Petrological Journal

e-ISSN: 2322-2182

17th Year, No. 68, 2026, pp. 55-86

Petrological Journal

Research Article

Physicochemical properties and tectonic setting of Gabbroic bodies of the Dalampar ophiolite mélange, northeast of Oshnavieh, by using clinopyroxene and amphibole chemistry

Ayoub Veisinia [1], Iman Monsef [2], Mohammad Rahgoshay [3], Bahman Rahimzadeh [4], Mirmohammad Miri [5]

[1] Ph.D., Department of Geology, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, a.vaisy69@gmail.com

[2] Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan.Iran, iman.monsef@iasbs.ac.ir

[3] Professor, Department of Mineral Resource and Groundwater, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, rahgoshay@sbu.ac.ir

[4] Assistant Professor, Department of Mineral Resource and Groundwater, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, b_rahimzadeh@sbu.ac.ir

[5] Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz,,Ahvaz, Iran, m.miri@scu.ac.ir

ARTICLE INFO

Received: 14 June 2026
Accepted: 15 August 2026

Keywords
Gabbro
Mineral Chemistry
Thermobarometry
Suprasubduction Zone
Dalampar
NW Iran

10.22108/ijp.2026.149326.1390

Introduction

Ophiolites within eastern Anatolia, the south Armenian block and the Zagros orogen are considered Late Cretaceous remnants of Neo-Tethyan Ocean (Shafaii Moghadam et al, 2019). The Zagros Orogen extends from eastern Turkey through northern Iraq and northwestern of Iran to the Hormuz Strait and Oman (Homke et al., 2010; Agard et al., 2011). Mesozoic ophiolites in Iran are exposed within the Zagros Orogen, along the microcontinental margin of Central Iran and along the Makran- Zahedan belt (Shafaii Moghadam et al, 2019). The geodynamic evolution of the Zagros Belt is mainly related to the opening and closure of the Neo-Tethys ocean. Ophiolites, which represent remannats of the Neo-tethyan oceanic lithosphere, are emplaced along the Zagros Orogen. During the Late Cretaceous (ca. 100–90 Ma), several ophiolitic fragments were formed within the ZOB along the southern of the Neo-Tethys Ocean, prodominantely in a forearc setting, and subsequently emplaced within the Zagros Orogen (Shafaii Moghadam et al., 2020). These ophiolites are distributed along two main belts (Homke et al., 2010). The first one is the Khoy–Nain–Shahr Babak–Dehshir–Baft Ophiolitic Belt (Inner Zagros Ophiolitic Belt or IZOB), located between the Sanandaj–Sirjan and Central Iran, The second is the Piranshahr–Kermanshah–Neyriz–Haji-Abad Ophiolitic Belt (Outer Zagros Ophiolitic Belt or OZOB; Shafaii Moghadam et al., 2018), located between the Sanandaj–Sirjan and Zagros. The Neo-Tethys suture zone is associated with the Main Zagros thrust fault (Agard et al., 2011) and ophiolites are exposed discontinuously along this zone.

✉ Corresponding Author

To cite this article: Veisinia, A., Monsef, I., Rahgoshay, M., Rahimzadeh, B., Miri, M. (2026) Physicochemical properties and tectonic setting of gabbroic bodies of the Dalampar ophiolite mélange, northeast of Oshnavieh, by using clinopyroxene and amphibole chemistry. Petrological Journal, 17(4), 55-86.

2322-2182/ © 2026 The Author(s). Publisher: University of Isfahan
This is an open-access article under the CC-BY-NC 4.0 License (https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0)

General Geology

The Dalampar Ophiolite, a previously unrecognized segment of the Neo-Tethys ophiolitic belt, is situated between the Piranshahr and Salmas ophiolites. This region is located in the northwesternmost part of the Sanandaj-Sirjan Zone (SaSZ). It lies along the main Bitlis-Zagros suture zone, which contains numerous Late Cretaceous fore-arc ophiolitic fragments (e.g., Shafaii Moghadam et al., 2019). The Dalampar ophiolitic complex mainly consist of strongly sheared serpentinized ultramafic rocks, such as harzburgite, dunite, which are overlain by gabbroic and basaltic units. The Dalampar ophiolitic fragment is located near the northern boundary of the Zagros Ophiolitic Belt (ZOB) and SaSZ, representing part of a magmatic-arc-metamorphic system associated with Neo-Tethyan subduction and the closure of the ocean between Gondwana and Eurasia. Given its tectonic position within the ZOB, formation and emplacement ages of the ophiolitic suite may extend from the Late Cretaceous into the Paleocene. In this study, we present new mineral chemistry data from gabbros of the Dalampar Ophiolite Mélange (DOM), exposed in the northern part of the Turkish-Iranian Plateau. We discuss the tectonomagmatic implications of these data for reconsctructing the evolution of the DOM, which are fundamental for improving our understanding of the history of the Neo-Tethyan Ocean.

Material and Methods

After sample collection, suitable gabbro samples with the least alteration effects were selected from different locations within the Dalampar Ophiolite. Following the preparation of petrographic thin sections and detailed microscopic examination, polished thin section were prepared from selected gabbro samples from DOM and analyzed using a JEOL JXA-8600M electron microprobe, operated at an accelerating voltage of 15 kV and a beam current of 10^{-8} A. The analyses were conducted at the Department of Earth Sciences and Environmental Studies, Yamagata University, Japan. The structural formula of the analyzed minerals were subsequently calculated based on the obtained results (Table 1-3).

Petrography

Gabbros are medium- to coarse-grained preserve locally well-developed igneous textures. The main minerals blage consists of orthopyroxene (~20%), clinopyroxene (~40%), plagioclase (~30%), amphibole (10%) and minor opaque of Fe/Ti-oxide. Clinopyroxene (Cpx) is pale green and occurs as anhedral to subhedral crystals with fine exsolution lamellae of orthopyroxene. It also contain numerous tiny inclusions of opaque oxides. Clinopyroxene is partially replaced by chlorite and/or epidote. Orthopyroxene is colorless to pale brown and weakly pleochroic. It occurs as tabular, subhedral to euhedral crystals, as well as large poikilitic crystals enclosing plagioclase and clinopyroxene. Amphiboles occurs subhedral to anhedral crystals, mainly along the margins and within altered portions of clinopyroxene grains. Plagioclase occurs as anhedral to subhedral grains in cumulate texture domains and as tabular, subhedral to euhedral crystals in intergranular and subophitic in nature.

Geochemistry

EPMA results of clinopyroxene from the study area are presented in Table 1. The clinopyroxenes in the studied samples plot within the iron-magnesium-calcium pyroxenes Quad field (Morimoto, 1989). Their compositions are expressed in terms of mole fraction of enstatite (En), ferrosilite (Fs), and wollastonite (Wo) (Morimoto, 1989). The analyzed clinopyroxenes display compositions ranging from diopsidic to augitic. In the $Na+Al^{(IV)}$ versus $Al^{(IV)}+2Ti+Cr$ diagram, all analyzed pyroxenes plot within the field associated with high oxygen fugacity range (Schweitzer et al., 1979). The SiO_2 versus Al_2O_3 and Ti versus Ca+Na diagrams for the pyroxenes composition (Le Bas, 1962) indicate a tholeiitic to calc-alkaline affinity for the parental magmas. The plagioclases (Table 2) range mainly from labradorite-oligoclase in composition (Deer et al., 1992). The amphiboles are Mg-rich, with Mg# values ($Mg/[Mg+Fe^{2+}]$) ranging from 0.75 to 0.85. The Si versus Mg# ($Mg/[Mg+Fe^{2+}]$) classification diagram (after Leake, 1978) shows that one analyzed amphibole composition plots within the magnesio-hornblende field. The clinopyroxene compositions obtained for gabbros in the study area show island arc affinity, supporting a suprasubduction zone (SSZ) origin for DOM within the Neo-Tethyan suture zone. Mineralogical and geothermometric investigations of the clinopyroxene and amphibole from the gabbro suggest crystallization temperatures ranging from approximately 900 to $1100^{O}C$.

Discussion

The Dalampar ophiolite represents a previously unrecognized segment of the Neo-Tethyan ophiolitic belt and is located in northwestern Iran, between Piranshahr and Salmas ophiolites within the Sanandaj-Sirjan zone. The main rock types in this area include serpentinized peridotites, pillow basalt, various gabbros, pelagic limestones, and radiolarites, together with volcano-sedimentary units. Mineral chemistry of the gabbros reveals that the clinopyroxenes are augite to diopside compositions, with high Mg# (79–86), amphiboles range from actinolite to magnesio-hornblende, and plagioclases range from labradorite to bytownite. The clinopyroxene compositions indicate an island arc tholeiitic affinity for the parental magmas, consistent with formation of intrusive gabbros in a suprasubduction zone setting.

