

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОГО БЛОКА УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВОГО МАССИВА СИРБА-АБАЙ (ЭФИОПИЯ, СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ АФРИКА)

С. И. Белов, Ю. Д. Синюков, Е. Н. Божко

В статье публикуются первые данные по ультрамафит-мафитовому массиву Сирба-Абай. Массив обнаружен на территории Абиссинского нагорья. Геологические структуры восточной Африки, в которых расположен комплекс ультрамафит-мафитовых пород, прослеживаются как в северном, так и в южном направлении, где известны крупнейшие платинометальные месторождения Великой Дайки Зимбабве и Бушвельда.

1. ПОЛОЖЕНИЕ МАССИВА СИРБА-АБАЙ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АФРИКИ

Геологические структуры Абиссинского нагорья являются частью Нигеро-Мозамбийского кратона, претерпевшего консолидацию в архее-раннем протерозое. Шовной зоной внутриконтинентального мегараскола кратон разделяется на два блока: Центрально-Африканский и Сомали-Мозамбийский (рис. 1.1) [1, 2 (с. 367—370)]. Тектонические структуры южной ветви мегараскола (части глобального кольца рифтогенных структур [3, с. 107]) в пределах Африканского сегмента контролируют положение крупных докембрийских магматических платиноносных комплексов — Великой Дайки Зимбабве и Бушвельда в ЮАР.

Шовная зона в западной части Абиссинского нагорья (провинция Western Welega) в современных структурах выражена меридиональными линейными блоками грабен-синклиналей и горст-антиклиналей (рис. 1.2). В горст-антиклиналях вскрываются гранитоидные комплексы раннего докембрия. Грабен-синклинали включают осадочно-метаморфические комплексы протерозоя, в которых существенную роль играют магматические образования. Постпротерозойские этапы тектономагматической активизации выразились становлением интрузий гранитоидов — в позднем докембрии — раннем палеозое и вулканической деятельностью в мезозое-кайнозое, связанной с процессами заложения и развития современной Восточно-Африканской рифтовой системы.

При проведении геологических исследований на территории Абиссинского нагорья авторами в 2001 году обнаружен массив расслоенных пород ультрамафит-мафитового состава, получивший

название Сирба-Абай. Анализируя имеющийся фактический материал, исследуемый массив обладает тектоническими и структурно-вещественными аналогиями с платинометальными комплексами Бушвельда и Великой дайки, являясь северным аналогом на территории Федеративной Республики Эфиопия.

2. ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ РАССЛОЕННОГО МАССИВА СИРБА-АБАЙ

Массив, Сирба-Абай, имеет форму лополита с синформным ядром, вытянутым в меридиональном направлении. Ось синформы приурочена к грабену одной из ветвей палеорифтовой системы Аравийско-Мозамбикского (Восточно-Африканского [4]) подвижного пояса. В региональном плане эта ветвь тяготеет к шовной зоне трансафриканского мегараскола (рис. 1.1). В обследованной части, границы массива выражены тектоническими швами. Восточная граница совпадает с зоной серпентинитового меланжа (Tulu Dumtu mafic-ultramafic belt — TDB), к которому приурочено месторождение платины Юбдо, открытое в 20-х годах прошлого столетия. В настоящее время месторождение обрабатывается небольшой частной компанией, путем извлечения самородных платиноидов из элювиальных отложений коры выветривания.

Линейные меридиональные тектонические структуры региона осложнены диагональными сдвигами с простираем вектора смещений в юго-восточном направлении 110—150° и в северо-восточном направлении 20—60°. Некоторые из них интерпретируются в качестве трансформных разломов докембрийских и мезозойско-кайнозойских рифтов. Сдвиговые системы контролируют размещение комплексов динамометаморфических пород, гранитоидных интрузий позднего докембрия-па-

Геологическое строение восточного блока ультрамафит-мафитового массива Сирба-Абай

