnants of a deformed muscovite-bearing quartz microlayer; thin sections were cut out from a square plate ca $2 \times 2 \times 1$ cm parallel to each other, and the central plate point coincided with the long axis of pod A1; the plate was in turn cut out from plate A1 parallel to each other; (B) part of the microlayer boudinized and folded by ptigmatitic microfolds (thin section 38-601), (C) the same folded part located between thin sections shown in (A) and (C) (thin section 38-601A), and (C) part of the same layer with squeezed and swirled ptigmatitic microfolds (thin section 38-602A) (for the location of thin sections relative each other see Fig. 5.6B). (D) Section of pod A2 cut out from plate A8 and showing a faded remnant of a muscovite-bearing quartz microlayer (thin section 38-621). (E) Enlarged fragment of spiral pod A1 shown in (D) demonstrating spiral geometry characteristic of both compositional banding and foliation and (F) the same fragment with traced compositional banding boundaries and foliation.

and a lighter and slightly coarser-grained layer of the same mineralogy (Fig. 5.8A). The microlayer is also folded by ptigmatitic microfolds, as can be well seen in two adjacent thin sections (Fig. 5.8A, B). Sets of these microfolds have sizes of about 2×4 mm and form lens-shaped aggregates (microboudins). As mentioned above, they are observed only in the central parts of pod A1 at some distance from its tip and lie along its long axis (Fig. 5.6B). In a thin section located 5–7 mm from the aforementioned thin sections, an oval structure of a prominent sigmoidal shape is observed, which also lies along the long axis of the pod A1 (Fig. 5.8C). This oval structure is interpreted as a set of swirled and strongly squeezed ptigmatitic microfolds.

The spiral pods observed both in outcrops (Fig. 5.1B–D) and in thin sections (Fig. 5.8A–D) are formed by compositional banding. A foliation is observed in these layers, which is formed by the preferred orientation of elongated quartz micrograins and muscovite microflakes and oriented at a very acute angle relative to compositional banding. This foliation is wrapped into spirals whose centers and the direction of wrapping coincide with those of the spirals formed by compositional banding (Fig. 5.8B, E, F). Thus, pod A1 is a complex linear fabric formed by two coherent spiral systems of two planar fabrics independent of each other.

Orientation data have been obtained for sample A. The orientation of foliations (including compositional banding) and kyanite lineations were directly measured in sample A. The orientations of the hinge lines of the folds and long axes of the pods were calculated based on their 3D shapes. Planar structural elements dip to the southwest at intermediate angles and have an average orientation of $200^\circ/41^\circ$, whereas the kyanite lineations have a similar orientation ($214^\circ/39^\circ$) (Fig. 5.7A). The calculated average orientation of the nine fragments of the long axes of both spiral pods observed in sample A is $261^\circ/6^\circ$ and forms an angle of 54° with the average lineation. The calculated average orientation of 12 hinge line fragments is $285^\circ/2^\circ$ (Fig. 5.7A), which is close to the average orientation of the long pod axes (an angle between them is 24°) and is sub-perpendicular to the average orientation of the lineation (an angle between them is 74°). In the domain where the antiformal fold hinge line is utmost curved and plunges 116° ESE at an angle of 67° , its deviation from the average orientation of hinge lines is 69° .

Sample B block-diagrams. In sample B, a group of adjacent thin layers has been chosen as a marker multilayer for the visualization of spatial relationships between spiral pods and folds (Fig. 5.5, 5.9). The mineralogy of kyanite-mica schists in sample B is similar to that in sample A. The only exception is that the mica schists of subgroup-I with rare kyanite porphyroblasts that form spiral pods in this sample are almost completely free of carbonaceous matter, so that it is possible to distinguish these rocks as separate subgroup-Ib. The lack of carbonaceous matter makes it difficult to recognize the internal structure of spiral pods in thin sections, but it is still recognizable both in the outcrop and in polished plates. As a result, the internal structure has been satisfactorily deciphered only in two spiral

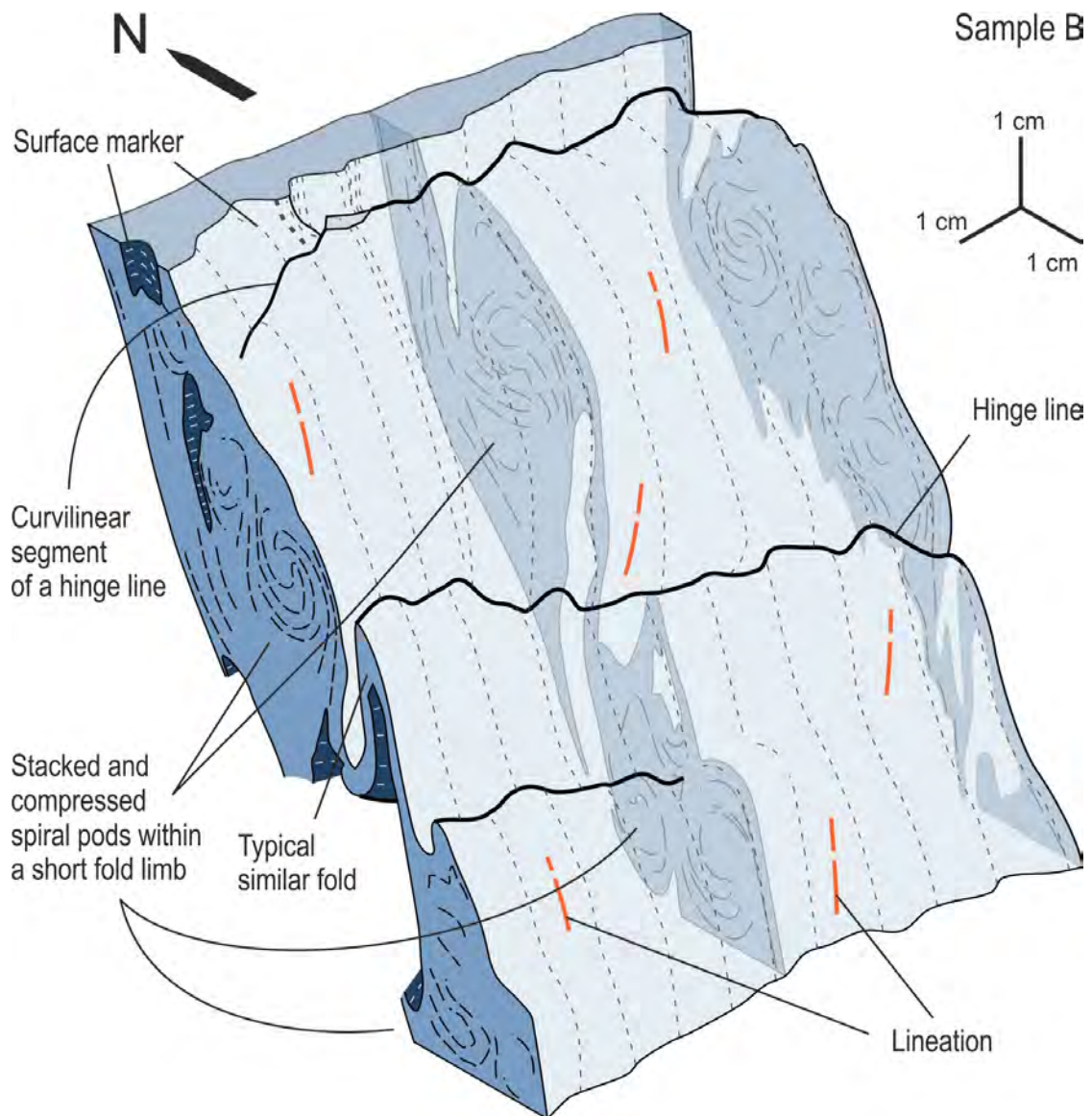


Fig. 5.9. Block-diagram illustrating the 3D shape of the marker multi-layer and positions of spiral pods within this multilayer in sample B.

pods in thin sections (Fig. 5.7). It is important to note that both of these spiral pods display a smaller amount of rolling than spiral pods in sample A.

The marker multilayer was chosen due to its following specific features. First, this multilayer is folded by a set of asymmetric shear-related folds with specific and considerably varying morphology, and this specificity is as follows. In some domains of the short limbs of one of the pairs of coupled asymmetric folds, several compressed and slightly flattened spiral pods are stacked, so that the thickness of the limbs increases significantly (Fig. 5.5A, B, 5.9). These two folds are separated by a pair of tiny typical similar folds. Due to this stacking of spiral pods within shorter limbs, the thickness of the marker layer varies from several millimeters to 2–3 cm along both dip and strike (Fig. 5.5A, B). Second, like folds in sample A, folds in sample B display northward vergence. Third, the hinge lines of all these folds are curvilinear. Fourth, two sub-parallel layers occur immediately above and beneath the roof and sole

of the folded marker multilayer and bound it. Fold limbs and slightly flattened spiral fabrics are oriented at an angle of approximately 30° relative to these bounding layers, and their intersection lines are sub-parallel to hinge lines (Fig. 5.5). Thus, the general structural pattern resembles that of S–C structures or imbricate microstructures and suggests a northward-directed tectonic transport.

Nine spiral pods have been identified, their 3D shapes have been confidently reconstructed, and they are all numbered from B1 to B9 (Fig. 5.10 and 5.11). Block-diagrams clearly demonstrate that spiral pods are slightly flattened; this is also well seen in thin sections (Fig. 5.12). Spiral pod B1 is extended along its long axis from one side of the sample to the other, and both of its tips extend beyond the sample. Thus, its length exceeds 10 cm (Fig. 5.10, 5.11). Spiral pods B3, B7, and B8 are almost entirely located inside the sample B, while other pods are represented only by their fragments, with only one tip of each pod being observed inside the sample (Figs. 5.10 and 5.11). The size of the spiral pods, which are located completely within the sample, varies from 3 to 7 cm. In cross-sections, the sizes of these pods vary approximately from 1.5 cm to 2 cm (the aspect ratio ranges from 3:1 to 5:1 and more). Like the pods in sample A, these spiral pods also display maximum rolling values in the pod centers and no rolling at the pod tips. Therefore, the hinge lines of isoclinal folds wrapped in a spiral should also be curvilinear. The long pod axes are curvilinear, but, in contrast to sample A, their curvilinearities are not coherent with those of the hinge lines (Fig. 5.10).

On the basis of approaches applied to sample A, the following orientation data have been obtained for sample B. Compositional banding and foliations dip southwestwards at intermediate to steep angles and have the average orientation of $189^\circ/59^\circ$, whereas the average orientation of kyanite lineations is $217^\circ/47^\circ$ (Fig. 5.7B). The attitudes of 13 fragments of the long pod axes have been established, and their average orientation is $281^\circ/8^\circ$, which forms an angle of 73° with the average lineation. The average orientation of 12 fragments of hinge lines is $285^\circ/3^\circ$ (Fig. 5.7B), which is sub-parallel to that of the long pod axes (an angle between them is 6°) and sub-perpendicular to the average kyanite lineation (an angle of 73°) (Fig. 5.7B). A hinge line fragment that utmostly deviates from the average hinge line plunges 299° WNW at an angle of 54° , and its deviation is 52° . The oblique attitude of mineral lineations relative to hinge lines of shear-related folds is a rather ordinary case (Alsop and Holdsworth, 2012).

5.5. Discussion

Results from the structural analysis. All structural data obtained in the studied samples and in the outcrop where they were taken are shown in Fig. 5.13A–G. Mineral lineations in the samples are well consistent with those in the outcrop, and their average orientations are $216^\circ/43^\circ$ and $211^\circ/36^\circ$, respectively (Fig. 5.13C, D). The average orientation of fragments of hinge lines determined in the

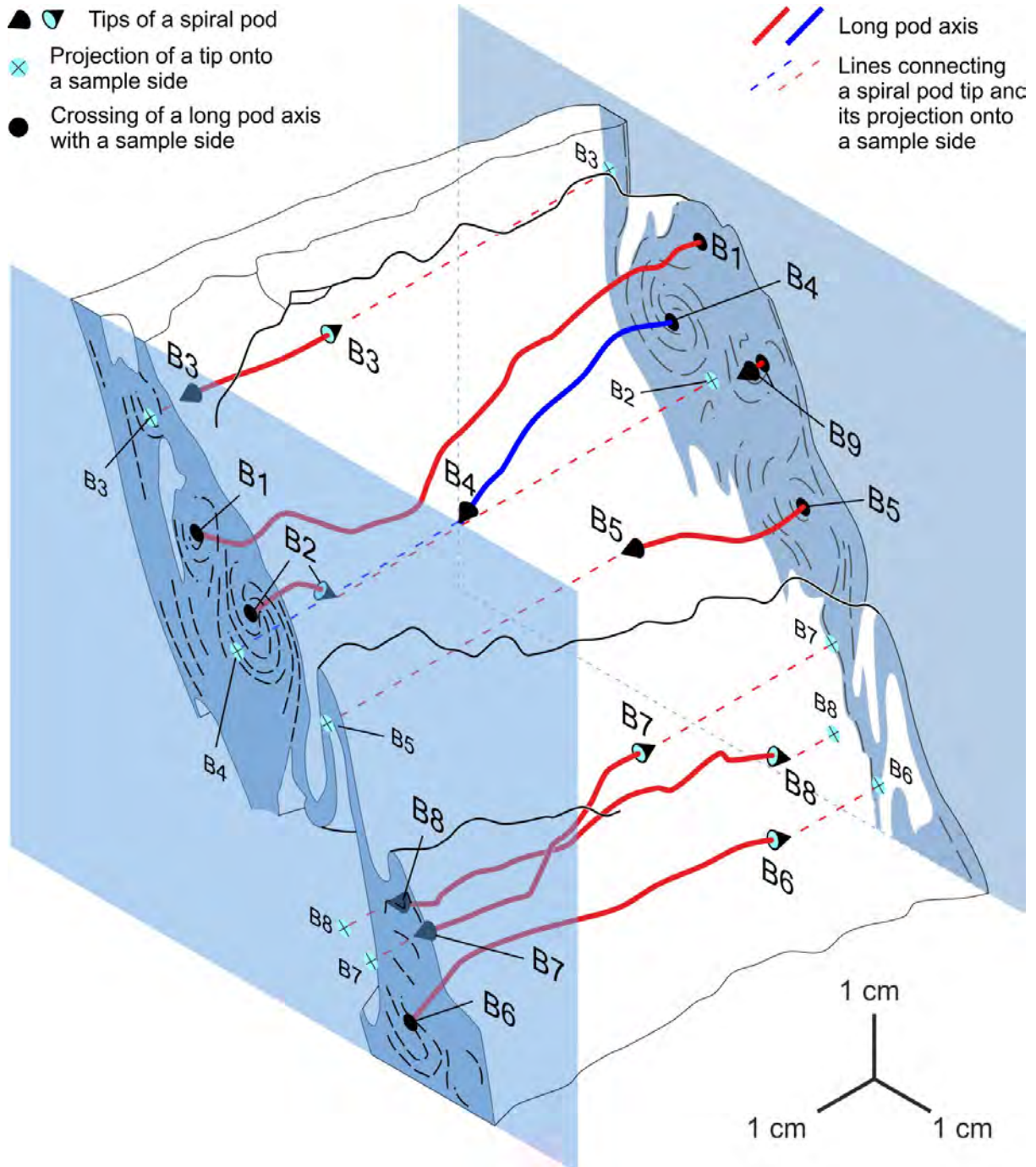


Fig. 5.10. Block-diagram illustrating the attitude of spiral pods and their spatial relationships with asymmetric tight to isoclinal shear-related folds in sample B. An area in a plate, where spiral geometry disappears, is considered to be an area where a spiral pod ends. The centers of spiral fabrics that are marginal in the succession of patterns with spiral geometry which belong to the same spiral pod are considered as tips of this spiral pod. In order to better recognize the attitude of a long pod tip within this 3D diagram, i.e. within sample B, a tip is projected by a dashed line onto a sample side. In domains where long pod axes and projections of spiral pod tips onto sample sides are located too close to each other, these linear elements are painted in different color in order to be better distinguished from each other.