Petrological Journal
e-ISSN: 2322-2182
17th Year, No. 68, 2026, pp. 55-86

پتـــــرولوژی
شاپا الکترونیکی: ۲۳۲۲-۲۱۸۲
سال هفدهم، شماره شصت و هشتم، ۱۴۰۵، ص. ۵۵-۸۶

Petrological Journal

مقالهٔ پژوهشی

برآورد ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی و جایگاه زمین‌ساختی پیدایش توده‌های گابرویی آمیزهٔ افیولیتی دالامپر، شمال‌خاوری اُشنویه با به‌کارگیری ترکیب شیمی کانی‌های کلینوپیروکسن و آمفیبول

ایوب ویسی‌نیا [۱]، ایمان منصف [۲]، محمد رهگشای [۳]، بهمن رحیم‌زاده [۴]، محمد میری [۵]

[۱] دانش‌آموختهٔ دکتری، گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران، a.vaisy69@gmail.com
[۲] استادیار گروه زمین‌شناسی ،دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران، iman.monsef@iasbs.ac.ir
[۳] استاد گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران، rahgoshay@sbu.ac.ir
[۴] استادیار گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران، b_rahimzadeh@sbu.ac.ir
[۵] استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران، m.miri@scu.ac.ir

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت ۱۴۰۵/۰۳/۲۴
تاریخ پذیرش ۱۴۰۵/۰۵/۲۴

کلید واژه‌ها
گابرو
شیمی کانی
دما-فشارسنجی
پهنهٔ فرورانش
دالامپر
شمال‌باختری ایران

چکیده

آمیزهٔ افیولیتی دالامپر بخش ناشناخته‌ای از افیولیت نئوتتیس است که میان افیولیت‌های سردشت و سلماس در شمال‌خاوری شهرستان اشنویه و در بخش پایانی کمربند دگرگونی سنندج-سیرجان جای دارد. واحدهای سنگی منطقه دربردارندهٔ پریدوتیت‌های سرپانتینیتی‌شده، بازالت بالشی، سنگ‌های گابرویی، سنگ‌آهک پلاژیک و رادیولاریت همراه با واحدهای رسوبی-آتشفشانی هستند. این واحدهای سنگی در بیشتر نقاط به‌صورت زمین‌ساختی و آمیزهٔ رنگین در هم آمیخته شده‌اند. گابروها که به دو صورت درشت‌دانه با بافت پگماتیتی و گابروهای ریزدانه به‌صورت توده‌ای و دایک شناسایی شدند، از کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن ساخته شده‌اند. سریسیت، کلریت، کلسیت، ترمولیت-اکتینولیت و اپیدوت از کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها به‌شمار می‌روند. بر پایهٔ بررسی شیمی کانی‌ها، ترکیب کانی‌های کلینوپیروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلاز به‌ترتیب دیوپسید تا اوژیت، منیزیوهورنبلند و الیگوکلاز تا لابرادوریت است. بر پایهٔ محاسبات زمین‌دما-فشارسنجی، کلینوپیروکسن‌ها در فشار ۵ تا ۱۰ کیلوبار، دمای ۹۰۰ تا ۱۲۰۰ درجهٔ سانتیگراد و فوگاسیتهٔ بالای اکسیژن پدید آمده‌اند. ترکیب شیمیایی کانی‌های کلینوپیروکسن و آمفیبول نشان‌دهندهٔ تبلور آنها از ماگمایی ساب‌آلکالن است. نوع و محیط پیدایش این ماگما نیز تولهایت جزیره‌های کمانی (IAT) و مرتبط با پهنهٔ فرورانشی به‌دست آمده است.

10.22108/ijp.2026.149326.1390

نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: ویسی نیا، ا.، منصف، ا.، رهگشای، م.، رحیم‌زاده، ب.، میری، م. (۱۴۰۵) برآورد ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی و جایگاه زمین‌ساختی پیدایش توده‌های گابرویی آمیزهٔ افیولیتی دالامپر، شمال‌خاوری اُشنویه با به‌کارگیری ترکیب شیمی کانی‌های کلینوپیروکسن و آمفیبول. پترولوژی ۱۷ (۴)، ۵۵- ۸۶.

2322-2182/ © 2026 The Author(s). Publisher: University of Isfahan
This is an open-access article under the CC-BY-NC 4.0 License (https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0)

مقدمه

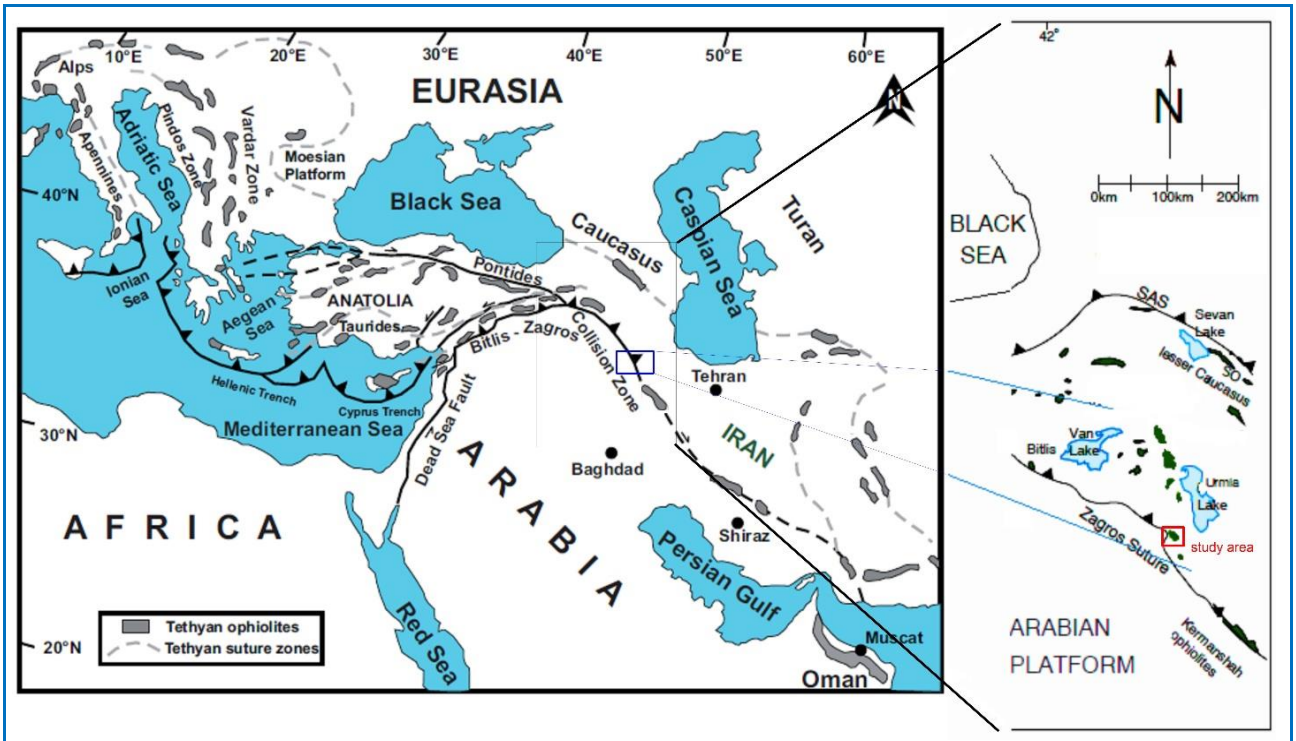
محیط پیدایش و شیمی سنگ‌های بازیک در مناطق افیولیتی به‌ویژه گونه‌های متعلق به پهنهٔ فرافرورانش[1] بسیار پیچیده است و عوامل گوناگونی مانند شیمی اولیه خاستگاه گوشته‌ای، گونه و نرخ ذوب، فرایند جدایش، سیال‌های آزادشده از تختهٔ فرورونده و دگرنهادشدن گوشته[2]، آلایش ماگمایی در پی هضم پوسته‌ای و فرایند دگرسانی در آن مؤثر هستند (Dilek and Furnes, 2011). به باور بسیاری از پژوهشگران، ترکیب شیمیایی کانی‌های سازندهٔ سنگ از سری ماگمایی سنگ میزبان پیروی می‌کنند (Avanzinelli et al., 2004). ازاین‌رو، بررسی‌های سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها از بهترین راه‌های شناخت فرایندهای ماگمایی است که شرایط تبلور و فرایندهای تأثیرگذار بر تبلور کانی‌ها را با دقت بیشتری توضیح می‌دهد (Molina et al., 2009). برای این کار، پژوهشگران شیمی کانی‌های گوناگونی مانند پیروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلاز را به‌کار می‌برند. کانی‌های سنگ‌های آذرین به‌ویژه درشت‌بلورها اطلاعات ارزشمندی دربارهٔ تاریخ دگرگونی و پیدایش یک ماگما به‌دست می‌دهند. ترکیب شیمیایی کانی‌ها به‌ویژه کلینوپیروکسن با توجه به حضور در مراحل گوناگون تبلور سنگ، اطلاعات بهتری دربارهٔ دماسنجی و محیط زمین‌ساختی سنگ میزبان ارائه می‌دهد و در شناخت شرایط فیزیکوشیمیایی ماگماهای سازنده اهمیت ویژه دارد (Wang et al., 2021; Wieser et al., 2023). پژوهشگران نشان داده‌اند تغییرات ترکیبی کلینوپیروکسن‌ها می‌تواند شاخصی برای سنگ‌زایی شمرده شود (Princivalle et al., 2000). پیروکسن که از کانی‌های اصلی و مهم سازندهٔ سنگ‌های گابرویی آمیزهٔ دالامپر است، بازتاب‌دهندهٔ ترکیب ماگمای مادر، شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر تبلور در آشیانه/آشیانه‌های ماگمایی، محیط زمین‌ساختی پیدایش ماگمای مادر و ژرفای پایانی جایگیری این سنگ‌هاست. تا کنون پژوهش‌هایی پیرامون سازوکار جایگیری توده‌های افیولیتی اشنویه روی خردقارهٔ ایران و دگرگونی ساختاری آن و سیر دگرگونی آذرین در این منطقه انجام شده است (Saccani et al., 2014; Modjarrad et al., 2024; Veisinia et al., 2024)؛ اما بررسی‌های چندانی پیرامون ویژگی‌های سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و به‌ویژه کانی‌شناسی سنگ‌های مافیک مرتبط با افیولیت‌ها انجام نشده است. در این پژوهش، شیمی کانی‌ها، دما و فشارسنجی و فوگاسیتهٔ اکسیژن ماگمای مادر سنگ‌های گابرویی آمیزهٔ افیولیتی دالامپر و محیط زمین‌ساختی سازندهٔ این سنگ‌ها بررسی شده است. در این پژوهش، افزون‌بر روشن‌کردن وابستگی این گابروها با آمیزهٔ افیولیتی، شناخت بهتری از پیدایش کوهزایی زاگرس و زمان بسته‌شدن نئوتتیس در این ناحیه به‌دست آورده می‌شود.