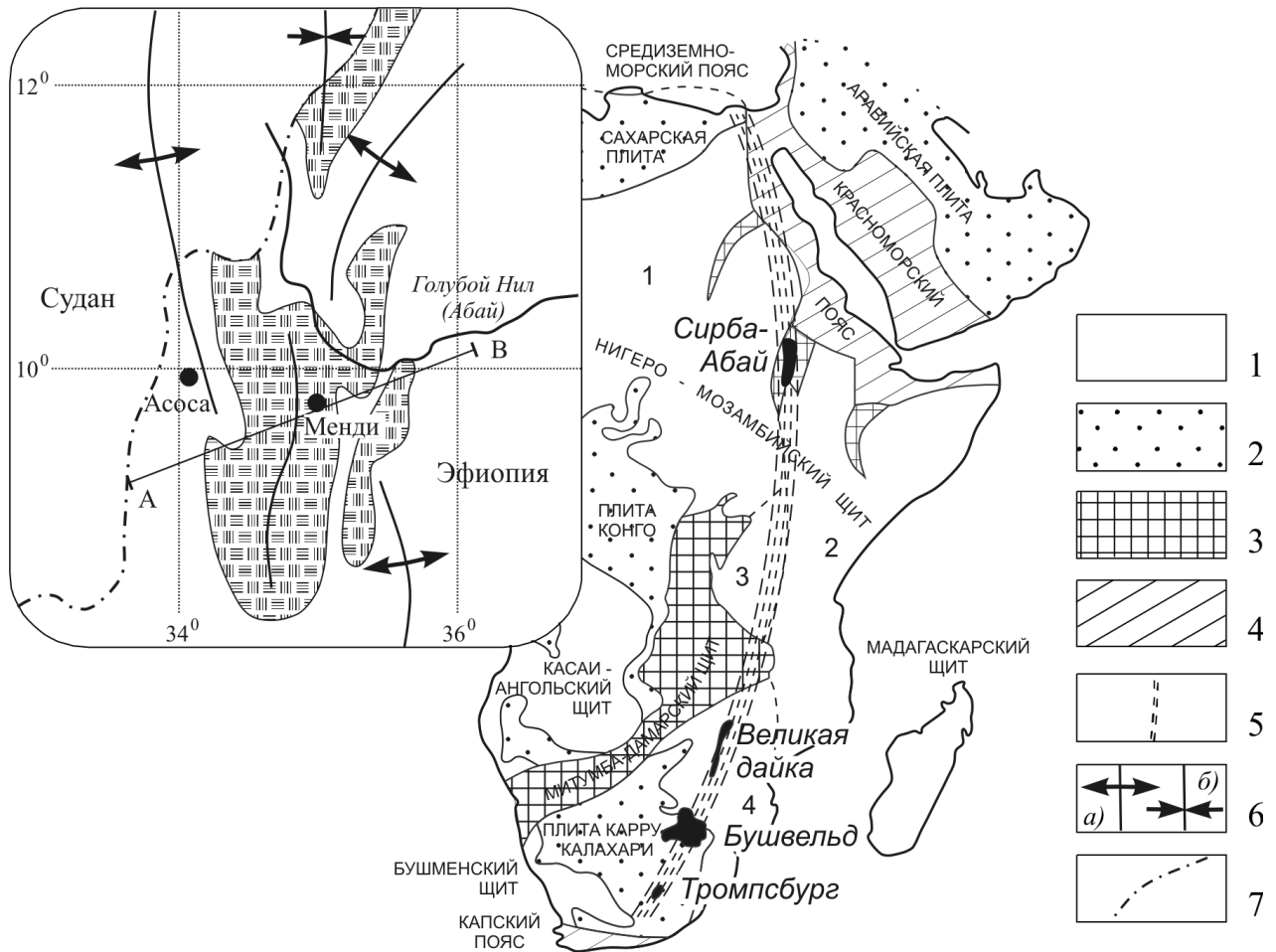


Рис. 1.1. Положение протерозойских ультрамафит-мафитовых расслоенных комплексов вдоль мегараскола в восточной Африке [M. S. Garson, A. Mitchell. 1981]: 1 — щиты, 2 — плиты, 3 — внутриплатформенные рифтогенные зоны, 4 — складчатые пояса обрамления платформы, 5 — зона мегараскола. 6 — оси основных складчатых структур: антиклинальных (а) и синклинальных (б), 7 — государственная граница Судан — Эфиопия. Цифрами обозначены блоки щитов: 1 — Центрально-Африканский, 2 — Сомали-Мозамбийский, 3 — Танзанийский, 4 — Родезийско-Трансваальский