samples is statistically almost horizontal and trends 285° WNW (Fig. 5.13E). Hinge lines measured in the outcrop have two attitudes: (1) some are almost horizontal and trend approximately west-

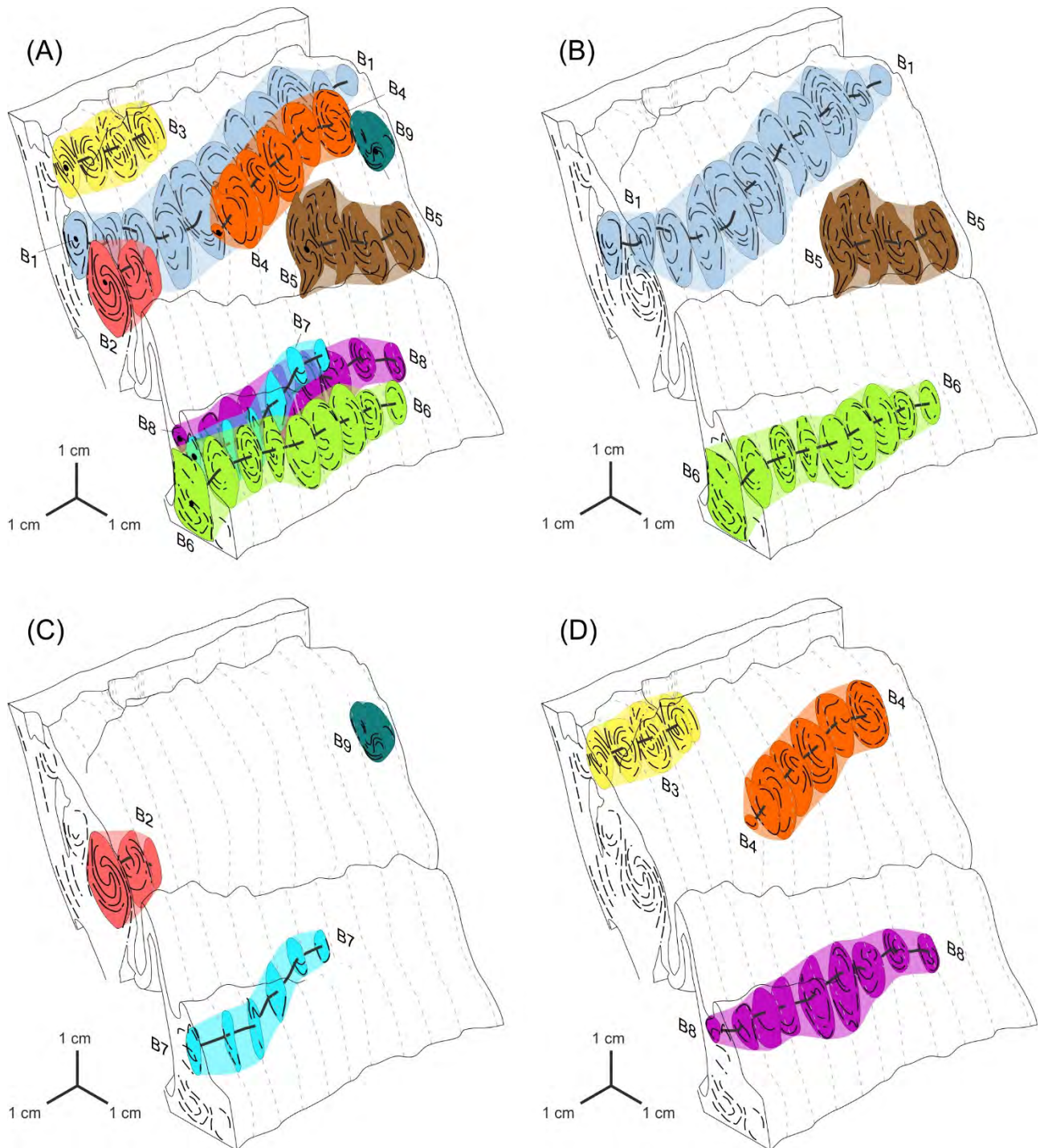


Fig. 5.11. Block-diagrams illustrating 3D shapes of spiral pods in sample B (spiral pods are painted in different colors in order to be better distinguished from each other).

northwestwards, and (2) others gently plunge west-southwestwards (Fig. 5.13F). It can be obviously seen that the average orientation of the hinge line fragments is consistent with the first attitude of hinge lines measured in the outcrop: these are all almost horizontal and trend west-northwestwards ($285^{\circ}/2^{\circ}$ and $298^{\circ}/4^{\circ}$, respectively). Asymmetric shear-related folds show northward and northeastward vergence, which is consistent with that of asymmetric shear-related folds throughout the KSB (Bel'kov, 1963; Gorbunov, 2012; Balagansky et al., 2012; Mudruk et al., 2013). Hinges of some asymmetric shear-

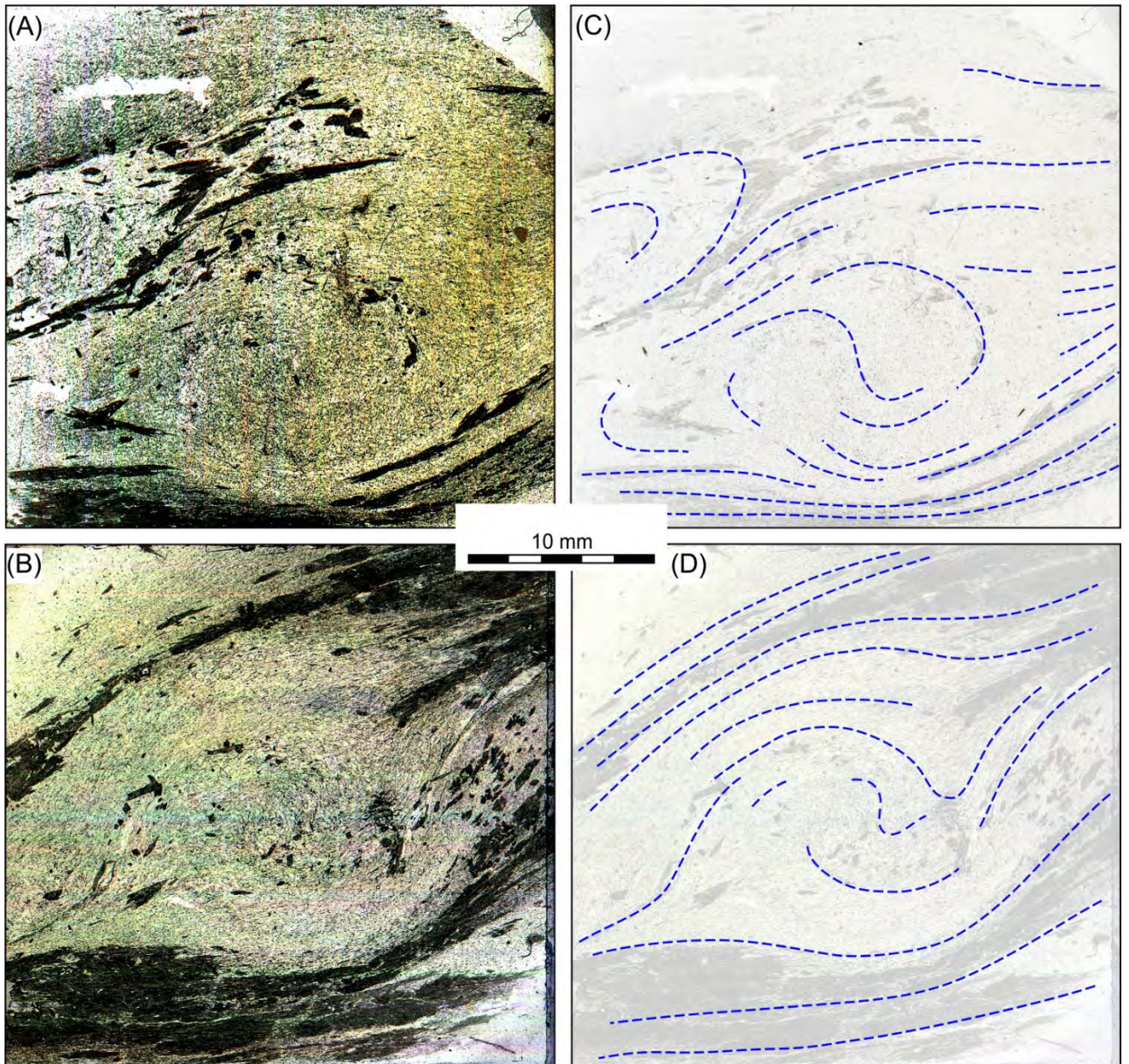


Fig. 5.12. Optical photomicrographs of thin sections of spiral pods in sample B (spiral pods' locations are shown in Fig. 5.10). (A–B) Internal structure of pods B2 (A) (thin section 38-502) and B5 (B) (thin section 38-508) revealed by means of extreme contrast and intensity enhancements of images taken with transmitted light and (C–D) the most recognizable structural lines illustrating spiral pod geometry.

related folds are characterized by an axial crenulation cleavage (Fig. 5.4D). At last, the average orientation of the long pod axes is $273^{\circ}/8^{\circ}$ (Fig. 5.13G), which is close to the average attitude of the hinge line fragments determined in the samples ($285^{\circ}/2^{\circ}$, Fig. 5.13E).

Thus, it can be concluded that all structural data obtained, including those on foliation and compositional banding, mineral lineations, and hinge lines of asymmetric shear-related folds, from the samples and the outcrop with spiral pods, are well consistent with each other. Long pod axes have the same orientation as the horizontal hinge lines of WNW-trending shear-related folds. All these data favor

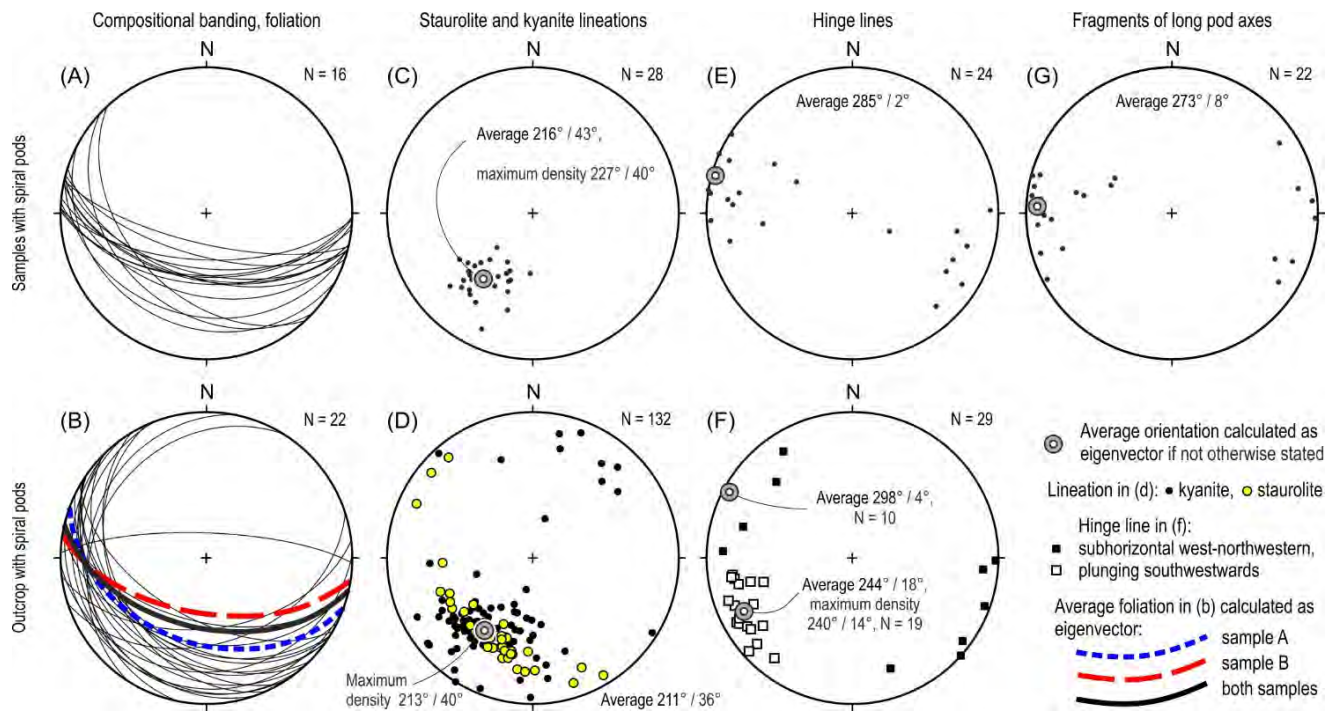


Fig. 5.13. Comparison of structural data from the samples with spiral pods (upper row) and the outcrop where the samples were taken (lower row).

the idea that the spiral pods and asymmetric shear-related folds should have formed simultaneously during a northeastward-directed tectonic transport.

Soft-sediment versus tectonic deformation. Two models of formation of the set of aforementioned structural elements can be considered: soft-sediment deformation or tectonic deformation related to the Paleoproterozoic Lapland-Kola Collisional Orogeny. In the literature, asymmetric microfolds and small folds generated by layer-parallel simple shear in slumps have been described. These folds deform bedding and multi-microlayers in soft sandstone, siltstone, mudstone, and heterolithic (sand and mud) facies, with the whole process being classified as soft-sediment deformation structure (Shanmugan, 2016; Alsop et al., 2019, 2022). Moreover, spiral geometry similar to that of spiral pods is also discovered in slumps (Alsop and Marco, 2013). However, in cross-sections perpendicular to their long axes, spiral pods are flattened, have lens-like shapes, and display spiral geometry only in their central parts. Furthermore, microlayers wrapped in spirals are truncated beyond spiral pods by a prominent foliation corresponding to C-planes. At the same time, microlayers twisted in spirals and forming bottoms are cut off outside the bottoms with a pronounced schistosity corresponding to C-planes. Due to these features, spiral pods do not fulfill the criteria for recognizing soft-sediment deformation (Alsop et al., 2019, 2022). In addition, the following observations indicate the tectonic nature of the spiral pods and their development under metamorphic conditions.

First, the axial crenulation cleavage, formed by mica in the cores of small folds, along with staurolite and kyanite lineations, were developed under midcrustal conditions ($T = 500\text{--}650\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $P =$

4.0–6.5 kbar (Glazunkov and Petrov, 1990)). Spiral pods are spatially linked to these folds (Fig. 5.6, 5.8, 5.11). The long pod axes and hinge lines share the same preferred orientation, while the mineral lineations are oriented at average angles of 73° and 61° to the long pod axes and hinge lines, respectively, that favor this link (Fig. 5.13C, E, G). Thus, the spiral pods, folds, and mineral lineations should have shared the same tectonic origin.