زمین‌شناسی عمومی

افیولیت‌های درون سامانهٔ کوهزایی آلپ-هیمالیا دربردارندهٔ اطلاعات حیاتی دربارهٔ پیدایش، دگرگونی و بسته‌شدن پایانی اقیانوس نئوتتیس در میان قاره‌های اوراسیا و گندوانا هستند (Agard et al., 2011). حدود کمربند کوهزایی زاگرس که دربردارندهٔ تاریخی از همگرایی و زمین‌ساخت اقیانوس تتیس جنوبی در میان سپر عربی و بلوک قاره‌ای سنندج-سیرجان ایران و منطبق بر زمین‌درز زاگرس است (Agard et al., 2011)، از خاور ترکیه آغاز می‌شود و با گذر از شمال عراق و شمال‌باختری ایران، تا تنگه هرمز امتداد می‌یابد و در پایان به افیولیت اسماعیل در عمان می‌رسد (Homke et al., 2010; Shafaii Moghadam et al., 2018) (شکل ۱). کمربند کوهزایی زاگرس در امتداد مرز ایران-عراق-ترکیه با توده‌های افیولیتی شناخته می‌شود که به‌صورت ناپیوسته در امتداد گسل اصلی زاگرس (MZF) رخنمون دارند (شکل ۲) (Shafaii Moghadam et al., 2018). این افیولیت‌ها نشان‌دهندهٔ یک کمربند افیولیتی است که از هرسین کرمانشاه آغاز می‌شود و تا امتداد مرز عراق و ایران ادامه پیدا می‌کند و در پایان به افیولیت‌های خوی-ماکو در شمال‌باختر ایران

[1] Suprasubduction Zone
[2] Mantle metasomatism

می‌رسد. دگرگونی‌های زمین‌ساختی و ژئودینامیکی اقیانوس نئوتتیس در شمال‌باختری زاگرس پیچیدگی بالایی نشان می‌دهند و با وجود بررسی‌های گسترده‌ای که تا کنون در این زمینه انجام شده است (Hassanzadeh and Wernicke, 2016; Ali et al., 2019; Ao et al., 2020) همچنان دیدگاه‌های گوناگونی دربارهٔ روند دگرگونی نئوتتیس در زاگرس به‌ویژه زمان بسته‌شدن و سرشت برخورد پایانی آن وجود دارد. ازاین‌رو، بررسی جامع‌تر و درک دقیق‌تر این مجموعه‌های افیولیتی و واحدهای وابسته به آنها به‌عنوان شواهد مستقیم از سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس می‌تواند نقش مهمی در بازسازی تاریخچهٔ ژئودینامیکی این اقیانوس در منطقهٔ زاگرس بازی کند.

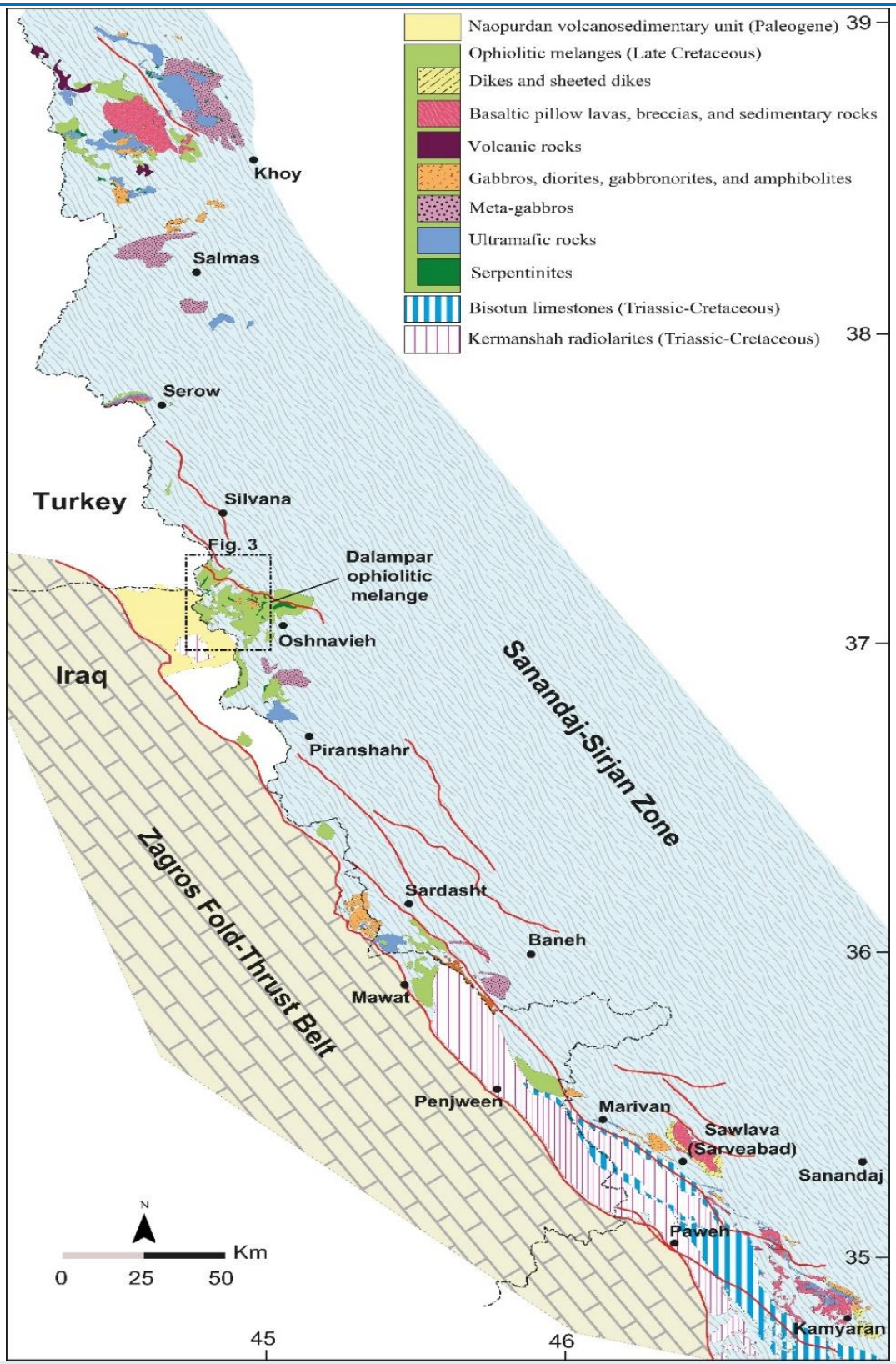


شکل ۱. نقشهٔ پراکندگی افیولیت‌های تتیسی و زمین‌درزهای ساختاری در سامانهٔ کوهزایی آلپ-هیمالیا (برگرفته از Dilek and Furnes, 2011). موقعیت افیولیت دالامپر با مستطیل آبی نمایش داده شده است.

Figure 1. Distribution map of Tethys ophiolites and suture zone in the Alpine-Himalayan orogenic system (modified after Dilek and Furnes, 2011). The location of the Dalampar ophiolite shown by a red rectangle.