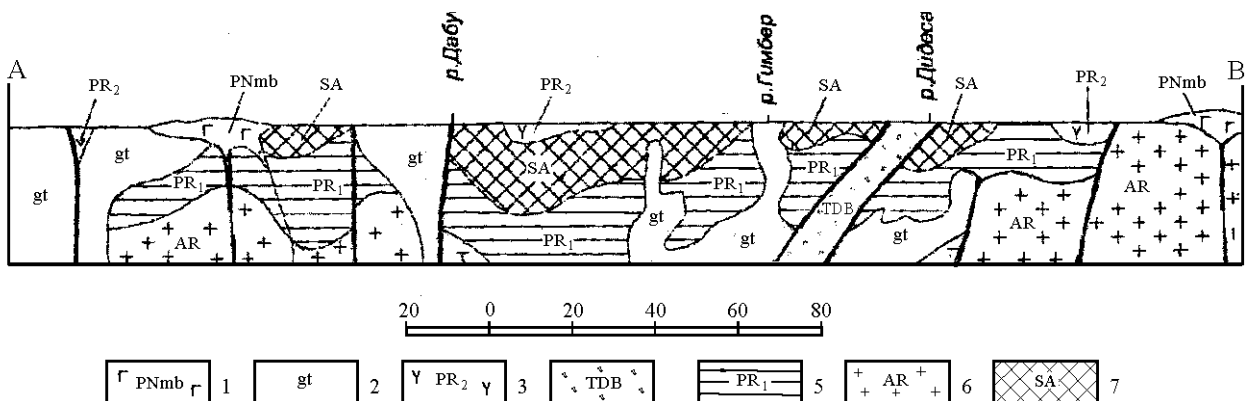


Рис. 1.2. Разрез по линии А — В. 1 — Базальты палеоген-неогена (формация маконен); 2 — граниты докембрианского палеозоя; 3 — стратифицированные комплексы раннего протерозоя; 4 — серпентинитовый меланж (TDB); 5 — стратифицированные комплексы раннего протерозоя; 6 — гранито-гнейсовые комплексы архея; 7 — расслоенные серии массива Сирба-Абай.

леозоя и вулканических аппаратов центрального типа палеогена. Дизъюнктивная тектоника этого плана во многом определяет морфоструктуры современного рельефа, в которых на дневную поверхность выведены различные части рассматриваемого массива и перекрывающих его образований. Среди последних выделяются карбонатные комплексы — на севере и западе, вулканогенно-терригенные комплексы — в центральной части, и комплексы метавулканитов на юге обследованной площади (рис. 2.1). На мелкомасштабных геологических картах прошлых лет все они объединялись в составе группы Бирбир верхнего протерозоя.

В структурах восточного крыла массива Сирба-Абай выделяются три блока (рис. 2.1) западный блок — Денги, центральный блок — Верке, восточный блок — Гиранче. Границами блоков выступают разломные системы простираения 180° и $120-150^\circ$. Эти системы сопровождаются интрузивными телами гранитоидов с сопутствующими жильными образованиями, внедрившимися в динамометаморфические породы выполняющие зоны разломов. Среди жильных выделяются пегматоидные, аплитовые и кварцевые образования с сульфидным оруденением. Динамометаморфизм зон проявился в преобразовании ультрамафит-мафи-