Second, some spiral fabrics consist of windings of two types that are coherent with each other. Windings of the first type are formed by boundaries between microlayers (microbands of different composition, i.e., compositional banding). Windings of the second type are defined by the spiral pattern, which is formed by slightly curved foliation (Fig. 5.8B, E, F). This spiral-shaped foliation is made up of flattened quartz micrograins, their flattened aggregates, and muscovite microflakes in lighter, quartz-richer layers and crosses over the lighter, quartz-richer layers at an acute angle of just several degrees; the foliation overprints the lighter, quartz-richer layers at an acute angle of just several degrees (Fig. 5.8E, E). Windings of both types share the same joint center and have the same sense of wrapping (rolling). Thus, the windings that are formed by the foliation should have resulted from deformation under metamorphic conditions, and this deformation should have been responsible for the formation of the entire spiral fabrics.

Third, remnants of quartz microlayers (microveins) are folded into a series of ptygmatic microfolds and represent oval-shaped aggregates with sizes of about 2–4 mm. These aggregates are located in the central spiral domains and consist of quartz that is free of carbonaceous matter microinclusions (Fig. 5.8A–C). Quartz that contains no microinclusions of carbonaceous matter builds up rims around quartz grains abundant in the rock matrix (Fig. 5.4B) and belongs to a younger generation of metamorphic minerals. Thus, the microlayer under consideration is composed of quartz of a later generation. Consequently, the microfolds deforming this quartz microlayer resulted from deformation under metamorphic conditions. The spatial relationships between the microfolds and spiral fabrics indicate that the latter structures should have also resulted from deformation under the same conditions.

Formation of spiral pods. The whole body of structural data, as well as the spatial relationships of the spiral pods with shear-related folds, mineral lineations, and S–C structures, suggest that all these structures should have formed at several stages of a single progressive deformation rather than at several events of deformation. The principles that make it possible to distinguish between multiphase and progressive deformation histories are described in (Fazio et al., 2018; Fossen et al., 2019; Carreras and Druguet, 2019). The conclusion in favor of progressive deformation also follows from the comparison of spiral pods in this research with spiral folds, coeval folds with curved hinges, and sheath folds resulting from layer-parallel simple shear in soft sediments in slumps (Alsop and Marco, 2013). Hence the conclusion can be made that the principal mechanisms that operate for the development of folds of these two different types in slumps should have also operated during the formation of spiral pods and

complementary mineral lineations, foliations, asymmetric tight to isoclinal folds, and S–C structures in the Keivy schists.

It is important that in their work, Alsop and Marco (2013) have proposed a rolling fold hinge model for the formation of spiral folds and a rotating fold hinge model for the formation of sheath folds. In both models, the development of folds of these different types starts with the formation of the initial upright open folds. However, spiral folds had evolved from the initial upright open cylindrical folds. The rolling cylindrical hinges then became completely disarticulated, rotated towards the flow direction, and rolled over on themselves. Ultimately, this process resulted in the development of cylindrical spiral folds with wrapped axial planes. In contrast to the mechanism described above, sheath folds evolved from initial upright open folds with slightly curvilinear hinge lines into sheath folds with highly curved hinges via a hinge rotation within uncurved axial planes towards the flow direction during progressive simple shear deformation.

The model proposed for the formation of spiral pods in this research is largely based on these two models described above (Fig. 5.14). It is based on the assumption that spiral pods must have originated from folds with initially curvilinear hinge lines (see Section 5.4). These folds developed in metasedimentary rocks with microlayering under midcrustal conditions at $T = 500\text{--}650\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $P = 4.0\text{--}6.5\text{ kbar}$ (Glazunkov and Petrov, 1990). The apical angles of these folds reached up to approximately 50° , and their hinges were wrapped in spirals and were then disarticulated from limbs. The formation of isoclinal folds with initially curvilinear hinge lines should have occurred in two ways. The first way is perturbation of the simple shear flow parallel to layering by either a rigid inclusion (for example, a boudin) or a weak inclusion that acts as a slip surface (Reber et al., 2013a; 2013b). The second way is amplification of preexisting irregularities of layered rocks, for example, buckle folds that undergo high strain resulting from simple shear (sub)parallel to layering (Minnigh, 1979; Cobbold and Quinquis, 1980; Fossen, 2010).

As in the study describing spiral and sheath folds in slumps (Alsop and Marco, 2013), it can be concluded that the formation of spiral pods started with the development of (1) open buckle folds and (2) small shear-related folds with curvilinear hinge lines. The remnants of the buckling folds are microfolds in the central parts of the spiral pods of sample A, into which the relic of the quartz microlayer is deformed (Fig. 5.8A, B). It is important to note that the axial surfaces of these microfolds are oriented normal to the compositional banding, which is interpreted as bedding. It is likely that shearing and shear-related folds in the Keivy schists should have originated in horizontal or sub-horizontal beds, and the open buckle microfolds should have initially been upright, as in slumps. These microfolds (Fig. 5.7A) can be interpreted as ptigmatitic parallel microfolds that resulted from the shortening and buckling of a competent quartz microlayer, which occurs in less competent mica schist.

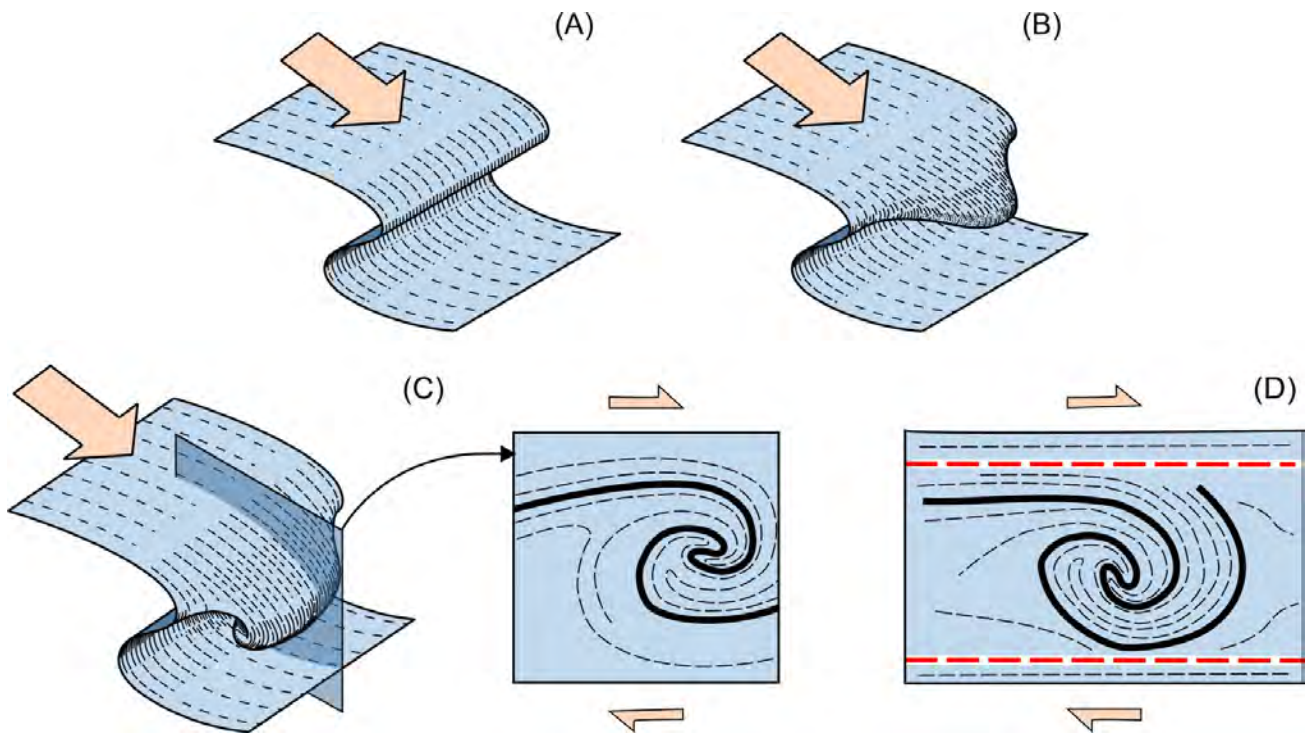


Fig. 5.14. Principal scheme of the formation of spiral pods.

The presence of the remnants of ptigmatitic parallel buckle microfolds in the central points of spiral pods suggests that these microfolds could have operated as relatively rigid impurities that (1) initiated the onset of the formation of non-cylindrical folds in multi-microlayers and the subsequent rolling (wrapping) and (2) forced surrounding less competent multi-microlayers to roll over on microfolds and then on themselves. Like spiral folds in slumps, the upper limbs of intermediate spiral folds were detached from the lower limbs, and then fold hinges were partly or completely disarticulated.

The subsequent rolling (wrapping) of disarticulated refolded fold hinges produced resultant spiral-shaped fabrics, classified as spiral pods in this research. However, in contrast to spiral folds, the spiral pods have resulted from folds with curvilinear hinge lines rather than cylindrical folds. After the formation of initial small shear-related folds and ptigmatitic buckle microfolds, incremental layer-parallel simple shear should have resulted in the formation of asymmetric tight to isoclinal cylindrical folds (Fig. 5.14A). These shear-related folds evolved into folds with curvilinear hinge lines (Fig. 5.14B). Hinges of these folds were further refolded (rotated), which led to the development of a spiral geometry (Fig. 5.14C). According to fold morphology in (Carreras and Druguet, 2019), these refolded folds may be considered a specific variety of complex sheath folds that have both curved hinges and curvilinear hinge lines. Following that, some refolded hinges were disarticulated from lower or upper and lower fold limbs, and all spiral pods were finally formed (Fig. 5.14D). Thus, the proposed mechanism of spiral pod formation integrates models of the development of spiral folds (the rolling fold hinge line model) and folds with curved hinges and sheath folds (the rotating fold hinge model) in slumps (Alsop and

Marco, 2013), the mechanisms that act simultaneously during a single progressive layer-parallel simple shear.

The direction of apparent rolling (wrapping) of microlayers in spiral pods coincides with the tectonic transport direction, which has been established from shear-sense indicators studied in both the Shuururta-Yagelurta area and in the entire Keivy Schist Belt. Thus, the mechanism of spiral pod formation proposed in this research favors its usage as a shear-sense indicator.

Sets of buckle microfolds, which deform a quartz microlayer in less competent schists, can be confidently interpreted as rigid objects comparable, for example, to garnet porphyroblasts. Rolling of these sets of buckle microfolds initiated by layer-parallel simple shear favors the idea that spiral garnet porphyroblasts should have been rotated during their growth.

The presented data, devoted to the study of the spiral pods, make it possible to formulate **the second conclusion to be defended:**

2. A new shear-sense indicator (rotation structure) in metamorphic rocks has been established. Rotation structures of this kind have been termed "spiral pods" and have been formed by wrapped multi-microlayers in staurolite-bearing kyanite-mica schist of the KSB.

Data on the spiral pods in the Keivy Schists obtained by the author are presented in (Gorbunov et al., 2016; Gorbunov and Balagansky, 2022).

Chapter 6. Relationship between tectonic movements based on shear-sense indicators in the Keivy Terrane and Paleoproterozoic regional deformations in the Kola Peninsula

The deformations considered in this study are widespread in both the Keivy Schist Belt and the rift-related rocks of the Serpovidny Synform core. This raises questions about their age and their relationship to the regional-scale processes that have formed the current structure of the Kola Region of the Fennoscandian Shield.

6.1. Deformation age

The formation of rift-related rocks of the Serpovidny Synform core should have occurred in the Paleoproterozoic as these rocks are correlated with rocks that make up the Uмба Formation of the Imandra-Varzuga Structure (e.g., Belolipetsky et al., 1980; Zagorodny and Radchenko, 1988) and are dated at 2.05 Ga (Martin et al., 2013). The Paleoproterozoic age of the rift-related rocks in question is also confirmed by the Sm–Nd isotope data on amphibolites (Myskova et al., 2014). These rocks should obviously have experienced deformations and metamorphism in the Paleoproterozoic during the thrusting of the Serpovidny Nappe onto the Keivy schists whose roots are situated in the Imandra-Varzuga Structure (Negrutsa and Negrutsa, 2007; Mudruk et al., 2013; Mudruk et al., 2022).

Sedimentary protoliths of the Keivy Schists are considered to be either Archean or Paleoproterozoic (see Section 2.2). As mentioned above, the author of this research accepts the point of view that advocates the Paleoproterozoic age of these protoliths (Gorbunov and Balagansky, 2022). If the sedimentation age is actually Paleoproterozoic, then the age of deformations that resulted in the development of the studied shear-sense indicators under conditions of regional medium-grade metamorphism should have also occurred in the Paleoproterozoic. Nevertheless, the following data make it possible to estimate the deformation age under consideration, regardless of the age of sedimentary protoliths of the Keivy Schists.

1. In the Early Precambrian, two major orogenies occurred in the northeastern Fennoscandian Shield (mainly the Kola Region and the adjacent Belomorian Province): Archean (2.8–2.6 Ga) and Paleoproterozoic (2.0–1.9 Ga). The Archean orogeny is thought to be complex and includes two separate orogenies and the older orogeny formed the Archean TTG basement (Zagorodny and Radchenko, 1983; The Early Precambrian..., 2005; Kozlov et al., 2006; Mints et al., 2010b, 2010c; Slabunov et al., 2021).

2. Sedimentary protoliths of the Keivy Schists are thought to have resulted from strong chemical weathering and belong to formations of the sedimentary cover accumulated after the termination of the younger Archean orogeny and the peneplanation of the orogen's uplifted area (Bel'kov, 1963;

Predovsky, 1980; Zagorodny and Radchenko, 1983; 1988; The Early Precambrian..., 2005). An assumption that protoliths of the Keivy Schists cannot be reliably reconstructed due to that these experienced intense metasomatism (Bushmin et al., 2011) is not considered to be proven.

3. Based on long-term studies of metamorphism of rocks of the Keivy Terrane, a conclusion was made that the Keivy Schists experienced only one episode of regional metamorphism, which is associated with folding that affected the Keivy Schists. (Glazunkov and Petrov, 1990). This conclusion has never been questioned by all researchers of the Keivy Terrane.

4. Peralkaline granites, which occupy a considerable area of the Keivy Terrane, are postorogenic A-type granites which formed 2.67–2.66 Ga ago (Mitrofanov et al., 2000; Bayanova, 2004; Zozulya et al., 2005; Vetrin and Rodionov, 2009). These rocks display weakly pronounced but widely developed lineations, the orientation of which generally coincides with that in the entire Keivy Schists Belt (Bel'kov, 1963; Batieva, 1976). An analysis of data on lineations resulted in a conclusion that these are related to the same deformation episode that occurred in the entire Keivy terrane (Mudruk et al., 2013; Mudruk, 2014).

5. Recent studies of the Lebyazhka acid metavolcanics overlain by the Keivy Schists have revealed that these rocks have the same geochemistry as the peralkaline granites and are postorogenic A-type igneous rocks as well (Balagansky et al., 2021).