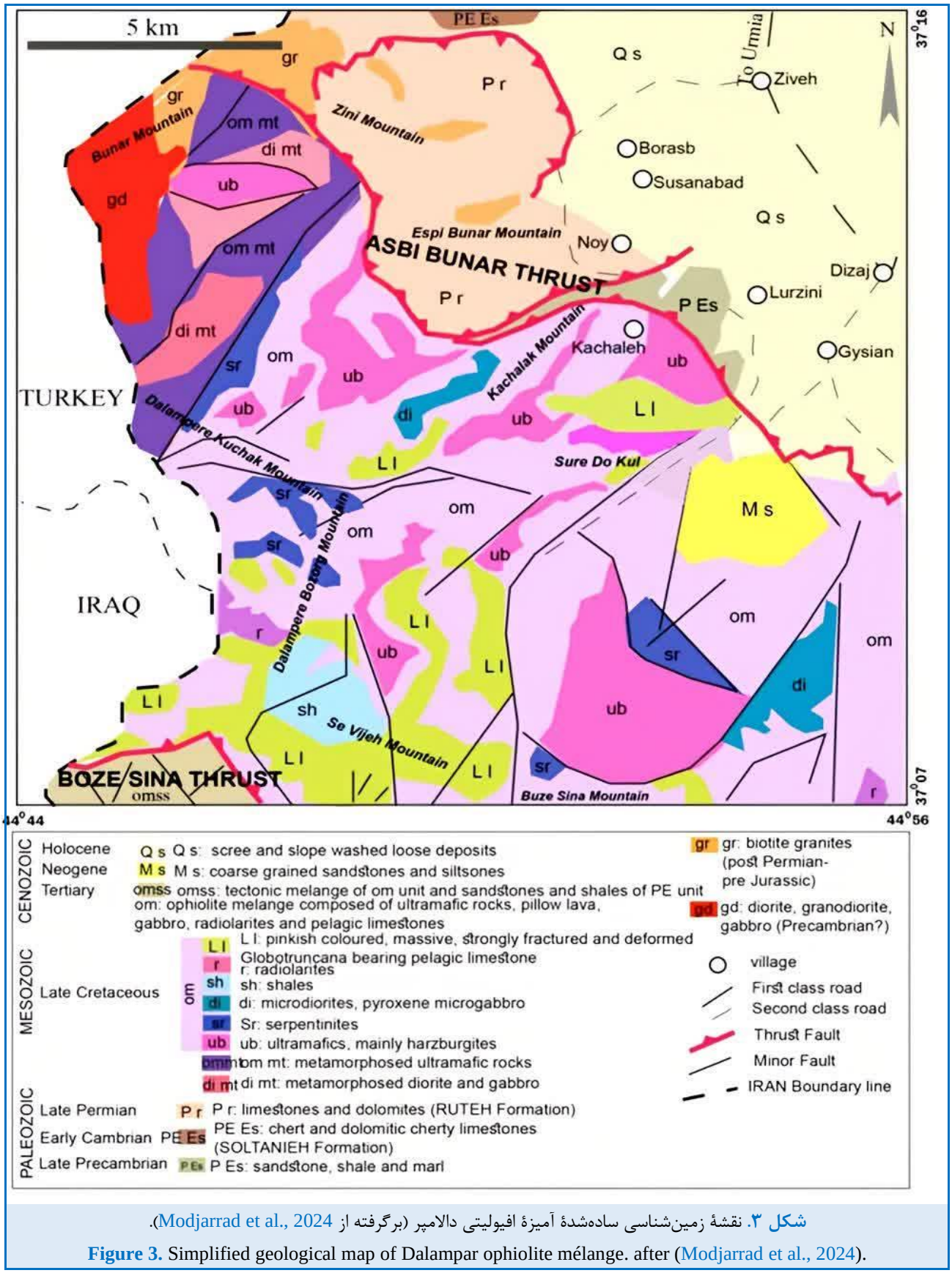
در منطقهٔ دالامپر مجموعه‌ای از افیولیت‌های زاگرس با واحدهای متناوب سنگی و رخنمون‌های گسترده‌ای وجود دارند (شکل ۳). از دیدگاه ساختاری منطقهٔ دالامپر به پنج زیرپهنه دسته‌بندی شده است. پهنهٔ آمیزهٔ افیولیتی (OMZ) که با گسل معکوس اسبی‌بنار از شمال با پهنه‌های فروافتادگی سیلوانه-زیوه (SZD)، واحد پرکامبرین-پالئوزوییک (Pr-Pz) و واحد مولاس (Mo) هم‌مرز است و از جنوب با پهنهٔ آمیزهٔ افیولیتی-رسوبی (SOZ) و پهنهٔ دگرگونه (MZ) هم‌بر است (Hajmolla Ali et al., 2006). در آمیزهٔ رنگی دالامپر که روستاهای کچله، سوسن‌آباد، سوره دوکل، پروانه، چریک‌آباد و گندملا عیسی را دربردارد، مجموعه‌ای از سنگ‌های الترامافیک سرپانتینیتی‌شده (هارزبورژیت) و توده‌های کوچکی از دونیت با ساخت ورقه‌ای و به‌رنگ تیره تا خاکستری و سیاه‌رنگ، پیروکسنیت سرپانتینی‌شده، گابروهای گوناگون، بازالت، دیوریت، دیاباز، توف‌های آتشفشانی، شیل، چرت‌های رادیولاریت‌دار و سنگ‌آهک پلاژیک گلوبوترونکانایی همراه با اندکی سنگ‌های دگرگونه با هم‌بری گسله از گونه‌ی راندگی[3]، آمیزهٔ افیولیتی منطقه را تشکیل می‌دهند (شکل ۴-A).

[3] Thrust Fault



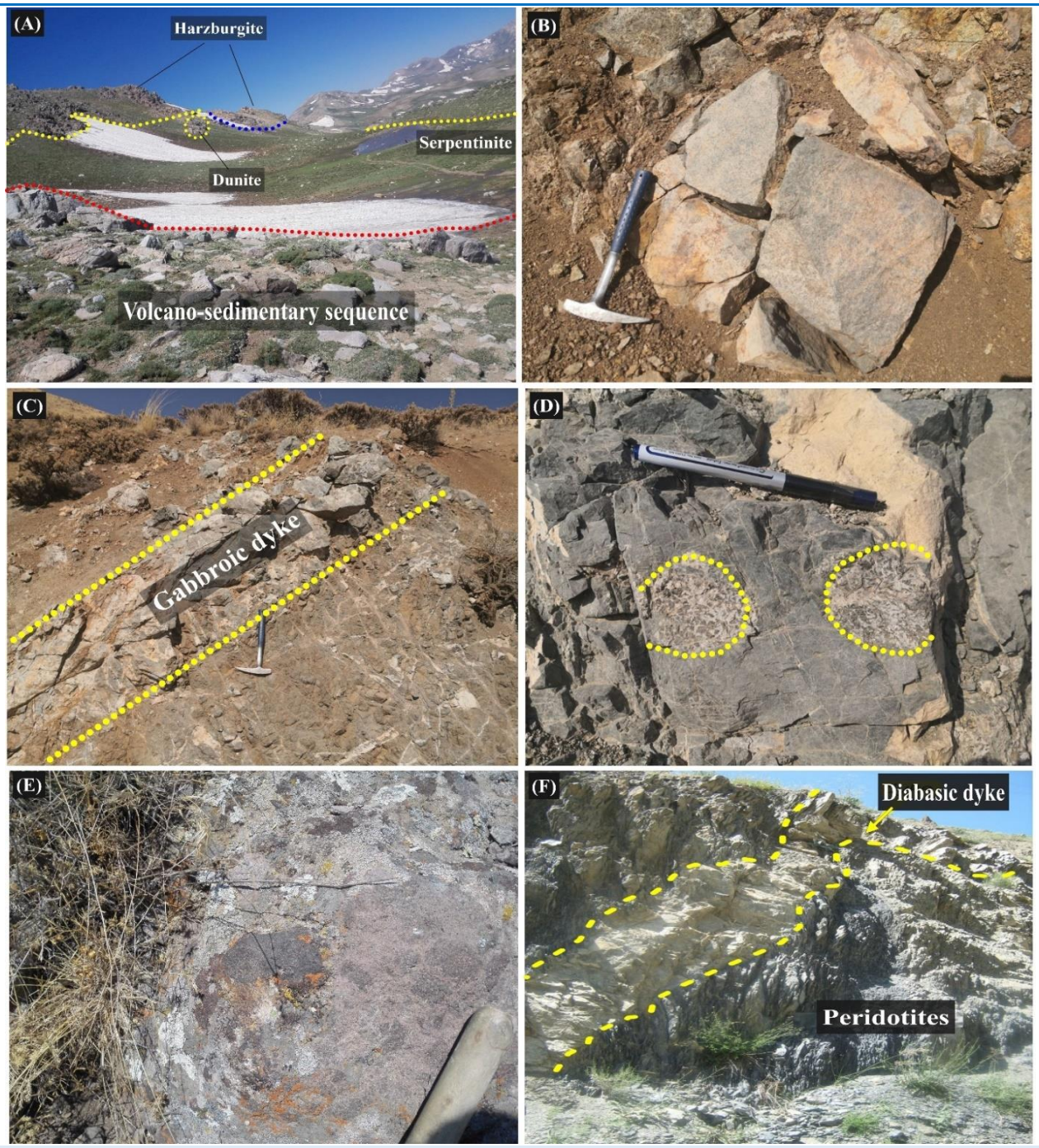
شکل ۲. نقشهٔ زمین‌شناسی ساده‌شدهٔ زمین‌درز زاگرس در امتداد مرز عراق-ایران-ترکیه که موقعیت و تقسیم‌بندی زمین‌ساختی منطقهٔ مورد بررسی را نشان می‌دهد (برگرفته از Ali et al., 2013).