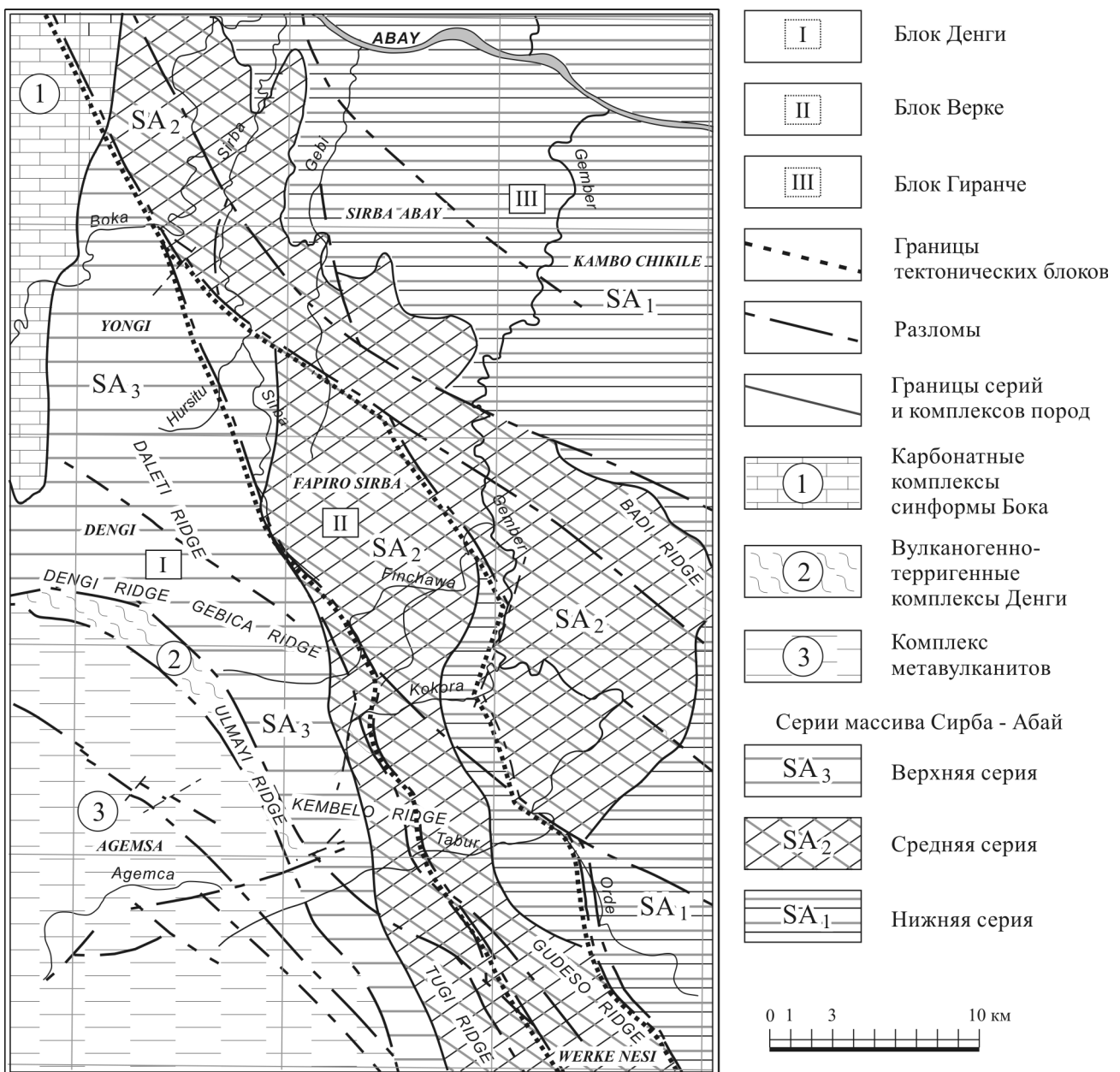


Рис. 2.1. Схема геологического строения восточного крыла массива Сирба-Абай в междуречье рек Бока — Гимбер

товых пород массива Сирба-Абай первоначально в милониты, которые в последующем приобрели облик сланцев, а вблизи гранитоидных инъекций — амфиболитов. Внутренняя структура блоков различна.

Блок Денги имеет форму грабен-синклинали. Расслоенные породы, залегающие круто вблизи синформного ядра, выступающего западнее Yongi, в восточном направлении выполаживаются, а вблизи граничной зоны с центральным блоком вновь выкручиваются. Пологое залегание пород (10—15° с падением на юго-запад) в большей части этого блока определяет моноклиальные морфоструктуры и квестоподобные формы современного рельефа в отрогах плато Dengi, в Gebeso Ridge, Kembelo Ridge. В направлении синформного ядра слои довольно резко выкручиваются на западных склонах Daleti Ridge — Yongi. Иногда в этой полосе устанавливаются мелкие линейные субмеридиональные складки, осложняющие основную структуру и конформные им локальные разрывы, что свидетельствует в пользу постмагматической тектонической природы структурных преобразований. Синформное ядро, выраженное понижением в рельефе, обозначено выходами мраморов, слагающих пластообразные тела мощностью до нескольких десятков метров. Среди мраморов залегают пачки метапесчаников и вулканогенных пород. Базальные слои этой серии содержат обломки различных пород массива Сирба-Абай. Синформа ассиметрична, опрокинута к востоку. Ее центриклинальное замыкание определяется у северо-западных подножий плато Dengi. Локальные выходы мраморов обнаружены в зонах разломов на площади массива в удалении от главной полосы их распространения. В этих выходах, а также в пределах синформы, среди мраморов встречаются линзовидные тела долеритов, местами обогащенных сульфидами. Долериты могут быть дифференциатами (сателитами) массива Сирба-Абай или представлять самостоятельный интрузивный комплекс.