Thus, the set of data suggests that the Keivy Schists were metamorphosed and deformed during the Paleoproterozoic rather than the Archean. The Paleoproterozoic orogenic events that occurred in the Kola Region of the Fennoscandian Shield are related to the Lapland–Kola Collisional Orogeny (~2.0–1.9 Ga) (Balagansky et al., 2006, 2011, 2016; Daly et al., 2001, 2006). Therefore, the Keivy Schists, as well as the rift-related rocks of the Serpovidny Synform core, should have been deformed during this orogeny.

It should be added that Paleoproterozoic deformations affected other complexes of the Keivy Terrane to a certain extent (Fig. 6.1). The lowest strain is identified in the Archean basement complex, which represents the lowest level of the stratigraphic succession and are exposed in the southwest of the terrane. Most of the metavolcanics of the Lebyazhka Formation are weakly sheared; however, in the zones of their contacts with the Keivy Schists, these rocks display much higher strain. Strain in the peralkaline granites is low as well. The most sheared rocks are located in the upper level of the stratigraphic succession, represented by the Keivy Schists and rift-related rocks of the Serpovidny Synform core.

	Group	Formation (Fm)	Thickness (maximum)	Protoliths and tectonic settings	Paleoproterozoic strain
Paleoproterozoic	Pestsovaya Keiva [1]	Serpovidny complex [2] coeval to the 2.05 Ga Umba Fm	980 m [2]	Basalts, sandstones, siltstones, and stromatolite-bearing dolostones deposited in a rift-related tectonic setting [1,3,4,8]	The Serpovidny Synform core (rift-related rocks): very low in the upper limb, locally absent (undeformed stromatolites, $R_{xz} < 1.1$ in metabasalts, weak schistosity in metasediment), and high in the lower limb (R_{xz} = from 10 to 25)
		Keivy [3–9]	Pestovaya Tundra [4]	650 m [3]	Sandstones and quartz arenites [3,4]
	Vykhchurta		710 m [3]	Products of deep chemical weathering formed, eroded, and redeposited in a quiescent tectonic setting [1,3,4,8,9,11]	
	Chervurta		580 m [3]		
Archean	Tundra [3]	Lebyazhka, 2.68 Ga [10]	~ 1.5 km [3]	Acid volcanics [3,4] of the A-type originated in a post-orogenic tectonic setting [10]	Low, locally absent : rocks are rather massive, display weak schistosity, and contain undeformed quartz and feldspar amygdaloids; high in intensely sheared varieties directly underlying the Keivy schists
		Patcherva, Kinemur, Kolovay	1.5–2.0 km [3, 4]	Sandstones, siltstones, carbonate rocks, conglomerates, and acid, intermediate, and basic volcanics, komatiites [3,4]	No data, but high at the very north-eastern margin of the Keivy Terrane (zone of thrusting of the Murmansk Province onto this terrane; rocks in this zone are spatially associated with intensely sheared 2.66–2.67 Ga gabbro-anorthosite massifs formed after an Archean orogeny)
			TTG basement, 2.7–2.9 Ga		

Stratigraphic/
tectonic unconformity

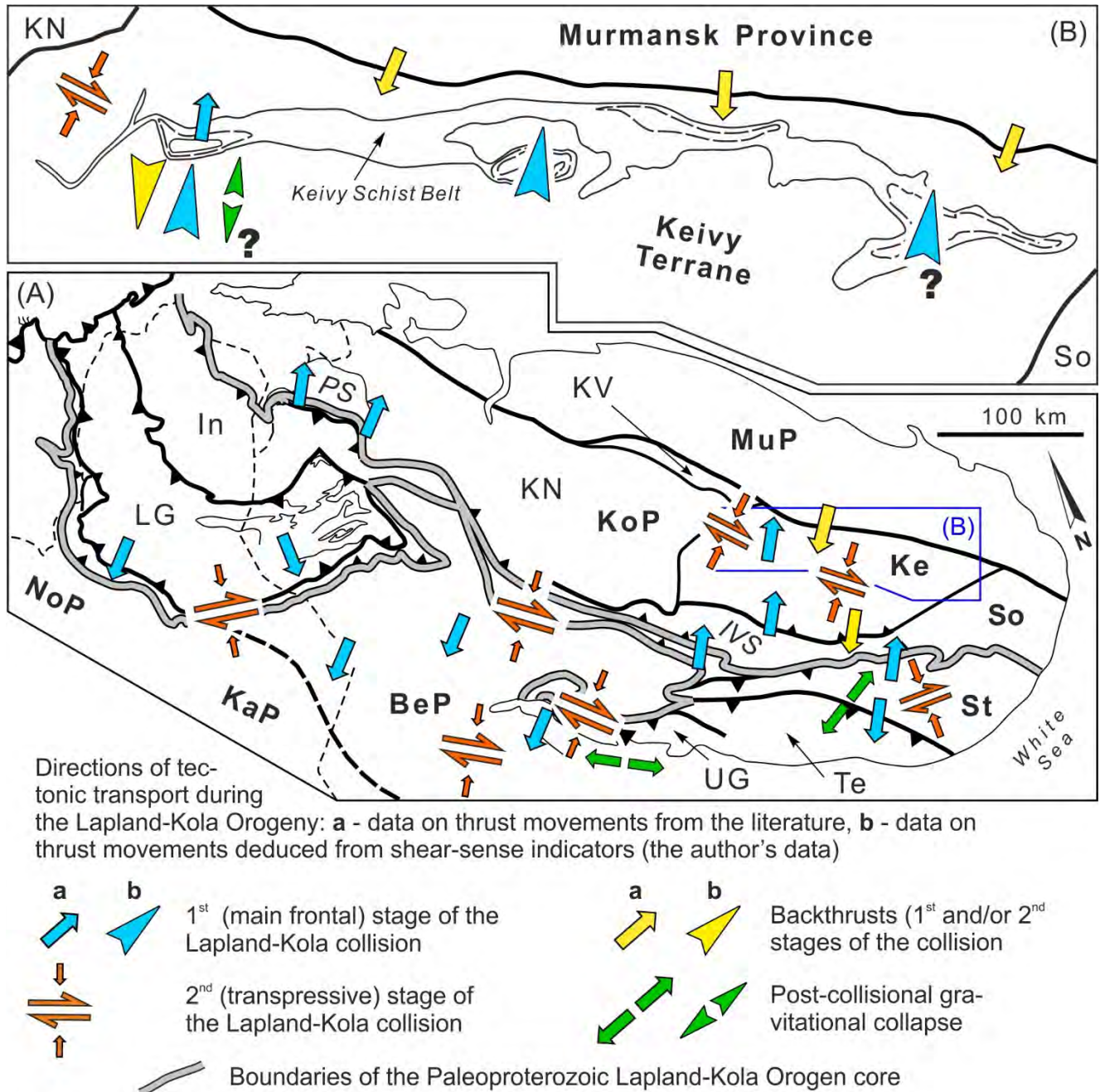
Notes: 1. Rock unit name & thickness from: [1] = Zagorodny & Radchenko, 1988, [2] = Mudruk et al., 2022, [3] = Belolipetsky et al., 1980, [4] = Radchenko et al., 1994; 2. Keivy Group age from: [5] = Sokolov, 1940, [6] = Mirskaya, 1979, [7] = Melezhek & Hanski, 2013, [8] = Mints et al., 2015; protolith & tectonic setting from: [9] = Bel'kov, 1963,

[3] = Belolipetsky et al., 1980, [10] = Balagansky et al., 2021, [11] = Zagorodny & Radchenko, 1983. 4. Pestsovaya Tundra Formation is ranked as a "group" in study [3] and consists of two formations: Zolotaya Reka and Malye Keivy.

Fig. 6.1. Simplified stratigraphic column of the Keivy Terrane with a relative value of Paleoproterozoic strain of lithostratigraphic units (modified after Mudruk et al., 2022). Variations of strain values in the vertical section of the Keivy Terrane is similar to those in the Helvetic nappes and is the basis for a conclusion that the Keivy Terrane was subjected to tectonics of detached middle crust, a component of the Lapland-Kola collisional orogeny (Balagansky et al., 2012).

6.2. Paleoproterozoic deformations in the Kola Region and their relationship with shear-sense indicators in the Keivy Schists Belt and Serpovidny Synform

A considerable amount of the regional Paleoproterozoic deformations experienced by rocks of the Kola Region is related to crustal compression during the Lapland-Kola collisional orogeny (Bridgwater et al., 1992; Daly et al., 2006; Balagansky et al., 2006). At the first stage of the collision, this compression resulted in the development of nappes that were moved away from the core of the LKO to the northeast and southwest and then thrust onto the northeastern and southwestern forelands of the orogen, respectively, which led the entire LKO to attain palm or flower morphology (Balagansky et al., 2016). Southwest-directed movements are related to the thrusting of the Lapland and Umba granulite terranes, as well as of the Strelna Terrane, onto the Belomorian Province (Balagansky, 2002; The Early Precambrian..., 2005; Daly et al., 2006 and references therein) (Fig. 6.2A). Northeast-directed thrust movements are recorded in the southern zone of the Pechenga Structure (Fig. 6.2A) (Radchenko et al., 1992; Seismological model..., 1997), in the northern and southern boundary zones of the Imandra-Varzuga Structure (Zagorodny et al., 1982), and in the Strelna and Keivy terranes



Archean provinces: BeP - Belomorian, KaP - Karelian, KoP - Kola, MuP - Murmansk, NoP - Norrbotten. **Terranes:** In - Inari, KV - Kolmozero-Voronya, Ke - Keivy, KN - Kola-Norwegian, LG - Lapland Granulite, So - Sosnovka, St - Strelna, T - Tersk, UG - Uмба Granulite. **Paleoproterozoic rift structures:** PS - Pechenga, IVS - Imandra-Varzuga.

Fig. 6.2. Directions of tectonic transport during the Lapland-Kola Collisional Orogeny in the Kola Peninsula after data from the literature (Balagansky et al., 2016 and references therein; Mudruk et al., 2022) (A) and in the Keivy Schist Belt after the author's data (B).

(Balagansky et al., 2006; Daly et al., 2006). The second, transpressive stage of the collision is characterized by dextral strike-slip movements parallel to the strike of the orogen and is recorded in the rocks of the Lapland Granulite Belt, the northern part of the Belomorian Province, the Kolvitsa Collision Mélange, and the Strelna and Keivy terranes (Balagansky et al., 1998; Balagansky, 2002; Daly et al.,

2006; Mudruk et al., 2022) (Fig. 6.2A). The third, post-collisional stage was accompanied by the gravitational collapse of the orogen in an extensional regime. Deformations related to this stage have been identified only in the Strelna and Umba terranes (Balagansky, 2002; Daly, 2006) (Fig. 6.2A).

The shear-sense indicators examined in this research have been discovered in two fundamentally different types of rocks: the rift-related rocks of the Serpovidny Synform core and the Keivy Schists, with the protolith of the latter being redeposited products of chemical weathering. As mentioned above, the deformations that resulted in the development of the shear-sense indicators are considered to have occurred in the Paleoproterozoic.

Reconstruction of the 3D shape of the Serpovidny Synform, as well as the correlation of the rocks that compose its core with rift-related rocks of the Pechenga-Imandra-Varzuga Structure, led to the conclusion that this synform was formed as a result of thrusting to the northeast from the LKO core during the first stage of the collision (Mudruk, 2014; Mudruk et al., 2022). Shear-sense indicators observed in the Serpovidny Synform core (see Section 3.4.2) generally support this conclusion (Fig. 6.2B). It should be noted that the indicators of this stage are rather poorly developed, often observed as relics, and their geometry is not always clearly expressed even in the most deformed varieties of these rocks. However, shear-sense indicators established in the Keivy Schists underlying the rift-related rocks as well as in the strongly thinned metabasalts in the core, lying almost directly on the schists, indicate north-directed movements.

Shear-sense indicators of the next stage are much better developed, and they are composed of minerals that overprint the early microstructures of the first stage. There are both north-directed and south-directed movements established, while the latter were observed rather frequently. The movements of this stage can be related to the southwest-directed thrusting of the Murmansk Province onto the Keivy Terrane (Mints et al., 2010b). Perhaps, this thrusting could not have been an independent event and was related back-thrusting during the main thrusting to the north and northeast (back-thrusting is a process typical for collisional orogeny (van der Pluijm and Marshak, 2004)).

In addition, the rocks of the Serpovidny Synform core display microstructures composed of chlorite, the usage of which as shear-sense indicators is highly disputable. These microstructures are superimposed on the structures formed at the two previous stages, and if they actually are shear-sense indicators, then they can be related to post-orogenic collapse.

Shear-sense indicators are widely developed in the Keivy Schists, with the reliability of them being rather high. These indicators are observed both in the western part of the Keivy Schist Belt (on both limbs of the Serpovidny Synform) and in the central part of this belt in the Shuururta-Yagelurta study area (see Sections 3.4.2 and 4.1). The overwhelming majority of the indicators show a NNE direction of tectonic movements (Fig. 6.2B). No reliable shear-sense indicators were established in the eastern part of the belt (the Manyuk study area). The hinge lines of the folds in the central part of the

belt are highly curvilinear, and their shape and vergence make it possible to unambiguously establish the NNE direction of tectonic movements. This direction is confirmed by observations of micro-scale shear-sense indicators. Consequently, the formation of folds in the eastern part of the Manyuk study area should be associated with the same NNE-directed tectonic movements.

Thus, the Keivy Schists along their entire length of more than 150 km experienced simple shearing resulted from northeast-directed tectonic movements. The same direction is suggested from the shape of the Serpovidny Mega-Sheath Fold and rare shear-sense indicators observed in the rocks of its core. Taking into account the size of the area of distribution of all these deformations, their rather high magnitude of strain, their Paleoproterozoic age, as well as the direction of tectonic movements associated with them, it can be concluded that the studied structures resulted from large-scale thrusting in the northern and northeastern directions caused by the Lapland-Kola orogeny. At the same time, the Keivy Schists were thrust onto the Lebyazhka metavolcanics, whereas the rift-related rocks of the Serpovidny Synform core were thrust onto the Keivy Schists.

Summarising all data on the shear-sense indicators studied in this work and their correlation with the direction of regional-scale tectonic movements makes it possible to formulate **the third conclusion to be defended:**

3. Shear-sense indicators in the rocks of the KSB (S-C fabrics, spiral pods, and folds with curvilinear hinge lines), together with the Serpovidny Mega-Sheath Fold, indicate the northward and northeastward thrusting of the KSB onto the Archean Lebyazhka Metavolcanics during the Paleoproterozoic Lapland–Kola Collisional Orogeny.

Data on shear-sense indicators within the Keivy Schist Belt obtained by the author are presented in (Balagansky et al., 2012; Mudruk et al., 2013; Balagansky et al., 2016; Gorbunov and Balagansky, 2022; Mudruk et al., 2022).

Conclusions

The research carried out in the Keivy Terrane is of significance for understanding the tectonic processes that took place during the Paleoproterozoic Lapland–Kola Collisional Orogeny. Being classified as the northeastern foreland of the orogen, the Keivy Terrane contains numerous evidence of large-scale thrusts in the northern and northeastern directions. Deformations related to the thrusting are recorded mainly in the rocks of the Keivy Schist Belt, which are interpreted as metamorphosed redeposited products of chemical weathering, and in the rift-related rocks of the Serpovidny Mega-Sheath Fold core and are thrust onto the Keivy Schists.