Figure 2. Geological map of the Zagros suture zone along the Iraq-Iran-Turkey border showing the location and tectonic division of the study areas (modified after Ali et al., 2013).



شکل ۳. نقشهٔ زمین‌شناسی ساده‌شدهٔ آمیزهٔ افیولیتی دالامپر (برگرفته از Modjarrad et al., 2024).

Figure 3. Simplified geological map of Dalampar ophiolite mélange. after (Modjarrad et al., 2024).



شکل ۴. تصاویر صحرایی آمیزهٔ افیولیتی دالامپر. **A**) نمایی کلی آمیزهٔ افیولیتی دالامپر و مرز تدریجی میان این واحد و واحد دگرگونی؛ **B**) تودهٔ گابرویی درشت‌بلور درون پریدوتیت‌ها؛ c) دایک گابرویی در پریدوتیت‌ها؛ **D**) تودهٔ گابرویی پگماتوییدی درون گابروی ریزدانه؛ e) لنزهای گابرویی به‌شدت تکتونیزه‌شده درون پریدوتیت‌های گوشته‌ای؛ **F**) دایک دیابازی درون پریدوتیت‌های دگرسان.

Figure 4. Field photographs of the Dalampar ophiolite mélange. **A**) A general view of the Dalampar ophiolitic mélange and the gradational contact between this unit and the metamorphic unit; **B**) Coarse-grained gabbroic intrusion within peridotites; **C**) Gabbroic dike in the peridotites; **D**) Coarse-grained gabbroic intrusion in the microgabbros; **E**) Highly tectonized gabbroic lenses within mantle peridotites; **F**) Diabase dike within the altered peridotites.

در بخش‌های گوناگون این آمیزهٔ افیولیتی، رگه‌های سیلیسی، دایک، لنز و توده‌های مافیکی از گابرو، دیوریت و گرانیت به فراوانی دیده می‌شوند که در آن نفوذ کرده‌اند. در بیشتر موارد به‌دلیل قطع امتداد دایک‌ها با گسل در سطح

رخنمون بیشتر از یک تا چند متر دیده نمی‌شوند که گواهی دیگر بر گسل‌خوردگی و فعالیت‌های زمین‌ساختی شدید در آمیزهٔ دالامپر است. گابروها به دو صورت درشت‌بلور با بافت پگماتوییدی و گابروهای ریزدانه به‌صورت توده‌ای و دایک در آمیزهٔ افیولیتی دالامپر دیده می‌شوند (شکل‌های ۴-B و ۴-C). گابروها مزوکرات هستند و ساخت توده‌ای و متراکم دارند و در نمونهٔ دستی بیشتر متوسط تا درشت‌دانه هستند. بیشتر گابروهای پگماتیتی در همبری گابروهای ریزدانه‌تر و گاهی ملانوگابروها دیده می‌شوند که نشان‌دهندهٔ ناهمگنی بافتی در تودهٔ گابرویی و گویای تبلور در مراحل گوناگون دگرگونی ماگمایی و تغییرات موضعی در شرایط تبلور است (شکل ۴-D). تغییرات تدریجی به گابروی ریزدانه‌تر میزبان و نبود همبری ناگهانی گویای آنست که این گابروها خاستگاه تزریقی ندارند و ارتباط آنها به فرایند تأخیری که در محل حضور آنها روی گابروی میزبان تأثیر گذاشته است و به تبلور دوباره و رشد کانی‌ها انجامیده است، منطقی‌تر به‌نظر می‌رسد. گابروها تحت‌تأثیر نیروهای برشی و چین‌خوردگی میلونیتی شده‌اند (شکل ۴-E). بیشتر دایک‌های دیابازی به‌صورت دایک‌های تأخیری با ستبرای‌های گوناگون در زمینهٔ پریدوتیت‌های سرپانتینی‌شده تزریق شده‌اند (شکل ۴-F). این سنگ‌ها دانه‌بندی ریز دارند و در نمونهٔ دستی به‌رنگ خاکستری تیره تا سبز زیتونی دیده می‌شوند.

روش انجام پژوهش

در جریان بازدیدهای صحرایی افزون‌بر گردآوری اطلاعات زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی، شمار ۵۰ نمونه از واحدهای سنگی افیولیت دالامپر (پریدوتیت و گابروها) که کمترین هوازدگی و دگرسانی را داشتند برای تهیهٔ مقاطع نازک و نازک-صیقلی و همچنین، تجزیهٔ شیمیایی کانی‌ها انجام شد. بررسی‌های سنگ‌نگاری مقاطع نازک و نازک-صیقلی میکروسکوپی برای تعیین بافت سنگ‌ها و ریزساختارهای آنها با به‌کارگیری میکروسکوپ پلاریزان دو منظورهٔ GX انجام شد. سپس از شماری از نمونه‌های گابرویی، مقاطع نازک-صیقلی به‌شمار ۱۰ نمونه، تهیه شد و پس از مشخص‌کردن کانی‌های مورد نظر برای تجزیهٔ نقطه‌ای پوشش کربن داده شدند. سپس کانی‌های یادشده با دستگاه ریزکاو الکترونی مدل JEOL.JXA-8600 در دانشگاه یاماگاتا در کشور ژاپن با ولتاژ ۲۰ کیلوولت و جریان ۲×۱۰^{-۸} آمپر با روش WDS تجزیه شد. قطر پرتوی الکترونی ۵ میکرون و غلظت داده‌ها بر پایهٔ برنامهٔ کامپیوتری ZAF به‌دست آورده شد (جدول‌های ۱، ۲ و ۳). در پایان، بررسی و طراحی نمودارهای داده‌های به‌دست‌آمده از این روش تجزیه‌ای با به‌کارگیری نرم‌افزارهای Grapher 11 و GCDkit انجام شد.

جدول ۱. داده‌های تجزیهٔ نقطه‌ای کلینوپیروکسن‌ها در سنگ‌های گابرویی آمیزهٔ افیولیتی دالامپر (بر پایهٔ درصدوزنی) و فرمول ساختاری به‌دست‌آمده بر پایهٔ ۶ اتم اکسیژن به‌همراه سازنده‌های پایانی آنها.

Table 1. Analytical data of clionopyroxenes in gabbroic rocks of DOM district (in weight percent) and the calculated structural formula based on 6 oxygen atoms and their end members.

Sample No.	Do34	Do34	Do34	Do34	Do50	Do50	Do3	Do3	Do50	Do50	Do34
SiO_2	50.39	51.78	50.49	51.14	51.47	51.92	51.36	51.81	50.3	50.55	50.88
TiO_2	0.85	0.65	0.78	0.58	0.66	0.3	0.95	0.67	0.77	0.91	0.85
Al_2O_3	3.88	4.12	3.74	3.66	5.12	4.25	4.75	4.59	5.81	4.04	3.68
Cr_2O_3	0.17	0.29	0.76	0.86	0.42	0.33	0.45	0.15	0.23	0.12	0.44
FeO	8.65	6.57	6.46	5.6	4.86	4.18	6.16	7.14	7.54	8.28	6.37
MnO	0.11	0.21	0.15	0.15	0.15	0.19	0.25	0.20	0.25	0.12	0.14
MgO	14.15	16.24	15.44	16.10	15.6	16.54	14.23	14.28	15.56	13.86	15.36
CaO	21.37	20.32	21.47	21.78	21.17	22.20	21.20	20.82	19.46	21.82	21.71
Na_2O	0.34	0.27	0.39	0.34	0.23	0.22	0.38	0.39	0.20	0.36	0.44
K_2O	0.01	0.00	0.02	0.01	0.05	0.02	0.02	0.05	0.03	0.00	0.02
Total	99.92	100.51	99.61	100.22	99.73	100.15	99.72	100.1	100.15	100.22	99.89

جدول ۱. ادامه.

Table 1. Continued.

Sample No.	Do34	Do34	Do34	Do34	Do50	Do50	Do3	Do3	Do50	Do50	Do34
Si	1.87	1.89	1.86	1.87	1.89	1.89	1.90	1.91	1.85	1.87	1.87
Ti	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02
Al	0.17	0.18	0.17	0.16	0.22	0.18	0.21	0.20	0.25	0.18	0.16
Cr	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Fe^{3+}	0.06	0.02	0.07	0.07	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.05	0.07
Fe^{2+}	0.21	0.18	0.13	0.10	0.15	0.10	0.19	0.22	0.21	0.21	0.13
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	0.78	0.88	0.85	0.88	0.85	0.90	0.78	0.79	0.85	0.77	0.84
Ca	0.85	0.80	0.85	0.85	0.83	0.86	0.84	0.82	0.77	0.87	0.86
Na	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01	0.03	0.03
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Wo	44.70	42.29	44.73	44.86	45.36	45.80	46.28	45.00	41.41	45.87	45.18
En	41.18	47.03	44.76	46.14	46.51	47.74	43.22	42.95	46.07	40.54	44.47
Fs	14.12	10.67	10.51	9.00	8.13	6.73	10.5	12.05	12.52	13.59	10.35
X_{Mg}	0.79	0.83	0.87	0.90	0.85	0.89	0.80	0.78	0.84	0.79	0.87

X_{Mg} = Mg/ (Mg + Fe^{2+}) atomic ratio

جدول ۱. ادامه.