Блок Ворке занимает центральное положение в структуре восточного крыла массива Сирба-Абай. Для этого блока характерны крутые моноклиальные залегания расслоенных пород средней части разреза с падением к западу — юго-западу. Такая пространственная ориентировка может быть отчасти связана с первичным расположением пород комплекса вблизи восточного борта рифтогенной структуры, а также с возобновлением тектонических движений вдоль нее. Движения реализованы в трех системах: меридионального и диагонального

простираения 150° и 120°. В системе простираения 150° движения проявились неоднократно, в связи с чем здесь присутствуют инъекции разнотипных гранитоидов в окружении динамометаморфических пород и фрагменты осадочных комплексов кровли массива. В составе последних наиболее обычны мраморы и графитизированные сланцы. Система разломов простираения 120° проявляется в серии левосторонних сдвигов различной амплитуды. Разломы преимущественно крутопадающие, выражены зонами трещиноватости с частым развитием милонитизации пород массива.

В целом ориентировка первично-магматической расслоенности пород массива в пределах блока меняется от северо-западного простираения на юге к меридиональному на севере. Условия залегания пород в этом направлении несколько меняются, сохраняя западные ориентировки падения преимущественно с крутыми углами в интервалах от 45—40° до 70°. Меридиональные разрывы, самые древние, фиксируются фрагментами между диагональными сдвигами. Они прослеживаются вдоль границ крупных блоков пород различной компетентности.

Горст-антиклиналь восточного блока имеет сложное строение, обусловленное наложением на главную структуру структур второго порядка. Результирующий план выражен чередующимися в меридиональном направлении антиформами и синформами. В эродированных ядрах антиформ выступают нижние части разреза расслоенных пород массива (рис. 2.1). Здесь также отмечаются максимумы процессов гранитизации, выраженные пластовыми послонными инъекциями разнотипных гранитоидов с сопутствующими жильными образованиями аплитов и пегматитов (горы Jemo-Agenti). Структуры второго порядка представлены складчатыми и разрывными дислокациями нескольких ориентировок. Они проявились в поперечных перегибах меридионального ядра антиформы, выступающей в осевой зоне главной структуры. В структурах западного и центрального блоков подобные осложнения менее выразительны, хотя влияние их ощущается в дискордантных изломах и перегибах основных структур первого порядка по направлениям 30° и 60° СВ.

Общий разрез восточного крыла массива включает три серии расслоенных пород (рис. 2.2).

Нижняя часть разреза представлена перидотитами со светло-зеленым магнезиальным оливином, исчезающим на границе пачки $\rho\chi_1$ - $\rho\chi_2$. В этой части слои пироксенитов в качестве рудного минерала

СЕРИИ	Горизонт	Петрографический разрез	Мощность	№ / индекс горизонта	Петрографическая характеристика пород
ВЕРХНЯЯ СЕРИЯ (SA ₃)	Габброиды верхнего горизонта		4 200 м	14) μv_3 13) v_2 12) $v_2 + \rho\chi$ 11) $\rho\chi$ 10) $v + \rho\chi$ 9) $\rho\chi_2$ 8) $\rho\chi_1$	Переслаивание габбро (магнетитовое габбро, микрогаббро), лабрадоритов (анортозитов), пироксеновых лабрадоритов, пироксенитов. Переслаивание габбро, пироксенитов, черных лабрадоритов (габброидов) и норитов верхней расслоенной серии. <i>Горизонт магнетит - ильменит-титаномагнетитовой минерализации. Переслаивание габбро, пироксенитов и перидотитов с магнетит - ильменит-титаномагнетитовой минерализацией.</i>
	Габброиды и пироксениты				Габбро, габбронориты, лабрадоровое габбро (анортозиты), оливиновые габбронориты (троктолиты), пироксениты, оливиновые пироксениты. <i>Горизонт сульфидной минерализации (R₄). Переслаивание пироксенитов, плагиоипироксенитов пегматоидной и такситовой текстур с сульфидной и магнетит - ильменит-титаномагнетитовой минерализацией.</i>
	Пироксениты				Ортопироксениты и клинопироксениты, оливиновые пироксениты, габбро, оливиновые габбронориты, перидотиты. <i>Горизонт сульфидной минерализации (R₃). Переслаивание пироксенитов, плагиоипироксенитов и габброноритов такситовой текстуры.</i>
СРЕДНЯЯ СЕРИЯ (SA ₂)	Пироксениты		5 500 м	7) $\rho\chi_1 + \rho\chi_2$ 6) v_1 5) $v_1 + \rho$ 4) $v_1 + \rho\chi_1 + \rho$ 3) $v_1 + \rho\chi + \rho$	Ортопироксениты и клинопироксениты, оливиновые пироксениты, перидотиты, габбро, оливиновые габбронориты.
	Габбро-нориты				Габбронориты и нориты. <i>Горизонт сульфидной минерализации (R₂). Переслаивание пироксенитов, габброноритов, троктолитов и плагиоипироксенитов пегматоидной и такситовой текстур.</i>
	Нориты и перидотиты				Габбронориты (нориты, троктолиты, оливиновые габбронориты) и перидотиты. <i>Горизонт сульфидной минерализации (R₁). Переслаивание пироксенитов, габбро, норитов, троктолитов и плагиоипироксенитов пегматоидной текстур.</i>
	Пироксениты				Ортопироксениты и клинопироксениты, перидотиты, габбронориты с сульфидной и хромитовой минерализацией
НИЖНЯЯ СЕРИЯ (SA ₁)	Перидотиты и пироксениты		более 1 500 м	2) $\rho\chi_1 + \rho$ 1) ρ	Пироксениты, перидотиты и габбронориты; перидотиты с хромитовой и сульфид-хромитовой минерализацией.