The data on deformation structures obtained in the framework of this research provided the opportunity to carry out kinematic reconstructions of the tectonic evolution of the Kola Region during the Lapland-Kola Collision. The data on the magnitude of strain on both limbs of the Serpovidny Mega-Sheath Fold are important for assessing the validity of conclusions that were previously made by other researchers and concern different aspects of its formation. A detailed structural and petrographic study of shear-sense indicators of a new type (spiral pods) discovered in the Keivy Schists is an important contribution to understanding processes that occur during ductile flow in rocks that have experienced regional metamorphism under mid-crustal conditions. Based on the results of this study, the following conclusions can be drawn.

1. The Serpovidny Synform, which is interpreted as a giant sheath fold, displays a pronounced asymmetry in the distribution of strain magnitude on the different limbs of its core, which are composed of rift-related rocks. The Metabasalt Sequence in the upper limb, which has an apparent thickness of 600 m, remained undeformed, and the R_{\max} value in the rocks of this limb is approximately 1. The lower limb is thinned and this thinning is believed to have resulted from the close proximity of the tectonic boundary, along which intense thrusting occurred. Consequently, the thickness of the Metabasalt Sequence in the lower limb was reduced significantly, reaching only 15 meters in the thinnest part. The R_{XZ} values for these rocks are ca. 10 and 25 at distances of 100 m and 7 m from the tectonic boundary, respectively. This distribution of strain magnitude on both limbs is similar to synformal anticlines in the Helvetic Nappes in the Alpine Orogenic Belt.

2. In intensely sheared rocks of the lower limb of the Serpovidny Synform, several types of micro-scale shear-sense indicators have been identified. These indicators were formed at several stages of deformation and display different directions of tectonic transport. The first stage corresponds to the northeast-directed thrusting of the rift-related rocks of the Serpovidny Synform core onto the Keivy Schists during the Lapland-Kola Collision and the subsequent transformation of this fold into a giant sheath fold. The second stage is related to the thrusting of the Murmansk Province onto the Keivy

Terrane, also caused by the Lapland–Kola Collision. This thrust is identical to back-thrusts in the Phanerozoic collisional orogens.

3. Shear-sense indicators of a new type, spiral pods, have been established in the Keivy Schists. Unlike most known indicators, spiral pods are three-dimensional, linear-shaped structures. They are represented by wrapped hinges of small folds which deform microlayers of schists. Spiral pods form a single structural paragenesis with lineations and hinge lines of shear-related folds, and all these structures were formed during a single stage of progressive deformation of simple shear that occurred under amphibolite-facies metamorphism. Spiral pods evolved from folds with initially curvilinear hinge lines by their further curving and wrapping of their axial surfaces to form refolded folds. The wrapping was initiated by ptigmatitic microfolds, into which quartz-muscovite microlayers were folded and preserved in the central domains of the spiral pods. The behavior of these microfolds is comparable to that of a rigid object (like a garnet porphyroblast) during rotation.

4. Other shear-sense indicators observed in the Keivy Schist Belt include (1) micro-scale C–S structures composed primarily of kyanite needles and muscovite flakes; and (2) outcrop-scale shear-related folds with initially curvilinear hinge lines. All these indicators, including spiral pods, generally coincide with each other, and together with the Serpovidny Mega-Sheath Fold, they indicate north- and northeast-directed thrusting movements in the Keivy Schist Belt during the Paleoproterozoic Lapland–Kola Collisional Orogeny.

References

1. Abildaeva M.A., Zinoviev S.V., Buslov M.M. Late Paleozoic rock deformation of the Kurai block: structural–kinematic analysis (upper Kuraika river, Gorny Altai, Russia) // *Geodynamics and Tectonophysics*. 2019. Vol. 10 No.4. P. 937–943.
2. Aerden D.G.A.M., Ruiz-Fuentes A. X-ray computed micro-tomography of spiral garnets: a new test of how they form // *J. Struct. Geol.* 2020. Vol. 136. 104055.
3. Alekseev D.V., Khudoley A.K., Kushnareva A.V., Skoblenko A.V., Dodonov K.S. Deformation stages and kinematics of metamorphic nappes in the Southern Tien Shan (Atbashi Ridge, Kyrgyzstan) // *Tectonics and geodynamics of the Earth's crust and mantle: Fundamental issues–2022. Proceedings of the LIII Tectonic Conference, Moscow, February 01–05, 2022. GEOS, Moscow. 2022. P. 10–15 (in Russian).*
4. Alsop G.I., Holdsworth R.E. Shear zone folds: records of flow perturbation or structural inheritance? // Alsop G.I., Holdsworth R.E., McCaffrey K.J.W., Hand M. (eds). *Flow Processes in Faults and Shear Zones*. Geological Society, London. Special Publications 224. 2004a. P. 177–199.
5. Alsop G.I., Holdsworth R.E. The geometry and topology of natural sheath folds: a new tool for structural analysis // *J. Struct. Geol.* 2004b. Vol. 26. No. 9. P. 1561–1589.
6. Alsop G.I., Holdsworth R.E. The three dimensional shape and localization of deformation within multilayer sheath folds // *J. Struct. Geol.* 2012. Vol. 44. P. 110–128.
7. Alsop G.I., Marco C. Seismogenic slump folds formed by gravity-driven tectonics down a negligible subaqueous slope // *Tectonophysics*. 2013. Vol. 605. 48–69.
8. Alsop G.I., Marco C., Levi T. Recognising surface versus sub-surface deformation of soft-sediments: consequences and considerations for palaeoseismic studies // *J. Struct. Geol.* 2022. Vol. 154. 104493.
9. Alsop G.I., Weinberger R., Marco C., Levi, T., Identifying soft-sediment deformation in rocks // 2019. *J. Struct. Geol.* Vol. 125. P. 248–255.
10. Arzamastsev A.A., Arzamastseva L. V., Belyatskii B. V. Alkaline volcanism of the initial phase of Paleozoic tectono-magmatic reactivation in northeastern Fennoscandia: Geochemical features and petrologic consequences // *Petrology*. 1998. Vol. 6. No. 3. P. 293–312 (in Russian).
11. Arzamastsev A.A., Petrovsky M. N. Alkaline volcanism in the Kola peninsula, Russia: paleozoic Khibiny, Lovozero and Kontozero calderas // *Proceedings of the Murmansk State Technical University*. 2012. Vol. 15. No. 2. P. 277–279.
12. Astafieva M.M., Balaganskii V.V. Keivy Paraschists (Archean–Early Proterozoic): Nanobacteria and Life // *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2018. Vol. 26. P. 354–363.
13. Balagansky V.V. Main Stages of the Paleoproterozoic Tectonic Evolution of the Northeastern

- Baltic Shield. Abstract of Doctoral Dissertation in Geology and Mineralogy. 2002. St. Petersburg. 23 p. (in Russian).
14. Balagansky V.V. Major element chemistry of Neoproterozoic acid metavolcanics of the Lebyazhka Formation, Keivy Terrane, Arctic part of the Fennoscandian Shield // Proceedings of the Fersman Scientific Session of the GIKSC RAS. 2021. No. 18. P. 37–47 (in Russian).
 15. Balagansky V. V., Glaznev V. N., Osipenko L. G. Early Proterozoic evolution of the northeastern Baltic Shield: terrane analysis // *Geotectonics*. 1998. Vol. 32. No. 2. P. 81–93.
 16. Balagansky V.V., Gorbunov I.A., Mudruk S.V. Palaeoproterozoic Lapland-Kola and Svecofennian orogens (Baltic shield). Herald of the Kola Science Centre of the RAS. 2016. No. 3. P. 5–11 (in Russian).
 17. Balagansky V.V., Mints M.V., Daly J.S. Paleoproterozoic Lapland–Kola Orogen // Structure and Dynamics of the Lithosphere of Eastern Europe: Results of Europrobe Programme Studies. GEOKART–GEOS, Moscow. 2006. P. 142–155 (in Russian).
 18. Balagansky V.V., Mudruk S.V., Gorbunov I.A., Raevsky A.B. Tectonics of detached middle crust in the north-eastern foreland of the Palaeoproterozoic Lapland-Kola collisional orogen, north-eastern Baltic Shield // Proceedings of the Murmansk State Technical University. 2012. Vol. 15. No. 2. P. 300–310.
 19. Balagansky V.V., Myskova T.A., Lvov P.A., Larionov A.N., Gorbunov I.A., Neoproterozoic A-type acid metavolcanics in the Keivy terrane, northeastern Fennoscandian shield // *Lithos*. 2021. Vol. 380–381. 105899.
 20. Balagansky V.V., Raevsky A.B., Mudruk S.V. Lower Precambrian of the Keivy Terrane, Northeastern Baltic Shield: A stratigraphic succession or a collage of tectonic sheets? // *Geotectonics*. 2011. Vol. 45. No. 2. P. 127–141.
 21. Balagansky V., Shchipansky A., Slabunov A., Gorbunov I., Mudruk S., Sidorov M., Azimov P., Egorova S., Stepanova A., Voloshin A. Archaean Kuru-Vaara eclogites in the northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield: Crustal architecture, timing, and tectonic implications // *International Geology Review*. 2015. Vol. 57. P. 1541–1563.
 22. Baltybaev Sh.K. Svecofennian Orogen of the Fennoscandian Shield: Compositional and Isotopic Zoning and Its Tectonic Interpretation // *Geotectonics*. 2013. Vol. 47. No. 6. P. 452–464.
 23. Batiyeva I.D. Petrology of Alkaline Granitoids of the Kola Peninsula. Nauka, Leningrad. 1978. 224 p. (in Russian).
 24. Bayanova T.B. Age of Reference Geological Complexes of the Kola Region and the Duration of Magmatic Processes. Nauka, St. Petersburg. 2004. 174 p. (in Russian).

25. Bédard J. H. Stagnant lids and mantle overturns: Implications for Archaean tectonics, magmagenesis, crustal growth, mantle evolution, and the start of plate tectonics // *Geoscience Frontiers*. 2018. Vol. 9. No1. P. 19–49.
26. Bel'kov I.V. Kyanite Schists of the Keivy Formation. Academy of Sciences of the USSR, Moscow. 1963. 322 p. (in Russian).
27. Bell T.H. Deformation partitioning and porphyroblast rotation in metamorphic rocks: a radical reinterpretation // *J. Metamorph. Geol.* 1985. Vol. 3. P. 109–118.
28. Bell T.H., Fay C. Holistic microstructural techniques reveal synchronous and alternating andalusite and staurolite growth during three tectonic events resulted from shifting partitioning of growth vs deformation // *Lithos*. 2016. Vol. 262. P. 699–712.
29. Bell T.H., Johnson S.E. Porphyroblast inclusion trails: the key to orogenesis // *J. Metamorph. Geol.* 1989. Vol. 7. P. 279–310.
30. Bell T.H., Johnson S.E. Rotation of relatively large rigid objects during ductile deformation: Well established fact or intuitive prejudice? // *Australian Journal of Earth Sciences*. 1990. Vol. 37. No. 4. P. 441–446.
31. Bell T.H., Johnson S. E., Davis B., Forde A., Hayward N., Wilkins C. Porphyroblast inclusion-trail orientation data: eppure non son girate* ! // *J. Metamorph. Geol.* 1992. Vol. 10. P. 295–307.
32. Belolipetsky A.P., Gaskelberg V.G., Gaskelberg L.A., Antonyuk E.S., Il'in Yu.I. *Geology and Geochemistry of Early Precambrian Metamorphic Complexes of the Kola Peninsula*. Nauka, Leningrad. 1980. 238 p. (in Russian).
33. Belyaev O.A., Mitrofanov F.P., Bayanova T.B., Petrov V.P., Levkovich N.V. Late Archean age of acid metavolcanic rocks in the Malye Keivy Region, Kola Peninsula. *Doklady Earth Science*. 2001. Vol. 379A. P. 705–708.
34. Bingen B., Andersson J., Söderlund U., Möller C. The Mesoproterozoic in the Nordic countries // *Episodes*. 2008. Vol. 31. P. 29–34.
35. Bonamici C.E., Tikoff B., Goodwin L.B. Anatomy of a 10 km scale sheath fold, Mount Hay ridge, Arunta Region, central Australia: the structural record of deep crustal flow // *Tectonics*. 2011. Vol. 30. No. 6.
36. Bons P.D., Jessell M.W., Griera A. Porphyroblast rotation versus nonrotation: Conflict resolution!: COMMENT // *Geology*. 2009. Vol. 37. P. e182.
37. Bridgwater D., Marker M., Mengel F. The eastern extension of the early Proterozoic Torngat Orogenic Zone across the Atlantic. // Wardle R. J., Hall J. (Eds). *Lithoprobe, Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore Transect (ECSOOT)*. Memorial University of Newfoundland. St. John's, Report 27. P. 76-91.
38. Budko V.M., Dolivo-Dobrovolsky A.V., Radzevich N.A. Preparation for fieldwork. Complex

- aerogeological and aerogeophysical studies // Guidelines for geological survey at a scale of 1:50000. Issue 4. Geological survey in areas of metamorphic formations. Nedra, Leningrad. 1972. P. 14–48 (in Russian).
39. Bushmin S.A., Glebovitskii V.A., Prasolov E.M., Lokhov K.I., Vapnik E.A., Savva E.V., Shcheglova T.P. Origin and composition of fluid responsible for metasomatic processes in shear zones of the Bolshie Keivy Tectonic Nappe, Baltic Shield: carbon isotope composition of graphite. *Doklady Earth Science*. 2001. Vol. 438. P. 701–704.
 40. Carreras J., Druguet E. Complex fold patterns developed by progressive deformation // *J. Struct. Geol.* 2019. Vol. 125. P. 195–201.
 41. Cawood A.J., Bond C.E. 3D mechanical stratigraphy of a deformed multi-layer: Linking sedimentary architecture and strain partitioning // *J. Struct. Geol.* 2018. Vol. 106. P. 54–69.
 42. Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Pisarevsky S.A., Dhuime B., Capitanio F.A., Nebel O. Geological archive of the onset of plate tectonics. *Philosophical Transaction of the Royal Society A*. 2018. Vol. 376. No.2132. 20170405.
 43. Cobbold P.R., Quinquis H. Development of sheath folds in shear regimes // *J. Struct. Geol.* 1980. Vol. 2. Nos. 1–2. P. 119–126.
 44. Corfu F., Larsen B.F. U-Pb systematics in volcanic and plutonic rocks of the Krokskogen area: Resolving a 40 million years long evolution in the Oslo Rift // *Lithos*. 2020. V. 276-377. 105755.
 45. Cornish S., Searle M. 3D geometry and kinematic evolution of the Wadi Mayh sheath fold, Oman, using detailed mapping from high-resolution photography // *J. Struct. Geol.* 2017. Vol. 101. P. 26–42.
 46. Daly J. S., Balagansky V.V., Timmerman M.J. et al. Ion microprobe U–Pb zircon geochronology and isotopic evidence supporting a trans-crustal suture in the Lapland Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield // *Precambrian Res.* 2001. Vol. 105. Nos. 2–4. P. 289–314.
 47. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland-Kola Orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // *European Lithosphere Dynamics. Geological Society. London, Memoirs*. Vol. 32. No 1. 2006. P. 579–598.
 48. Davis G.H., Reynolds S.J., Kluth C.F. *Structural Geology of Rocks and Regions*. New York, etc. John Wiley & Sons, Inc. 2012. 776 p.
 49. Fay C., Bell T.H., Hobbs B.E. Porphyroblast rotation versus nonrotation: conflict resolution // *Geology*. 2008. Vol. 36. P. 307–310.
 50. Fay C., Bell T.H., Hobbs B.E. Porphyroblast rotation versus nonrotation: Conflict resolution!: REPLY // *Geology*. 2009. V.37. P. e188.
 51. Fazio E., Ortolano G., Visalli R., Alsop I., Cirrincione R., Pezzino A. Strain localization and sheath fold development during progressive deformation in a ductile shear zone: a case study of macro-