Table 1. Continued.

Sample No.	Do34	Do34	Do34	Do34	Do34	Do23	Do23	Do23	Do23	Do23
SiO_2	50.86	51.36	51.09	50.75	51.10	51.43	51.15	51.30	51.08	51.38
TiO_2	0.70	0.95	1.05	0.68	0.65	0.64	0.76	0.99	1.09	1.10
Al_2O_3	3.69	3.38	3.56	3.33	3.74	3.20	3.53	3.99	4.24	4.60
Cr_2O_3	0.59	0.14	0.18	1.06	0.85	0.21	0.19	0.13	0.25	0.15
FeO	6.42	7.00	7.03	7.19	5.93	9.83	8.94	8.52	8.54	8.13
MnO	0.08	0.13	0.10	0.09	0.15	0.55	0.17	0.16	0.19	0.17
MgO	16.10	15.37	15.08	15.07	15.49	14.18	14.51	13.97	14.01	14.11
CaO	21.34	21.44	21.55	21.51	21.87	19.41	20.48	20.53	20.37	20.10
Na_2O	0.32	0.39	0.44	0.36	0.38	0.34	0.31	0.42	0.38	0.41
K_2O	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	100.1	100.18	100.08	100.06	100.16	100.11	100.05	100.01	100.15	100.15
Si	1.86	1.89	1.88	1.87	1.87	1.92	1.90	1.90	1.89	1.90
Ti	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03
Al	0.17	0.15	0.16	0.15	0.16	0.15	0.15	0.18	0.19	0.20
Cr	0.02	0.00	0.01	0.03	0.03	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Fe^{3+}	0.08	0.05	0.05	0.06	0.06	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
Fe^{2+}	0.12	0.17	0.17	0.16	0.12	0.31	0.25	0.27	0.27	0.25
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.88	0.84	0.83	0.83	0.85	0.79	0.80	0.77	0.77	0.78
Ca	0.84	0.85	0.85	0.85	0.86	0.78	0.81	0.82	0.81	0.80
Na	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03

جدول ۱. ادامه.

Table 1. Continued.

Sample No.	Do34	Do34	Do34	Do34	Do34	Do23	Do23	Do23	Do23	Do23
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Wo	43.77	44.40	44.88	44.73	45.51	41.46	42.98	44.04	43.78	43.62
En	45.95	44.29	43.70	43.60	44.85	42.15	42.37	41.70	41.90	42.61
Fs	10.28	11.31	11.43	11.67	9.63	16.39	14.65	14.027	14.33	13.77
X_{Mg}	0.88	0.83	0.83	0.84	0.88	0.72	0.76	0.74	0.74	0.76

جدول ۲. داده‌های تجزیهٔ نقطه‌ای آمفیبول در سنگ‌های گابرویی آمیزهٔ افیولیتی دالامپر (بر پایهٔ درصدوزنی) و فرمول ساختاری به‌دست‌آمده بر پایهٔ ۲۳ اتم اکسیژن به‌همراه سازنده‌های پایانی آنها.

Table 2. Analytical data of amphibole in gabbroic rocks of DOM district (in weight percent) and the calculated structural formula based on 23 oxygen atoms and their end members.

Sample No.	Do50 2-2	Do50 2-1	Do50 1-19	Do50 1-16	Do50 1-15	Do50 1-14	Do28 4-4	Do28 4-3
SiO_2	50.96	50.76	51.01	50.68	50.71	50.14	50.47	51.56
TiO_2	0.68	0.64	0.75	0.35	1.01	0.98	0.67	0.55
Al_2O_3	5.74	5.07	4.79	4.96	5.50	5.67	5.92	4.02
Cr_2O_3	0.15	0.19	0.34	0.45	0.37	0.23	0.25	0.30
FeO	9.81	10.48	9.96	11.13	10.23	10.45	11.44	10.81
MnO	0.19	0.24	0.29	0.30	0.21	0.28	0.20	0.26
MgO	16.16	16.22	16.58	16.02	16.18	16.07	15.97	16.68
CaO	12.83	12.58	12.63	12.74	12.39	12.40	11.44	12.37
Na_2O	0.57	0.56	0.54	0.55	0.69	0.64	1.08	0.87
K_2O	0.38	0.42	0.33	0.32	0.50	0.44	0.09	0.07
NiO	0.07	0.03	0.13	0.13	0.10	0.06	0.06	0..08
Total	97.54	97.19	97.35	97.63	97.89	97.36	97.59	97.57
Si	7.29	7.29	7.30	7.26	7.23	7.18	7.15	7.35
Ti	0.07	0.07	0.08	0.04	0.11	0.11	0.07	0.06
Al^{IV}	0.71	0.71	0.70	0.73	0.77	0.82	0.85	0.65
Al^{VI}	0.26	0.15	0.10	0.10	0.15	0.14	0.14	0.03
Cr	0.02	0.02	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03
Fe^{2+}	1.05	0.96	0.87	0.95	0.93	0.88	0.61	0.86
Fe^{3+}	0.13	0.30	0.32	0.38	0.29	0.37	0.75	0.43
Mn	0.02	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.02	0.03
Mg	3.45	3.47	3.54	3.42	3.44	3.43	3.37	3.55
Ca	1.97	1.93	1.94	1.96	1.89	1.90	1.74	1.89
Na	0.16	0.16	0.15	0.15	0.19	0.18	0.30	0.24
K	0.08	0.06	0.06	0.09	0.08	0.02	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Cations	15.19	15.17	15.15	15.17	15.17	15.16	15.05	15.14
Mg#	0.77	0.78	0.8	0.78	0.79	0.80	0.85	0.81
Fe#	0.25	0.27	0.25	0.28	0.26	0.27	0.29	0.29

جدول ۲. ادامه.

Table 2. Continued.

Sample No.	Do28 4-2	Do28 4-1	Do28 1-17	Do28 1-16	Do28 2-10	Do28 1-14	Do28 1-13
SiO_2	49.67	50.51	54.45	54.01	46.25	49.65	54.79
TiO_2	0.56	0.65	0.18	0.15	0.31	0.37	0.12
Al_2O_3	6.20	6.52	3.27	3.08	9.28	6.61	3.41
Cr_2O_3	0.19	0.12	0.00	0.03	0.05	0.08	0.33
FeO	12.29	10.75	9.33	12.25	12.51	12.87	8.94
MnO	0.22	0.15	0.22	0.21	0.26	0.26	0.15
MgO	15.65	15.67	17.85	16.15	14.32	15.07	16.66
CaO	11.71	11.59	12.92	12.62	12.19	11.85	13.21
Na_2O	1.24	1.27	0.22	0.42	1.56	1.06	1.16
K_2O	0.05	0.06	0.11	0.01	0.13	0.05	0.04
NiO	0.07	0.06	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Total	97.85	97.45	98.22	99.04	96.88	97.87	98.81
Si	7.06	7.19	7.61	7.61	6.72	7.07	7.70
Ti	0.06	0.07	0.02	0.02	0.03	0.04	0.01
Al^{IV}	0.94	0.81	0.39	0.39	1.28	0.92	0.31
Al^{VI}	0.10	0.29	0.15	0.12	0.31	0.19	0.25
Cr	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.04
Fe^{2+}	0.69	0.84	0.71	1.15	0.87	0.8	1.05
Fe^{3+}	0.77	0.43	0.38	0.29	0.65	0.73	0.00
Mn	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02
Mg	3.32	3.33	3.72	3.39	3.10	3.20	3.49
Ca	1.78	1.72	1.73	1.91	1.90	1.81	1.99
Na	0.34	0.30	0.34	0.11	0.44	0.29	0.32
K	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cations	15.14	15.21	15.09	15.04	15.36	15.11	15.16
Mg#	0.83	0.80	0.84	0.75	0.78	0.80	0.77
Fe#	0.30	0.28	0.34	0.30	0.33	0.32	0.23

جدول ۳. داده‌های تجزیهٔ نقطه‌ای پلاژیوکلاز در سنگ‌های گابرویی آمیزهٔ افیولیتی دالامپر (بر پایهٔ درصدوزنی) و فرمول ساختاری به‌دست‌آمده بر پایهٔ ۸ اتم اکسیژن به‌همراه سازنده‌های پایانی آنها.

Table 3. Analytical data of plagioclase in gabbroic rocks of DOM district (in weight percent) and the calculated structural formula based on 23 oxygen atoms and their end members.