Рис. 2.2. Сводный разрез массива Сирба-Абай в междуречье рек Бока — Гимбер

несут хромшпинелиды. Подобный характер минерализации типичен для нижней серии (SA₁) и нижней части средней серии (SA₂). В последнем случае отмечена ассоциация оксидов с сульфидами

пирротин-пентландит-халькопиритового ряда. При вторичных поверхностных изменениях сульфидная минерализация окисляется до состояния медной зелени (вероятно малахит ± гарниерит).

В средней части разреза существенным составным компонентом набора дифференцированных пород становятся габброиды. Маркирующим горизонтом в этой части разреза принят слой троктолитов с крупными выделениями (до нескольких миллиметров в поперечнике) светло-зеленого оливина. Здесь же появляются пачки тонкорасслоенных пород контрастного состава.

В составе верхней части разреза установлено семь слоев верхней серии (SA_3). Эта часть разреза сложена чередованием габбро, лабрадоритов (анортозитов), пироксеновых лабрадоритов, иногда с оливином, троктолитов и пироксенитов. В верхней части средне-, крупнозернистые разновидности габброидов постепенно сменяются микрогаббро с долеритовой структурой. Здесь выделяется среднезернистое черное лабрадорное габбро, выступающее маркирующим горизонтом мощностью до 50 м. Породы обладают высокой механической прочностью, вследствие чего во многих случаях бронируют склоны и определяют квестовые формы рельефа.

3. РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Количественно-минералогический состав собственно магматической рудной минерализации находится в прямой зависимости от характера кумулятивной части рудовмещающих пород. В верхней части массива в черном габбро верхнего маркирующего горизонта (пачка v_2+rx) установлена титанмагнетитовая минерализация. Оксидная минерализация, занимая интерстиции порообразующих силикатов, является интеркумулусной фазой. В составе последних, структурообразующая роль принадлежит основному плагиоклазу. Рудная минерализация представлена различными по размеру (от 0,5 до 3,0 мм) полигональными, грубоизометричными выделениями оксидов Fe и Ti. В некоторых частях разреза установлено прожилково-вкрапленное титано-магнетитовое оруденение.

Рассеянная титаномангнетитовая минерализация (до 15—20 %) отмечена в плагиоклаз-оливин-пироксеновых кумулатах (троктолиты, оливиновое лабрадорное габбро, лабрадорит). Образование магнетита в оливиновых и оливин-пироксеновых кумулатах сопровождается серпентинизацией ранних магнезиально-железистых силикатов.

На более низких структурных уровнях массива в оливиновых пироксенитах, перидотитах, такситовых разновидностях плагиопироксенитов и габбро, совместно с оксидами появляется рассеянная вкрапленность сульфидов. Сульфиды в данном

случае представлены полигональными угловато-округлыми выделениями неправильной формы размером от 0,1—0,3 до 2,0 мм., расположенными в интерстициях кумулятивного оливина. Доля сульфидной массы не превышает 15—20 % от общего количества рудного материала.