- to micro-scale structures from the Aspromonte Massif, Calabria // *Ital. J. Geosci.* 2018. Vol. 137. No. 2. P. 208–218.
52. Flannery D.T., Allwood A.C., Van Kranendonk M.J. Lacustrine facies dependence of highly ^{13}C -depleted organic matter during the global age of methanotrophy // *Precambrian Research*. 2016. V. 285. P. 216–241.
53. Fomina E., Kozlov E., Lokhov K., Lokhova O., Bocharov V. Carbon Sources and the Graphitization of Carbonaceous Matter in Precambrian Rocks of the Keivy Terrane (Kola Peninsula, Russia) // *Minerals*. 2019. Vol. 9. No. 2. P. 94.
54. Fossen H. *Structural Geology*. Cambridge, etc.: Cambridge University Press. 2010. 480 p.
55. Fossen H., Cavalcante G. Shear zones – A Review // *Earth Sci. Rev.* 2017. Vol.171. P. 434-455.
56. Fossen H., Cavalcante G.C.G., Pinheiro R.V.L., Archanjo C.J. Deformation – progressive or multiphase? *J. Struct. Geol.* 2019. Vol. 125. P. 82–99.
57. Fossen H., Rykkelid E. Shear zone structures in the Øygarden area, West Norway // *Tectonophysics*. 1990. Vol. 174. P. 385-397.
58. Gaál G., Gorbatshev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Gaál G., Gorbatshev R. (Eds.). *Precambrian geology and evolution of the central Baltic Shield*. Special Issue. *Precambrian Res.* Vol. 35. 1987. P. 15–52.
59. Gaskelberg L.A., Lukyanova N.V., Gaskelberg V.G. etc. Integrated report on the geological additional study of the Keivy structure and the compilation of an updated geological map at a scale of 1: 200000 and on the exploration and the revision work on mica (muscovite) in the Central mica-bearing region, carried out by the Keivy and East Ponoy teams in 1971–1978 in the Lovozersky district of the Murmansk region within sheets Q-36-VI, Q-37-I-IV, VII-XI. Apatity. 1978 (in Russian).
60. Geological Map of the Kola Region (North-Eastern Baltic Shield) // Mitrofanov, F.P. (Editor-in-Chief). Geological Institute, Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences, Apatity, 1996 (in Russian and English).
61. Geology of the USSR. Vol. XXVII. Murmansk district. Part I. // Kharitonov L.Ya (Ed.). Gosgeoltekhizdat, Moscow. 714 p. (in Russian).
62. Glazunkov A.N., Petrov V.P. The Keivy megablock // Mitrofanov F.P. (Ed.). *Endogenic Regimes of Metamorphism in the Early Precambrian*. Nauka, Leningrad. 1990. P. 110–131 (in Russian).
63. Gorbatshev R., Bogdanova S. Frontiers in the Baltic Shield // *Precambrian Res.* 1993. Vol. 64. P. 3–21.
64. Gorbunov I.A. Kinematic, microstructural and strain analysis of Early Precambrian rocks of the Keivy Terrane (Kola Peninsula). Master's thesis. Murmansk State Technical University. 2012 (in Russian).
65. Gorbunov I.A., Balagansky V.V. Shear-sense indicators of tectonic movements in metamorphic

rocks of the Keivy Terrane, northeast of the Baltic Shield // Current issues of Precambrian geology, geophysics and geo-ecology. Proceedings of the XXI conference of young scientists dedicated to the memory of K.O. Kratz. St. Petersburg, 18–25 Oct. 2010, P. 6–10 (in Russian).

66. Gorbunov I.A., Balagansky V.V. Spiral-shaped fabrics in metamorphic rocks: A new example of rotation during progressive deformation // *J. Struct. Geol.* 2022. Vol. 159. 104590.
67. Gorbunov I.A., Balagansky V.V., Mudruk S.V. Spiral-shaped microstructures in thin-layered rock matrix as a new species of kinematic indicators in shear zones // *Herald of the Kola Science Centre of the RAS.* No. 4. 2016. P. 10–15 (in Russian).
68. Griera A., Llorens M.-G., Gomez-Rivas E., Bons P.D., Jessell M.W., Evans L.A., Lebensohn R. Numerical modelling of porphyroclast and porphyroblast rotation in anisotropic rocks // *Tectonophysics.* 2013. Vol. 587. P. 4–29.
69. Grohmann, C., Campanha, G., OpenStereo: open source, cross-platform software for structural geology analysis // *AGU Fall Meeting Abstracts.* IN31C-06. 2010.
70. Grujic D. Channel flow and continental collision tectonics: an overview // Law R.D., Searle M.P., Godin L. (eds.). *Channel Flow, Ductile Extrusion and Exhumation in Continental Collision Zones.* Geological Society, London. Special Publications. 2006. Vol. 268. P. 25–37.
71. Hanmer S., Passchier C. Shear-sense indicators: a review // *Geol. Surv. Can. Paper* 90–17. 1991. 72 p.
72. Hölttä P., Balagansky V., Garde A., Mertanen S., Peltonen P., Slabunov A., Sorjonen-Ward P., Whitehouse M. Archean of Greenland and Fennoscandia // *Episodes.* 2008. Vol. 31, P. 13–19.
73. Iljina M., Hanski E. Layered mafic intrusions of the Tornio-Näränkäväära belt // Lehtinen M., Nurmi P. A., Rämö O. T. (Eds.). *Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian. Shield Developments in Precambrian Geology* 14. Amsterdam: Elsevier. 2005. P. 101-138.
74. Ivanyuk G.Yu., Yakovenchuk V.N., Pakhomovsky Ya.A. *Kovdor. Laplandia Minerals, Apatity.* 2002. 326 p. (in Russian).
75. Johnson S.E. Porphyroblast microstructures: a review of current and future trends // *Am. Mineral.* 1999. Vol. 84. P. 1711–1726.
76. Johnson S.E. Urvavelling the spirals: a serial thin-section study and three-dimensional computer-aided reconstruction of spiral-shaped inclusion trails in garnet porphyroblasts // *J. Metamorph. Geol.* 1993. Vol. 11. P. 621–634.
77. Khudoley A.K. Structural and strain analyses of the middle part of the Talassian Alatau ridge (middle Asia, Kirgizstan) // *J. Struct. Geol.* 1993. Vol. 15. No 6. P. 693–706.
78. Kirmasov A.B. *Fundamentals of structural analysis.* Nauchnyy Mir, Moscow. 2011. 368 p. (in Russian).

79. Kislitsyn R. V. Age and kinematics of tectonic movements in the core of the Early Proterozoic Lapland-Kola orogen. Extended abstract of the PhD thesis. Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences, Apatity. 2001. 22 p. (in Russian).
80. Koistinen T., Stephens M. B., Bogatchev V., Nordgulen Ø., Wennerström M., Korhonen J. (comp.) Geological map of the Fennoscandian Shield, scale 1:2 000 000. Trondheim: Geological Survey of Norway. Uppsala: Geological Survey of Sweden. Moscow: Ministry of Natural Resources of Russia. Espoo: Geological Survey of Finland. 2001.
81. Kolodiazhny S.Yu. Paleoproterozoic structural-kinematic evolution of the south-east Baltic Shield. GEOS, Moscow. 2006. 332 p. (Transactions of the Geological Institute of the Russian Academy of Science; Vol. 572) (in Russian).
82. Kolodiazhny S.Yu. Structural-kinematic evolution of the central Belomorian-Lapland Belt in the Paleoproterozoic // *Geotectonics*. 2007. Vol. 41. No. 3. P. 46–68.
83. Kontinen A. An Early Proterozoic Ophiolite – The Jormua Mafic-Ultramafic Complex, Northeastern Finland // *Precambrian Res.* 1987. Vol .35. P. 313–341.
84. Korja A. Lahtinen R. Nironen M. The Svecofennian orogen: a collage of microcontinents and island arcs // *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society London, Memoirs. 2006. Vol. 32. P. 561–578.
85. Kozlov N.E. Sorokhtin N.O. Martynov, E.V. Geodynamic Evolution and Metallogeny of Archaean Structural and Compositional Complexes in the Northwestern Russian Arctic // *Minerals*. 2018. Vol. 8. No. 12. 573
86. Kozlov N.E., Sorokhtin N.O., Glaznev V.N. et al. Archaean Geology of the Baltic Shield. Nauka, St. Petersburg. 2006. 329 p. (in Russian)
87. Kraus J., Williams P.F. A new spin on "non-rotation" porphyroblasts: implications of cleavage refraction and refence frames // *J. Struct. Geol.* 2001. V. 23. P. 963–971.
88. Kukhareno A.A., Bulakh A.G., Ilyinsky G.A., Shinkarev N.F., Orlova M.P. Metallogeny of alkaline rock series of the Eastern Baltic Shield. Nedra, Leningrad. 1971. 277 p. (in Russian).
89. Kushnareva A. V., Khudoley A. K., Alekseev D. V. Deciphering the structure of the Karadzhilga massif (Northern Tien Shan): from undeformed granites to mylonites // *Tectonics and geodynamics of the Earth's crust and mantle: Fundamental issues–2022. Proceedings of the LIII Tectonic Conference, Moscow, February 01–05, 2022.* GEOS, Moscow. 2022. P. 270–273 (in Russian).
90. Kuznetsov N. B., Baluev A. S., Terekhov E. N. et al. Constraints of the age of the Tersk Formation (Tersky coast of the White Sea) and possible sources of clastic material // *Fundamental issues of tectonics and geodynamics. Proceedings of the LII Tectonic Conference, Moscow, January 28–February 01, 2020.* GEOS, Moscow. 2020. P. 357–361.

91. Laajoki K. Karelian supracrustal rocks // Lehtinen M., Nurmi P. A. & Rämö O. T. (Eds.). *Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield*. *Developments in Precambrian Geology* 14. Amsterdam: Elsevier. 2005. P. 279–342.
92. Lacassin R., Mattauer M. Kilometre scale sheath fold at Mattmark and implications for transport direction in the Alps // *Nature*. 1985. Vol. 315. P. 739–742.
93. Lahtinen R. Main geological features of Fennoscandia // *Geological Survey of Finland. Special Paper* 53. 2012. P. 13–18.
94. Lahtinen R., Garde A.A., Melezhik V.A. Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland // *Episodes*. 2008. Vol. 31. No. 1. P. 20–28.
95. Lahtinen R., Huhma H. A revised geodynamic model for the Lapland-Kola Orogen // *Precambrian Res.* 2019. Vol. 330. P. 1–19.
96. Lahtinen R., Korja A., Nironen M. Palaeoproterozoic tectonic evolution of the Fennoscandian Shield. // Lehtinen M., Nurmi P., Rämö T. (Eds.). *Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield*. *Developments in Precambrian Geology* 14. Amsterdam: Elsevier. 2005. P. 418–532.
97. Lister G., Forster M. Porphyroblast rotation versus non-rotation: Conflict resolution: COMMENT // *Geology*. 2009. Vol. 37. P. e201.
98. Martin A.P., Condon D.J., Prave A.R., Melezhik V.A., Lepland A., Fallick A.E. Dating the termination of the Palaeoproterozoic Lomagundi-Jatuli carbon isotopic event in the north Transfennoscandian Greenstone belt // *Precambrian Res.* 224. P. 160-168
99. Melezhik V.A. The Imandra/Varzuga Greenstone Belt // *Reading the Archive of Earth's Oxygenation*. Vol. I. The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as context for the Fennoscandian Arctic Russia—Drilling Early Earth Project. Heidelberg, etc.: Springer. 2013. P. 249–288.
100. Melezhik V.A., Basalaev A.A., Predovsky A.A. et al. Carbonaceous Deposits of Early Stages of the Earth's Evolution (Geochemistry and Conditions of Sedimentation on the Baltic Shield). Nauka, Leningrad. 1988. 250 p. (in Russian).
101. Melezhik V.A., Hanski E.J. The Early Palaeoproterozoic of Fennoscandia: geological and tectonic settings // *Reading the Archive of Earth's Oxygenation*. Vol. 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as context for the Fennoscandian Arctic Russia—Drilling Early Earth Project. Heidelberg, etc.: Springer Verlag. 2013a. P. 33–38.
102. Melezhik V.A., Hanski E.J. The Pechenga Greenstone Belt // *Reading the Archive of Earth's Oxygenation*. Vol. 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as context for the Fennoscandian Arctic Russia—Drilling Early Earth Project. Heidelberg, etc.: Springer Verlag. 2013b. P. 289–388.
103. Melezhik V.A., Sturt B.A. General geology and evolutionary history of the Early Proterozoic Polmac-Pasvik-Pechenga-Imandra-Varzuga-Ust’Ponoy Greenstone Belt in northeastern Baltic Shield //

Earth Sci. Rev. 1994. Vol. 36. P. 205—241.

104. Melnikov A.I. Structural evolution of metamorphic complexes of ancient shields. GEO, Novosibirsk. 2011. 288 p. (in Russian).

105. Mikhailenko Yu. V., Soboleva A. A., Hourigan D. K. U–Pb age of detrital zircons from Upper Precambrian deposits of the Sredni and Rybachi peninsulas (northern margin of the Kola Peninsula) // Stratigraphy and Geological Correlation. 2016. Vol. 24. No. 5. P. 439-463.

106. Milanovsky A.E. Structure position and the development history of the Karelian rocks in the Serpovidny Ridge // Precambrian Geology of the Kola Peninsula. Kola Branch of Academy of Sciences of the USSR, Apatity, 1984. P. 102–112 (in Russian).

107. Miller C.B., Wheeler P.A. Biological Oceanography. 2012. New York: John Wiley & Sons. 487 p.

108. Mineralogy of the Khibiny Massif. Mineral species. Vol. 2 // Chukhrov F.V. (Editor-in-Chief). Nauka, Moscow. 1978. 591 P. (in Russian).

109. Minnigh L.D. Structural analysis of sheath-folds in a meta-chert from the Western Italian Alps // J. Struct. Geol. 1979. Vol. 1. No. 4. P. 275–282.

110. Mints M.V., Glaznev V.N., Konilov A.N. et al. Early Precambrian of the Northeastern Baltic Shield: Paleogeodynamics, structure, and evolution of the continental crust. Nauchny Mir, Moscow. 1996. 287 p. (Transactions of the Geological Institute of the Russian Academy of Science; Vol. 503) (in Russian).