Sample No.	Do50 3-9	Do50 1-25	Do50 1-24	Do34 4-22	Do34 4-20	Do34 4-18	Do34 1-11	Do34 1-10
SiO_2	56.18	56.58	63.25	64.58	62.20	53.23	53.75	55.17
TiO_2	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.07	0.06	0.10
Al_2O_3	26.73	26.67	22.39	21.39	24.18	28.28	28.64	27.42
Cr_2O_3	0.00	0.01	0.02	0.01	0.09	0.05	0.00	0.09
FeO	0.08	0.18	0.09	0.03	0.01	0.59	0.49	0.51
MnO	0.00	0.05	0.00	0.03	0.01	0.07	0.03	0.02
MgO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.10	0.05
CaO	9.54	6.48	3.61	3.91	4.38	11.55	12.06	10.42

جدول ۳. ادامه.

Table 3. Continued.

Sample No.	Do50 3-9	Do50 1-25	Do50 1-24	Do34 4-22	Do34 4-20	Do34 4-18	Do34 1-11	Do34 1-10
Na_2O	7.53	9.76	10.41	9.95	9.25	5.83	4.74	5.89
K_2O	0.18	0.24	0.10	0.08	0.10	0.28	0.08	0.16
NiO	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.25	99.97	99.91	100.02	100.22	100.02	99.95	99.83
Si	2.49	2.47	2.78	2.85	2.74	2.39	2.44	2.49
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.40	1.37	1.16	1.11	1.26	1.50	1.53	1.46
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{2+}	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.02
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ca	0.45	0.30	0.17	0.19	0.21	0.56	0.59	0.50
Na	0.65	0.83	0.89	0.85	0.79	0.51	0.42	0.52
K	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Ab	58.28	72.3	83.47	81.80	78.82	47.02	41.37	50.11
An	40.80	26.53	16.00	17.76	20.62	51.49	58.17	48.99
Or	0.92	1.17	0.53	0.44	0.56	1.49	0.46	0.90

جدول ۳. ادامه.

Table 3. Continued.

Sample No.	Do34 1-5	Do28 1-24	Do28 1-23	Do28 1-22	Do28 1-12	Do28 1-10	Do28 1-9
SiO_2	54.58	57.88	58.87	54.48	64.38	64.76	64.89
TiO_2	0.11	0.06	0.03	0.10	0.04	0.00	0.00
Al_2O_3	28.10	25.73	25.45	28.50	22.41	21.49	21.53
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.36	0.38	0.28	0.36	0.14	0.09	0.08
MnO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.05	0.03
MgO	0.06	0.05	0.00	0.05	0.01	0.00	0.01
CaO	10.71	8.17	7.70	11.10	2.96	2.81	2.59
Na_2O	6.18	7.57	7.48	5.27	9.97	10.68	10.74
K_2O	0.13	0.13	0.05	0.09	0.19	0.29	0.05
NiO	0.00	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	100.23	99.96	99.95	99.98	100.10	100.17	99.92
Si	2.44	2.58	2.63	2.46	2.83	2.83	2.85
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.48	1.35	1.34	1.52	1.16	1.11	1.11
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{2+}	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00

جدول ۳. ادامه.

Table 3. Continued.

Sample No.	Do34 1-5	Do28 1-24	Do28 1-23	Do28 1-22	Do28 1-12	Do28 1-10	Do28 1-9
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.51	0.39	0.37	0.54	0.14	0.13	0.12
Na	0.54	0.65	0.65	0.46	0.85	0.91	0.91
K	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Ab	50.72	62.2	63.56	45.97	84.99	85.97	88.00
An	48.58	37.1	36.16	53.51	13.94	12.5	11.73
Or	0.70	0.70	0.28	0.52	1.07	1.53	0.27

سنگ‌نگاری

بـر پایـهٔ بررسـی‌های سـنگ‌نگاری توده‌هـای گـابرویی بررسی‌شده طیف ترکیبـی گـابروی درشـت‌بلور (پگماتوییـدی)، میکروگابرو، متاگابرو (میلونیتی)، گابروی الیوین‌دار، گابرودیوریـت و گابرونوریت دارند.

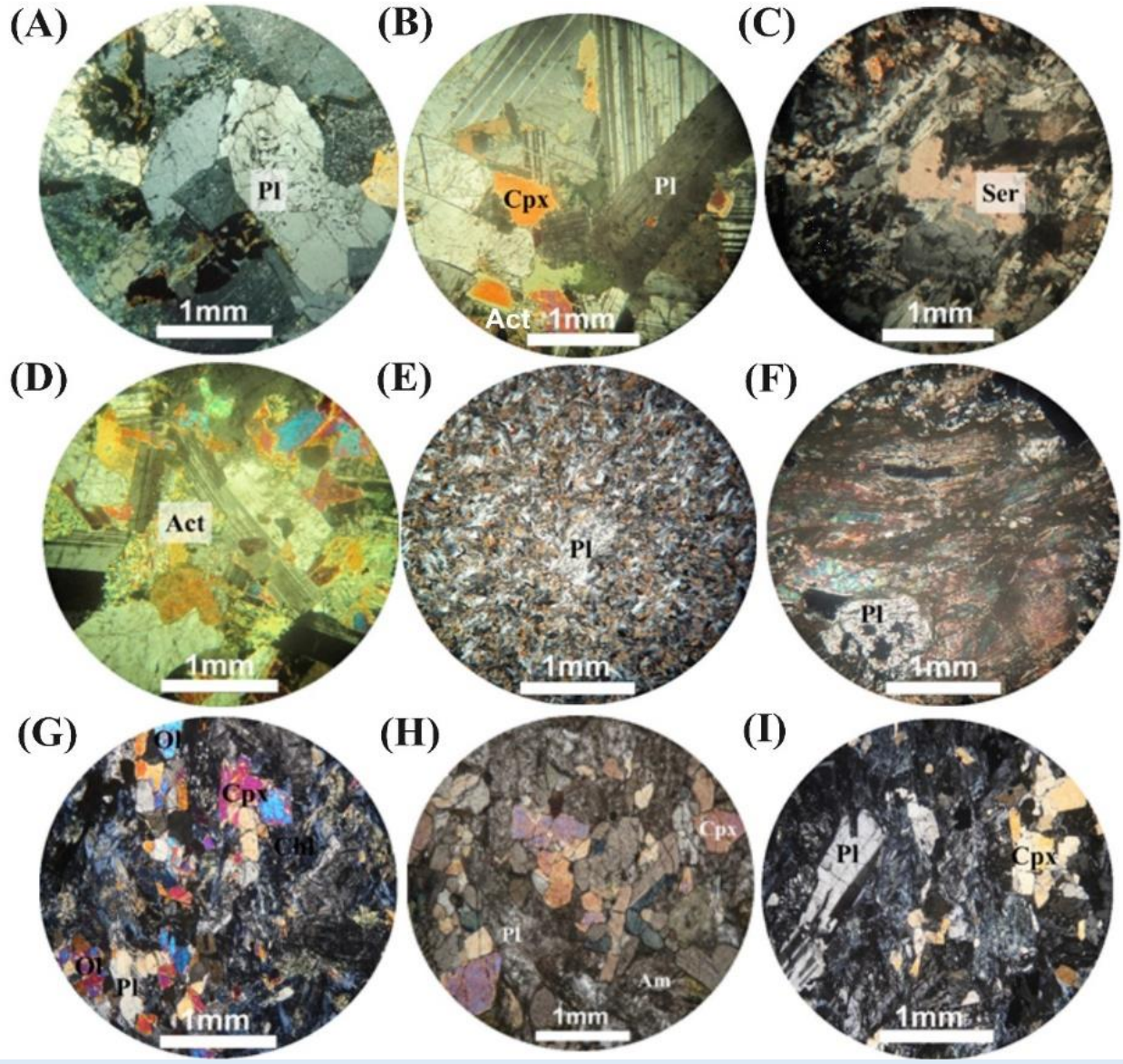
گابروی درشت‌بلور: پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی سازندهٔ این سنگ‌هاست و فراوانی آن نزدیک به ۶۰ تا ۷۰ درصدحجمی است. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با ابعاد (کوچک‌تر از ۱ تا ۳ میلیمتر) به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و با ماکل‌های نواری و آلبیت-کارلسباد هستند (شکل ۵-A). پلاژیوکلازها گاه پهنه‌بندی دارند و به درجات گوناگونی دچار دگرسانی سریسیتی و سوسوریتی (اپیدوت، آلبیت، کلسیت و کلریت) شده‌اند و گاه دربردارندهٔ کانی پیروکسن به‌صورت میانبار درون پلاژیوکلازها به دام افتاده‌اند (شکل ۵-B). فنوکریست‌های کلینوپیروکسن با فراوانی (۳۰-۲۰ درصدحجمی) به‌صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار با کرانهٔ واکنشی هستند و به کانی‌های ترمولیت-اکتینولیت و کلریت دگرسان شده‌اند (شکل ۵-C). در برخی درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن، خوردگی‌هایی دیده می‌شوند که بافت غربالی را پدید آورده‌اند و چه‌بسا پیامد تغییر ترکیب ماگمای مادر در حال تبلور، افزوده‌شدن ماگمای تازه درون آشیانهٔ ماگمایی و یا گویای آلایش ماگمایی در سنگ‌های منطقه باشد (Perugini et al., 2003). بافت غالب سنگ گرانولار (اینترگرانولار تا هتروگرانولار) است (شکل ۵-D)؛ اما بافت‌های فرعی مانند افیتیک، ساب‌افیتیک نیز دیده می‌شوند. سریسیت، کلریت، کلسیت و ترمولیت-اکتینولیت و کانی‌های کدر از کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها به‌شمار می‌روند.