Сульфидная минерализация проявлена в ультраосновных дифференциатах, сложенных кумулятивным оливином (перидотиты и их серпентинизированные разновидности). Рудная минерализация широко развита в такситоподобных и пегматоидных разновидностях габброидов, плагиопироксенитов и пироксенитов. Количество рудного материала изменяется в пределах 3—7 % объема породы.

Хромит-сульфидная и хромитовая рудные ассоциации установлены в объеме нижней расслоенной серии. Это вкрапленный тип оруденения с количеством рудного материала не превышающего 10 % объема породы. Хромит представлен мелкими идиоморфными выделениями, агрегаты которого включены в ранние железо-магнезиальные силикаты (оливин и ортопироксен). Сульфиды, наряду с тонковкрапленным оруденением, формируют полигональные выделения размером до 4—7 мм, которые занимают интерстициальное пространство. По составу они соответствуют пирротин-пентландит-халькопиритовой ассоциации.

При изучении особенностей оруденения расслоенного массива Сирба-Абай установлены признаки собственно магматического формирования потенциально платинометаллических сульфидных и оксидных руд. Данный этап связан с раннемагматической стадией ликвации и кристаллизации кумулусных силикатов из рудоносного высокомагнезиального магматического расплава и позднемагматической стадией кристаллизации отликвировавшей интеркумулусной сульфидной фракции в самих материнских породах. Он является главным звеном, определяющим эволюцию формирования сульфидного платиноидно-медно-никелевого оруденения. Сегрегация сульфидного расплава из родоначальной магмы возможна при достижении насыщения силикатного расплава серой. С этого момента реально образование несмешивающегося сульфидного расплава, который при благоприятных геологических условиях формирует промышленные скопления ликвационных сульфидных медно-никелевых руд.

Рудная минерализация, обнаруженная в пределах массива сосредоточена в нескольких горизонтах.

Рудный горизонт R_1

Горизонт R_1 залегает в верхней части пироксенитов пачки $v_1+r\chi_1+r$ среди которых появляются горизонты лейкократовых габброидов (норитов, троктолитов). В верхней части пироксенитов отчетливо проявляется первично-магматическая расслоенная текстура, в отдельных интервалах — тонкослоистая. Рудная зона мощностью до 50 м. представляет собой серию слоев плагиопироксенитов пегматоидной структуры обогащенных оксидными и сульфидными минералами. Данный горизонт отмечен в составе пачки $v_1+r\chi_1+r$ на участках Werke Nesi и реки Voка.

В составе данной пачки структурно ниже рудного горизонта R_1 залегают пироксениты и перидотиты нижней серии SA_1 . Структурно-вещественной особенностью плагиопироксенитов с вкрапленным оруденением является наличие крупных пойкилитовых кристаллов ортопироксена (бронзит-гиперстенового состава) с вкрапленниками раннего оливина или хромита.

Светлый прозрачный плагиоклаз имеет явно выраженный ксеноморфный облик и заполняет интерстиции. Рудный материал представлен оксидно-сульфидной ассоциацией. Хромит местами образует густую тонкую вкрапленность. В общей массе плагиопироксенита это равномерно рассеянная тонкая вкрапленность в сумме с сульфидами составляющая порядка 7 % объема породы. В некоторых разновидностях сульфиды представлены в форме изометричных каплевидных агрегатов с некоторой долей магнетита или хромита. Магнетит поздней фазы развивается в интерстициях кумулятивных пироксенов.

Рудный горизонт R_2

Рудный горизонт R_2 выделен в верхней части пачки v_1+r . Основание горизонта устанавливается по кровле слоя перидотитов черного цвета с крупными порфировидными вкрапленниками оливина светло-зеленого цвета. В целом пачка имеет слоистое строение и хорошо обнажена только в долинах рек и ручьев. На склонах практически полностью закрыта рыхлыми отложениями. В верхней части пачки появляются разномерные и крупнозернистые плагиопироксениты, выше по разрезу сменяемые габброидами пачки v_1 в составе которой характерны мощные прослои лейкократовых троктолитов.

Сульфидное оруденение отмечается в горизонте тонкослоистых пород и массивных плагиопироксенитах, обладающих иногда пегматоидной крупнозернистой структурой. Сульфидный материал в составе тонкослоистых разновидностей представлен

в форме тонких (доли и первые мм) многократно чередующихся линз и прослоев. Здесь же отмечается сульфидный материал поздних стадий минерализации, развивающийся по секущим трещинам. Мощность интервала сульфидной минерализацией среди тонкослоистой пачки достигает 12 м.