111. Mints M.V., Konilov A.N., Dokukina K.A. et al. The Belomorian eclogite province: unique evidence of Meso-Neoarchean subduction and collision // Doklady Earth Sciences. 2010a. Vol. 434 (2). P. 1311–1316.

112. Mints M.V., Suleimanov A.K., Zamozhnaya N.G. Deep structure, evolution and mineral deposits in the Early Precambrian basement of the East European Platform: interpretation of data on reference profiles 1-EV, profiles 4B and TATSEIS. Vol. 1. GEOKART: GEOS, Moscow. 2010b. 408 p. (in Russian).

113. Mints M.V., Suleimanov A.K., Zamozhnaya N.G. Deep structure, evolution and mineral deposits in the Early Precambrian basement of the East European Platform: interpretation of data on the reference profile 1-EV, profiles 4B and TATSEIS. Vol. 2. GEOKART: GEOS, Moscow. 2010c. 400 p. (in Russian).

114. Mirskaya D.D. On the stratotype section of the early Precambrian on the Kola Peninsula (Keivy zone) // Stratigraphy of the Archaean and Lower Proterozoic of the USSR. Nauka, Leningrad. 1979 P. 42–46. (in Russian).

115. Mitrofanov F.P., Pozhilenko V.I., Smolkin V.F., Arzamastsev A.A. et al. Geology of Kola Peninsula. Apatity: Kola Science Centre RAS. 1995. 145 p.

116. Mitrofanov F.P., Zozulya D.R., Bayanova T.B., Levkovich N.V. The world's oldest anorogenic alkali granitic magmatism in the Keivy structure on the Baltic Shield // *Doklady. Earth Sciences*. 2011. Vol. 374. P. 1145–1148. (in Russian).
117. Mudruk S.V. Stratigraphy of the Keivy terrane: a review // *Proceedings of the Fersman Scientific Session of the GI KSC RAS*. 2022. No 19. P. 253–259 (in Russian).
118. Mudruk S.V. The main stages of Paleoproterozoic deformations in the Keivy and Strelna terranes in the northeast of the Baltic Shield // PhD thesis. Apatity. 2014. 145 p. (in Russian).
119. Mudruk S.V., Balagansky V.V., Gorbunov I.A., Raevsky A.B. Alpine-type tectonics in the Paleoproterozoic Lapland-Kola Orogen. *Geotectonics*. 2013. Vol. 47. P. 251–265.
120. Mudruk S.V., Balagansky V.V., Raevsky A.B., Rundkvist O.V., Matyushkin A.V., Gorbunov I.A. Complex shape of the Palaeoproterozoic Serpovidny refolded mega-sheath fold in northern Fennoscandia revealed by magnetic and structural data // *J. Struct. Geol.* 2022. Vol. 154. 104493.
121. Mutanen T., Huhma H. The 3.5 Ga Siurua Trondhjemite Gneiss in the Archean Pudas-Jarvi Granulite Belt, Northern Finland // *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 2003. Vol. 75. P. 51-68.
122. Myskova T.A., Balaganskii V.V., Glebovitskii V.A., Lvov P.A., Mudruk S.V., Skublov S.G. The first isotopic data on the Paleoproterozoic age of amphibolites of Serpovidnyi Ridge, Keivy Terrane, Baltic Shield // *Doklady Earth Science*. 2014. Vol. 459. P. 1553–1558.
123. Nebel O., Capitanio F. A., Moyen J.-F., Weinberg R. F., Clos F., Nebel-Jacobsen Y.J., Cawood P. A. When crust comes of age: on the chemical evolution of Archaean, felsic continental crust by crustal drip tectonics. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*. 2018. Vol. 376. 20180103.
124. Negrutsa V.Z., Negrutsa T.F. Lithogenetic Principles of Paleodynamic Reconstructions of the Lower Precambrian of the Eastern Baltic Shield. Kola Science Center RAS, Apatity. 2007. 281 p. (in Russian).
125. Nikitin E.A. Primary-sedimentary structures of Paleoproterozoic metamorphic rocks of the Serpovidny Ridge, Keivy Terrane. Master's thesis. Murmansk State Technical University. 2011. 59 p. (in Russian).
126. Passchier C.W., Myers J.S., Kröner A. *Field geology of high-grade gneiss terrains*. Berlin, etc.: Springer-Verlag. 1990. 150 p.
127. Passchier C.W., Trouw R.A.J. *Microtectonics*. Berlin, etc.: Springer. 2005. 366 p.
128. Passchier C.W., Trouw R.A.J., Zwart H.J., Vissers R.L.M. Porphyroblast rotation: eppur si muove*? // *J. Metamorph. Geol.* 1992. Vol. 10. P. 283–294.
129. Peltonen P. *Ophiolites* // Lehtinen M., Nurmi P. A. & Rämö O. T. (Eds.) *Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield*. *Developments in Precambrian Geology*

14. Amsterdam: Elsevier. 2005. P. 237–278
130. Petrovsky M.N. Ultra-alkaline eudialite phonolite from the Kontozero carbonatite paleovolcano (Kola Peninsula): geology, mineralogy, and geochemistry // Herald of the Kola Science Centre of the RAS. 2016. No. 3. P. 27–43 (in Russian).
131. Pozhilenko V.I., Gavrilenko B.V., Zhirov D.V., Zhabin S.V. Geology of areas mineral deposits of the Murmansk Region. Kola Science Centre RAS, Apatity. 2002. 359 p. (in Russian).
132. Predovsky A.A. Reconstruction of conditions of sedimentation and volcanism in the Early Precambrian. Nauka, Leningrad. 1980. 152 p. (in Russian).
133. Radchenko A.T., Balagansky V.V., Basalayev A.A., Belyayev O.A., Pozhilenko V.I., Radchenko M.K. An Explanatory Note on Geological Map of the North- Eastern Baltic Shield of a Scale of 1:500000. KSC RAS, Apatity. 1994. 95 p. (in Russian and English).
134. Radchenko A.T., Balagansky V.V., Vinogradov A.N., Golionko G.B., Petrov V.P., Pozhilenko V.I. Precambrian Tectonics of the Northeastern Baltic Shield (An Explanatory Note on Tectonic Map on a Scale of 1:500000). Nauka, St. Peterburg. 1992. 110 p. (in Russian).
135. Raevsky A.B., Mudruk S.V., Balagansky V.V., Rundkvist O.V. Reconstructing the shape of large synformal folds based on the solution of the 2D non-linear magnetic inverse problem // Tectonophysics. 2019. Vol. 752. P. 33–44.
136. Ramsay J.G. Tectonics of the Helvetic Nappes // Price N.J., McClay K.R. (Eds). Thrust and nappe tectonics. Geological Society, London. Special Publications 9. 1981. P. 293–309.
137. Ramsay J.G., Casey M., Kligfield R. Role of shear in development of the Helvetic fold-thrust belt of Switzerland // Geology. 1983. V.11. No. 8. P.439-442.
138. Ramsay J.G., Huber M.I. The Techniques of Modern Structural Geology. V. 1: Strain analysis. London, etc.: Academic Press. 1983. 307 p.
139. Ramsay J.G., Huber M.I. The Techniques of Modern Structural Geology. V. 2. Folds and Fractures. London, etc.: Academic Press. 1987. P. 309–700.
140. Reber J.E., Dabrowski M., Galland O., Schmid, D.W. Sheath fold morphology in simple shear // J. Struct. Geol. Vol. 53. 2013a. P. 15–26.
141. Reber J.E., Dabrowski M., Schmid D.W. Sheath fold formation around slip surfaces // Terra Nova. 2012. Vol. 24. P. 417–421.
142. Reber J.E., Galland O., Cobbold P.R., Le Carlier de Veslud C. Experimental study of sheath fold development around a weak inclusion in a mechanically layered matrix. // Tectonophysics. 2013b. Vol. 586. P. 130–144.
143. Remizova A.M., Semushina N.A., Plotnikova I.A. Explanatory note to the geological map of the Murmansk region. Scale 1:200000. Sheets Q-37-I, II. Krasnoschelye. // Remizova A.M. (ed.) Report on

- the compilation of an updated digital geological map of the Murmansk region at a scale of 1: 200000. Vol. 18. Apatity. 2007. 117 p. (in Russian).
144. Rey P.F. Introduction to Structural Geology. The University of Sydney. 2016. https://www.researchgate.net/publication/299135987_Introduction_to_Structural_Geology
145. Robyr M., Carlson W.D., Passchier C., Vonlanthen P. Microstructural, chemical and textural records during growth of snowball garnet // *J. Metamorph. Geol.* 2009. Vol. 27. P. 423–437.
146. Rodionov N.V., Belyatsky B.V., Antonov A.V., Kapitonov I.N., Sergeev S.A. Comparative in-situ U–Th–Pb geochronology and trace element composition of baddeleyite and low-U zircon from carbonatites of the Palaeozoic Kovdor alkaline–ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia // *Gondwana Research*. 2012. Vol. 21. No. 4. P. 728–744.
147. Rodionov N. V., Lepekhina E. N., Antonov A. V. et al. U-Pb SHRIMP-II ages of titanite and timing constraints on apatite-nepheline mineralization in the Khibiny and Lovozero alkaline massifs (Kola Peninsula) // *Russian Geology and Geophysics*. 2018. Vol. 59. No. 8. P. 962–974.
148. Rodygin A. I. Methods of Strain-Analysis. Tomsk University Press, Tomsk. 2006. 168 p. (in Russian).
149. Rosenfeld J.L. Rotated Garnets in Metamorphic Rocks. Geological Society of America Special Paper 129. 1970. P. 102.
150. Rudnick R. L., Fountain D. M. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*. 1995. Vol. 33. No. 3 P. 267–309.
151. Sanislav I.V. Porphyroblast rotation and strain localization: Debate settled!: COMMENT // *Geology*. 2010. V. 38. e204.
152. Schidlowski M. Application of stable carbon isotopes to early biochemical evolution on Earth // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 1987. V. 15. P. 47–72.
153. Schmidt W. Bewegungsspuren in Porphyroblasten Kristalliner Schiefer. S.B. Akad. Wiss. Wien. 1918. Vol. 127. P. 293–310.
154. Schoneveld C. A study of some typical inclusion patterns in strongly paracrystalline rotated garnets // *Tectonophysics*. Vol. 39. 1977. P. 453–471.
155. Schoneveld, C. The Geometry and Significance of Inclusion Patterns in Syntectonic Porphyroblasts // PhD thesis. University of Leiden, The Netherlands. 1979.
156. Searle M. P., Alsop G. I. Eye-to-eye with a mega–sheath fold: A case study from Wadi Mayh, northern Oman Mountains // *Geology*. 2007. Vol. 35. No. 11. P. 1043–1046.
157. Seismogeological model of the lithosphere of northern Europe: Barents Region, Part 1 // Mitrofanov F. P. and Sharov N. V. (Eds). Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences, Apatity. 1998. 236 p. (in Russian).
158. Shanmugan, S., 2016. The seismite problem // *J. Palaeogeogr.* Vol. 5. P. 318–362.

159. Shchipansky A.A., Samsonov A.V., Bibikova E.V., Babarina I.I., Konilov A.N., Krylov K.A., Slabunov A.I., Bogina M.M. 2.8 Ga boninite- hosting partial suprasubduction ophiolite sequences from the North Karelian greenstone belt, NE BalticShield, Russia // Kusky T. (Ed.). *Precambrian Ophiolites and Related Rocks*: Amsterdam: Elsevier. 2004. P. 425–487.
160. Shchipansky A.A., Slabunov A.I. Provenance of "Svecofennian" zircons in the Belomorian mobile belt, Baltic shield, and some geodynamic implications // *Geochemistry International*. 2015. V. 53. No. 10. P. 869–891.
161. Sidorenko A. V., Tenyakov V. A., Rosen O. M. et al. *Precambrian Para- and Orthoamphibolites: State of the Issue and Experience in Analysis of Amphibolites: an example from the Kola Peninsula*. Nauka, Moscow. 1972. 211 p. (in Russian).
162. Skublov S. G., Berezin A. V., Berezhnaya N. G. General relations in the trace-element composition of zircons from eclogites with implications for the age of eclogites in the Belomorian mobile belt // *Petrology*. 2012. V. 20. No. 5. P. 427–249.
163. Skublov S. G., Berezin A. V., Melnik A. E. et al. Protolith age of eclogites from the southern part of Pezhostrov Island, Belomorian belt: Protolith of metabasites as indicator of eclogitization time // *Petrology*. 2016. V. 24. № 6. P. 594–607.
164. Slabunov A.I. *Geology and Geodynamics of Archean Mobile Belts (an Example from the Belomorian Province of the Fennoscandian Shield)*. KarRC RAS, Petrozavodsk. 2008. 296 p. (in Russian).
165. Slabunov A.I., Balagansky V.V., Shchipansky A.A. Mesoarchean to Paleoproterozoic crustal evolution of the Belomorian province, Fennoscandian Shield, and the tectonic setting of eclogites // *Russian Geology and Geophysics*. 2021. V. 62. No. 5. P. 525–546
166. Slabunov A.I., Bibikova E.V. Stepanov V.S. Volodichev O.I., Balagansky V.V., Stepanova A.V., Sibelev O.S. Neorarchean Belomorian Mobile Belt // *Structure and Dynamics of the Lithosphere of Eastern Europe: Results of Europrobe Programme Studies*. GEOKART– GEOS, Moscow. 2006a. P. 127–135 (in Russian).
167. Slabunov A.I., Guo J.-H., Balagansky V.V., Lubnina N.V., Zhang L. Precambrian crustal evolution of the Belomorian and Trans-North China orogens and supercontinents reconstruction // *Geodynamics and Tectonophysics*. 2017. Vol. 8. No. 3. P. 569–572.
168. Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V., Balagansky V.V., Sorjonen-Vard P., Volodichev O.I., Shchipansky A.A., Svetov S.A., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Stepanov V.S. The Archean of the Baltic Shield: Geology, geochronology, and geodynamic settings // *Geotectonics*. 2006b. Vol. 40. No. 6. P. 409–433.
169. Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V., Sorjonen-Ward P., Balagansky V.V., Volodichev O.I., Shchipansky A.A., Svetov S.A., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Stepanov V.S.. The

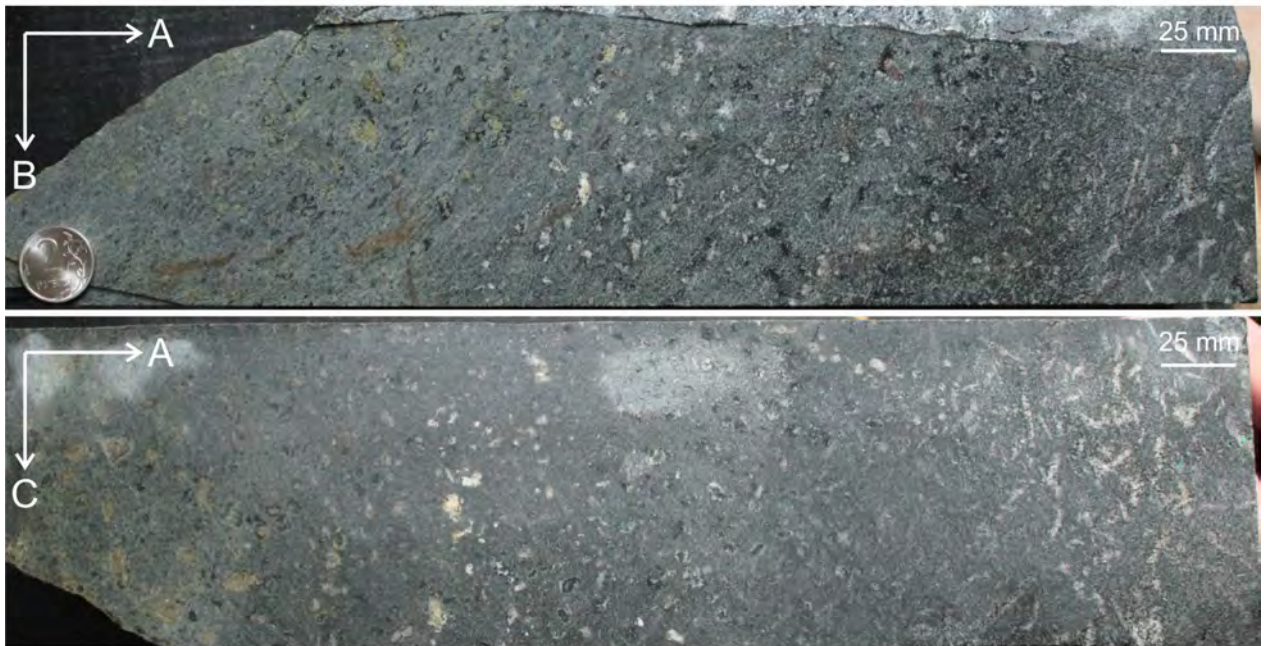
- Archaean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) Shield // Gee D.G., Stephenson R.A. (Eds.). *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society, London, Memoir 32. 2006. P. 627–644.
170. Slabunov A.I., Shchipansky A.A., Stepanov V.S., Babarina I.I. A Tectonic Remnant of the Mesoarchean Oceanic Lithosphere in the Belomorian Province, Fennoscandian Shield // *Geotectonics*. 2019. Vol. 53. No. 2. P. 205–230.
171. Sokolov P.V. Geology of the Keivy plateau and the formation of the Keivy crystalline schists // Borisov P.A. (Ed.). *The Great Keivy: an Issue of the Keivy Kyanite*. Gosnaughtekhizdat, Leningrad. 1940. P. 35–50 (in Russian).
172. Stern R.J. Evidence from ophiolites, blueschists, and ultra-high pressure metamorphic terranes that the modern episode of subduction tectonics began in Neoproterozoic time // *Geology*. 2005. Vol. 33. P. 557–560.
173. Stern, R.J. The evolution of plate tectonics // *Philosophical Transactions of the Royal Society A*. 2018. Vol. 376. 20170406.
174. Stern, R.J., Gerya, T., Tackley, P.J. Stagnant lid tectonics: Perspectives from silicate planets, dwarf planets, large moons, and large asteroids. *Geoscience Frontiers*. 2018. Vol 9, 103–119.
175. Stratchan L.J., Alsop G.I. Slump folds as estimators of palaeoslope: a case study from the Fisherstreet Slump of County Clare, Ireland // *Basin Research*. 2006. Vol. 18. No. 4. P. 451–470.
176. The Early Precambrian of the Baltic Shield // Glebovitsky, V. A. (ed.). Nauka, St. Petersburg. 2005. 711 p. (in Russian).
177. The Earth's crust of the eastern part of the Baltic Shield // K.O. Kratz (Ed.). Nauka, Leningrad. 1978. 232 p. (in Russian).
178. Tuisku P., Huhma H., Whitehouse M. Geochronology and geochemistry of the enderbite series in the Lapland Granulite Belt: generation, tectonic setting, and correlation of the belt // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 2012. Vol. 49. P. 1297–1315.
179. Van der Pluijm B.A., Marshak S. *Earth Structure: an Introduction to Structural Geology and Tectonics*. W.W. Norton & Company, New York. London. 2004. P. 656
180. Vetrin V.R. Granitoids of the Murmansk Block. Kola Branch of the USSR Academy of Sciences, Apatity. 1984. 124 p. (in Russian).
181. Vetrin V.R., Lepekhina E.N., Larionov A.N. et al. Initial subalkaline magmatism of the Neoproterozoic alkaline province of the Kola Peninsula // *Doklady Earth Science*. 2007. Vol. 414. No. 5. P. 663–666.
182. Vetrin V.R., Rodionov N.V. Geology and Geochronology of Neoproterozoic Anorogenic Magmatism of the Keivy Structure, Kola Peninsula // *Petrology*. 2009. V. 17. No. 6. P. 537–557.
183. Voitenko V.N., Khlebalin I.Y., Senotrusov V.A. Application of strain analysis to estimate pressure solution processes in regional shear zones // *Geotectonics*. 2016. Vol. 50. No 1. P. 62–80.

184. Voitenko V.N., Khudoley A.K. Strain-analysis in Geotectonic Researches // Issues of Tectonophysics. To the 40-anniversary of the laboratory of tectonophysics established by Gzovsky M.V. IPS RAS, Moscow. 2008. P. 9–27 (in Russian).
185. Vollmer F.W. A computer model of sheath-nappes formed during crustal shear in the Western Gneiss Region, central Norwegian Caledonides // Journal of Structural Geology. 1988. Vol. 10. No. 7. P. 735–743.
186. Volodichev, O.I. The Belomorian complex of Karelia: Geology and petrology. Nauka, Leningrad. 248 p. (in Russian).
187. Volodichev O.I., Slabunov A.I., Bibikova E.V., Konilov A.N., and Kuzenko T.I. Archean eclogites in the Belomorian Mobile Belt, Baltic Shield // Petrology. 2004 V. 12. No. 6. P. 540–560.
188. Vuollo J., Piirainen T. Mineralogical evidence for an ophiolite from the Outokumpu serpentinites in North Karelia, Finland // Bull. Geol. Soc. Finland 61. Part 1. 1989. P. 95–112.
189. Windley B.F, Kusky T., Polat A. Onset of plate tectonics by the Eoarchean // Precambrian Res. 2021. Vol. 352. 105980.
190. Yu H., Zhang L., Lanari P., Rubatto D., Li X. Garnet Lu–Hf geochronology and P-T path of the Gridino type eclogite in the Belomorian Province, Russia // Lithos. 2019b. Vol. 326–327. P. 313–326.
191. Yu H., Zhang L., Zhang L., Chunjing Wei Ch., Li X., Guo J., Bader T., Qi Y. The metamorphic evolution of Salma-type eclogite in Russia: Constraints from zircon/titanite dating and phase equilibria modeling // Precambrian Res. 2019a. Vol. 326. P. 363–384.
192. Zagorodny V.G., Mirskaya D.D., Suslova S.N. Geology of the Pechenga Sedimentary-Volcanic Sequence. Nauka, Moscow. 1964. 208 p. (in Russian).
193. Zagorodny V.G., Predovsky A.A., Basalaev A.A. et al. Imandra-Varzuga Zone of the Karelides (geology, geochemistry, and development history). 1982. 280 p. (in Russian).
194. Zagorodny V.G., Radchenko A.T. Early Precambrian Tectonics of the Kola Peninsula. Nauka, Leningrad. 1983. 93 p. (in Russian).
195. Zagorodny V.G., Radchenko, A.T. Tectonics of the Karelides in the Northeastern Baltic Shield. Nauka, Leningrad. 1988. 111p. (in Russian).
196. Zozulya D.R., Bayanova T.B., Eby G.N. Geology and age of the late Archean Keivy Alkaline Province, north-eastern Baltic shield // J. Geol. 2005. Vol. 113. P. 601–608.

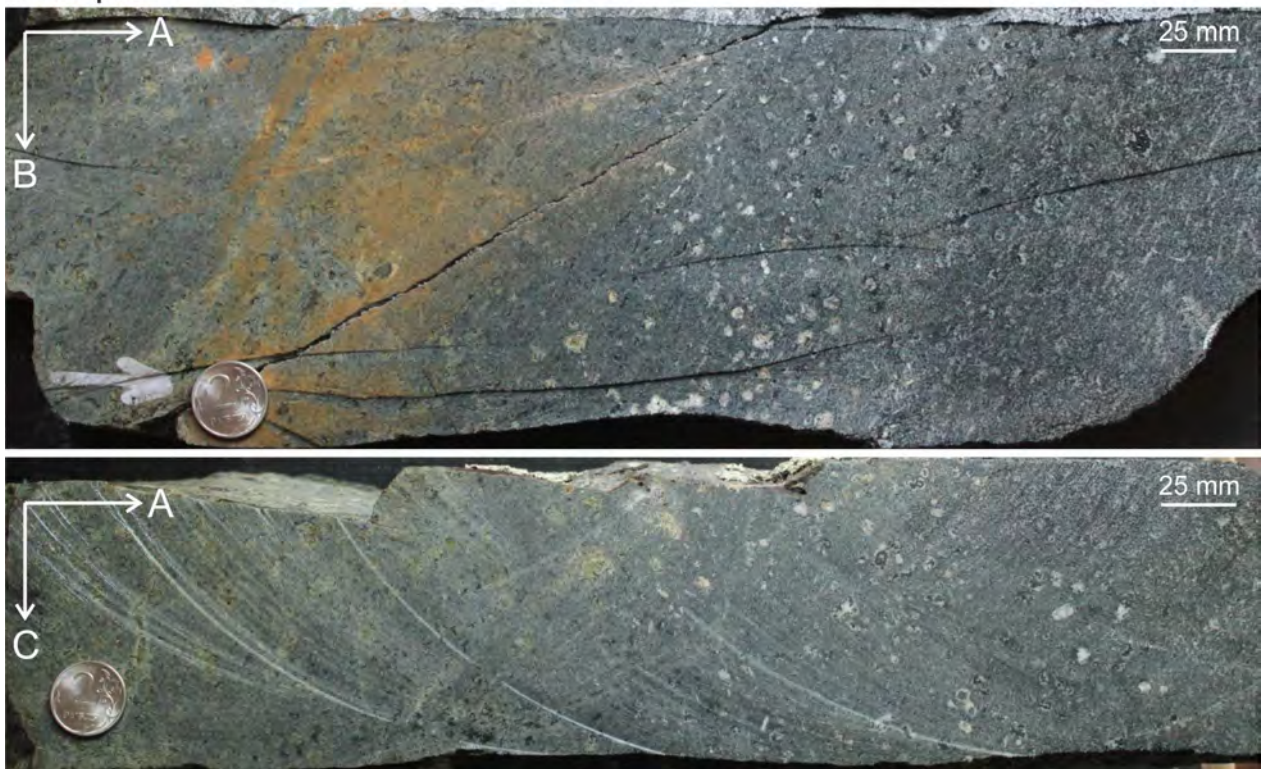
Appendix

Optically scanned images of the surfaces of metabasalt samples, which were used for calculations of the axial ratios of undeformed amygdaloids (Samples 1 and 2) or the values R_{XZ} , R_{YZ} and R_{XY} of the strain ellipsoid for deformed rocks (Samples 3-6).

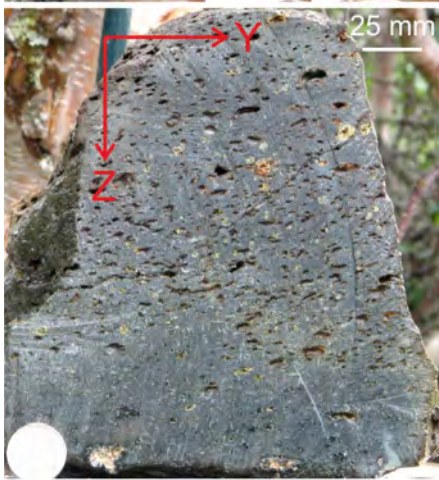
Sample 1



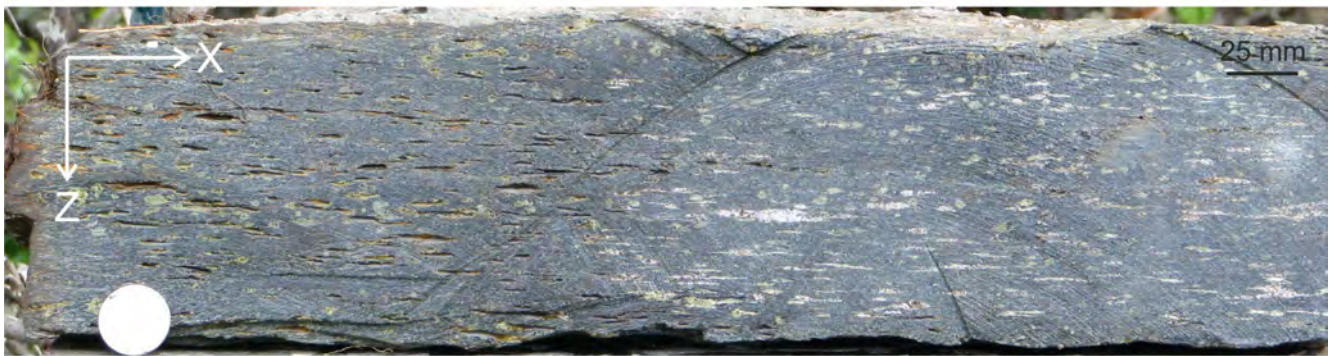
Sample 2



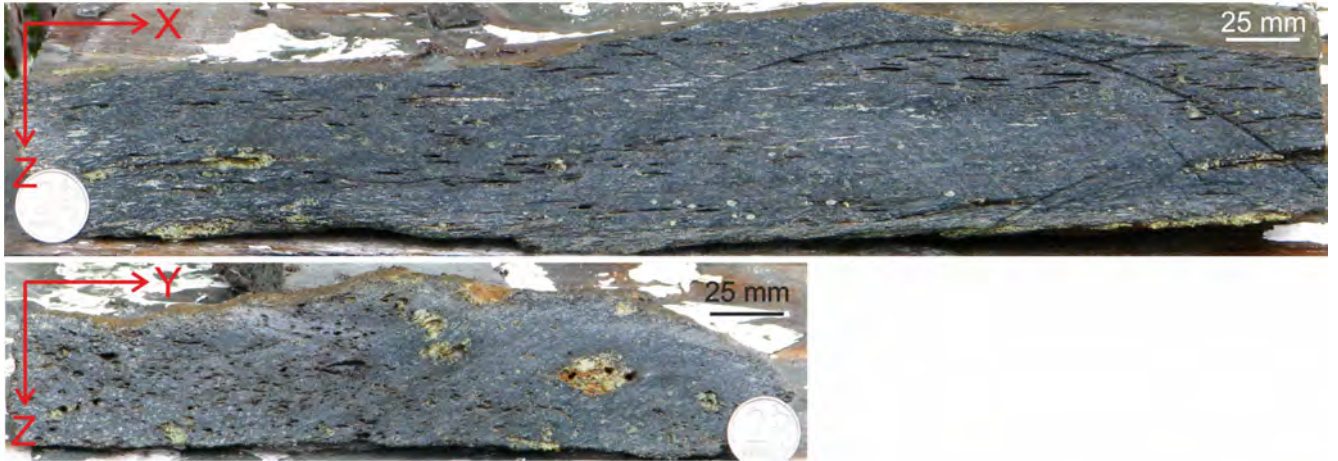
Sample 3



Sample 4



Sample 5



Sample 6