В слоях грубозернистых и пегматоидных плагиопироксенитов оруденение вкрапленного и прожилково-вкрапленного типа с разным соотношением оксидных и сульфидных (пентландит, халькопирит и др.) минералов. Рудный минерал оксидной фазы представлен угловатыми мелкими кристаллами черного цвета, в составе которых различимы, по крайней мере, две генерации: более светлая в центре и темная по периферии. Распределение оксидной фазы не определяется составом породообразующих минералов. Сульфидные минералы имеют ксеноморфный облик выделений, нередко сложный по форме. При этом отмечается концентрация сульфидных агрегатов на границе плагиоклазов и цветных минералов.

Рудный горизонт R_3

Рудный горизонт R_3 расположен в нижней части пачки пироксенитов $r\chi_1$. На участке «Sirba», севернее Farifo Sirba, разрез с сульфидным оруденением представлен следующей последовательностью пород (снизу вверх). В нижней части разреза, обнажающейся в русле реки Sirba залегают плагиопироксениты с прослоями пироксенитов и пятнистых габброидов. Выше (ниже по течению реки Sirba) появляются слоистые и далее тонкослоистые разновидности пироксенитов. Тонкослоистые разновидности пироксенитов от зеленого до черного цвета содержат тонкую вкрапленность, тонкие прослои и прожилки сульфидов, среди которых макроскопически корректно диагностируется халькопирит, замещенный малахитом. Над тонкослоистой пачкой, имеющей мощность 250—300 м. залегает серия мощных слоев плагиопироксенитов с вкрапленным оруденением оксидно-сульфидного состава. Азимут падения пород 270° , угол падения 50° .

Рудный горизонт R_4

Рудный горизонт R_4 выделен внутри пачки $v+r\chi$ верхней части разреза мафит-ультрамафитовых пород. Горизонт опробован в двух пересечениях на восточных склонах гор Yongi в 2004 году и в бассейне реки Tabur в 2005 году.

Горизонт представлен серией слоев габбро и пироксенитов различной структуры от мелкозернистой до крупнозернистой и пегматоидной с кристаллами до 10 см. в поперечнике. Общая мощность горизонта превышает 100 м. Мощность от-

дельных прослоев рудных пироксенитов достигает 3,5—4,0 м. В целом по разрезу данного горизонта отмечаются изменения состава породообразующих и рудных минералов. В верхней части горизонта плагиоклаз представлен темным лабрадором, в нижней части прозрачно-светлыми кристаллами (битовнит-анортит).

Для верхней части этого горизонта, проведенные исследования показали следующее. В верхних прослоях горизонта оксидные фазы представлены ранней кумулятивной ассоциацией магнетита и ильменита в равных соотношениях с незначительной примесью титаномагнетита. В сумме оксиды составляют 8—12 % от объема породы. Содержание платиноидов в сумме 18 мг/т связывается с сульфидами — пиритом и халькопиритом ранней ассоциации и пиритом поздней ассоциации. В ощутимых количествах здесь установлены платина и палладий, остальные элементы группы платины присутствуют в количестве на уровне несколько выше кларковых.

Несколько ниже по разрезу количество оксидов увеличивается, достигая 27—29 %. В данном случае преобладают титаномагнетит и ильменит со структурами распада и некоторое количество маг-

нетита. Ранняя ассоциация сульфидов представлена единичными зернами пирротина и халькопирита. В поздней ассоциации присутствуют пирит и марказит развивающиеся по пирротину, а также ковелин и халькозин, развивающиеся по халькопириту.

Ниже по разрезу этого рудного горизонта в составе ранней сульфидной ассоциации преобладают пирротин, халькопирит и пентландит. Выявленная вертикальная петрографическая последовательность отмечена исследователями для платинометаллических массивов ультрамафит-мафитовой формации.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Garson M.S., Mitchell A.* Precambrian ore deposits and plate tectonics. *Prac. tectonics.* Elsevier, Amsterdam 1981. P. 689—731.
2. *Гусев Г.С., Зайков В.В., Зайкова Е.В., Ковалев А.А., Леоненко Е.И. Мениловский Н.В., Миц М.В., Рундквист Д.В.* (под ред. Н. В. Мениловского). Основы металлогенического анализа при геологическом картировании. М., 1995.
3. *Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А.* Платинометаллические месторождения России. СПб., Наука. 2000.
4. *Хаин В.Е.* Геология и полезные ископаемые Африки. М., Недра. 1973.