میکروگابرو: پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی سازندهٔ این سنگ هستند. بافت‌های غالب این سنگ‌ها میکروگرانولار هستند (شکل ۵-E). بلورهای پلاژیوکلاز به‌صورت منشوری و تیغه‌ای بلند هستند و به درجات گوناگون دچار دگرسانی به کانی‌های رسی شده‌اند و در زمینه‌ای میکرو-کریپتوکریستالین جای دارند؛ گاهی نیز به‌صورت درشت‌بلور و با پهنه‌بندی هستند. کلینوپیروکسن‌ها نیز هم به‌صورت بلورهای منشوری هم دانه‌های ریز هم‌بعد به رنگ سرخ-قهوه‌ای در میان پلاژیوکلازها دیده می‌شوند و از کناره‌ها با کانی‌های ثانویه مانند کلریت جایگزین شده‌اند. کلریت، اکتینولیت، کلسیت، سریسیت، اپیدوت و کانی‌های رسی از کانی‌های ثانویه سنگ هستند که در شکستگی‌ها و فضاهای تهی پدید آمده‌اند.

متاگابرو: بافت متاگابروها میلونیتی تا کاتاکلاستیک است (شکل ۵-F) و پلاژیوکلازها به‌صورت پورفیروکلاست‌هایی به حالت دوکی‌شکل در جهت برآیند نیروهای زمین‌ساختی کشیدگی پیدا کرده‌اند. بسیاری از بلورهای پلاژیوکلاز، خردشده هستند و شکل نخستین خود را از دست داده‌اند و نشانه‌هایی از گسیختگی[۴] و جهت‌یافتگی در آنها دیده می‌شود. پلاژیوکلازها تا درجات شدیدی دچار دگرسانی به سریسیت و کانی‌های رسی شده‌اند. پورفیروکلاست‌های پیروکسن کانی اصلی دیگر سنگ است

[4] shearing

که دچار شکستگی، چین‌خوردگی و پیچ‌وتاب شده و به بیوتیت، ترمولیت-اکتینولیت و کلریت دگرسان شده‌اند. فضای میان کانی‌های خردشده و شکسته با کانی‌های کربناته (کلسیت) و کانی‌های کدر به‌صورت ثانویه پر شده است.



شکل ۵. تصویرهای میکروسکوپی سنگ‌های گابرویی آمیزهٔ افیولیتی دالامپر. **A**) بلورهای درشت پلاژیوکلاز در کنار کلینوپیروکسن و کانی‌های کدر و پیدایش بافت گرانولار در گابروی ایزوتروپ؛ **B**) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز **با** ماکل پلی‌سینتتیک و پیروکسن‌های دگرسان‌شده به اکتینولیت؛ **C**) دگرسانی سریسیتی در بلورهای پلاژیوکلاز؛ **D**) بلورهای پیروکسن دگرسان‌شده به اکتینولیت و پلاژیوکلاز با ماکل نواری؛ **E**) بلورهای تیغه‌ای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن و بافت اینترگرانولار در میکروگابرو؛ **F**) بافت کاتاکلاستیک در متاگابروها؛ **G**) بافت گرانولار در الیوین گابروها؛ **H**) بافت گرانولار در گابرودیوریت؛ **I**) بلورهای بی‌شکل پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن و بافت گرانولار در گابرونوریت (کوته‌نوشت کانی‌ها از وار (Warr, 2021)؛ همه تصویرها در نور XPL گرفته شده‌اند).

Figure 5. Photomicrographs of gabbroic rocks from the Dalampar ophiolite mélange. **A**) Phenocrysts of pyroxene and plagioclase in an isotropic gabbro exhibiting a granular texture; **B**) Coarse plagioclase crystals exhibiting polysynthetic twinning and pyroxenes altered to actinolite; **C**) Sericitc Alteration in Plagioclase Crystals; **D**) Pyroxene crystals have been altered to actinolite and plagioclase exhibiting banded twinning; **E**) Plagioclase and clinopyroxene lamellar crystals with intergranular texture in microgabbros; **F**) Cataclastic texture in metagabbro; **G**) Granular texture in olivine gabbro; **H**) Granular texture in gabbro-diorite; **I**) Amorphous crystals of plagioclase and clinopyroxene exhibit a granular texture in gabbronorite (Mineral abbreviations are from Warr (2021); All images are in XPL).

گـــابروی الیـــوین‌دار: پلاژیـــوکلاز (نزدیـــک بـــه ۸۰-۷۰ درصـــدحجمی) و پیروکســـن بـــا فراوانـــی (نزدیـــک بـــه ۲۰-۱۰ درصدحجمی) از کانی‌های اصلی سازندهٔ الیوین گابروها هســـتند. این سنگ‌ها متوسط تا درشت‌دانه با بافت اصلی گرانولار هســـتند (شکل ۵-G). بافت افیتیک-ساب‌افیتیک نیز در برخـی نمونـه‌ها دیده می‌شود. بیشتر پلاژیوکلازها متوسط‌بلور و نیمه‌شـکل‌دار تـا بی‌شکل هستند و بیشتر حجم سنگ را فرا گرفته‌اند. ایـن کـانی بیشتر به سریسیت و کلریت و اپیـدوت دگرسـان شـده اسـت و شکل نخستین خود را از دسـت داده اسـت. پـس از پلاژیـوکلاز پیروکسن‌ها بیشترین حجم کانی مافیک سنگ را دربر گرفته‌انـد و به‌صورت بلورهای ریز تا متوسط و گاهی کشـیده و منشـوری و شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند. الیوین با فراوانی کمتـر از ۵ درصدحجمی از کانی‌های فرعـی ایـن سـنگ‌ها هسـتند. ایـن کانی به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و بدون حاشـیهٔ واکنشـی است که در امتداد شکسـتگی‌ها دگرسـان شـده و بـا سـرپانتین جایگزین شده است.

گابرودیوریت: ایـن سـنگ‌ها بافـت گرانـولار، افیتیـک و پویی‌کیلیتیک دارند (شکل ۵-H). پلاژیوکلاز با درصـدحجمی (۶۰ تـا ۷۰ درصـدحجمی) و کلینوپیروکســن (۲۵ تـا ۳۰ درصدحجمی) از کانی‌های سازندهٔ این سنگ هستند. آمفیبـول (۵ تا ۱۰ درصـدحجمی) نیـز به‌صـورت بلورهـای منشـوری و کشـیده و بیشـتر بـا حاشـیهٔ سـوخته (اوپاسیته‌شـدن) دیـده می‌شود. بیوتیت کانی فرعی با فراوانی کمتر از ۵ درصـدحجمی و به رنگ قهوه‌ای کم‌رنگ تا پررنگ در مقـاطع دیـده می‌شـود. کانی‌های کربناتی (کلسیت)، اپیدوت، کلریت و کانی‌هـای کـدر نیز به‌عنوان کانی ثانویه در سنگ دیده می‌شوند .پلاژیوکلازهـا ریـز تـا درشـت‌بلور هسـتند و ماکـل کارلسـباد دارنـد. بیشـتر پیروکسن‌ها، بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار هستند و در فاصلهٔ میـان پلاژیوکلازها رشد کرده‌اند. کانی‌های کدر نیز به‌صورت شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار در زمینهٔ سنگ و میان کانی‌ها پراکنده هسـتند و در برخی نمونـه‌ها نیـز حالـت دنـدریتی و اسـکلتی دارنـد و دربردارندهٔ میانبارهایی از کانی‌های دیگر هستند.

گابرونوریت: گابرونوریت دربردارندهٔ مجموعهٔ کانی‌شناسی اولیهٔ پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن اسـت. نسـبت مـودال ایـن کانی‌هـا دربردارنـدهٔ ۲۰ تـا ۳۰ درصـدحجمی کلینوپیروکسن، ۱۵ تا ۲۰ درصدحجمی ارتوپیروکسن و ۴۰ تـا ۵۰ درصدحجمی پلاژیوکلاز است. بافت سنگ بیشتر گرانـولار دانه‌متوسـط و گـاهی درشـت‌بلور اسـت (شـکل ۵-I). الیـوین، کلینوپیروکسـن و ارتوپیروکسـن شـکل‌دار تـا نیمه‌شـکل‌دار هسـتند و پلاژیوکلازهـا نیـز عمومـاً به‌صـورت بی‌شـکل فـاز میان‌بلوری میان دیگـر کانی‌هـا هسـتند و در انـدک بلورهـای سـالم‌تر ماکـل پلی‌سـینتتیک بـه‌خوبی نمایـان اسـت. بیشـتر پلاژیوکلازها به کلریـت و کانی‌هـای رسـی دگرسـان شـده‌اند. برخی بلورهای کلینوپیروکسـن به‌صـورت منشـوری و کشـیده هستند و ماکل ساده دارند و گاهی بلورهای کوچک و شـکل‌دار ارتوپیروکسن به‌صورت میانبار درون آنها دیده می‌شوند.

شیمی کانی

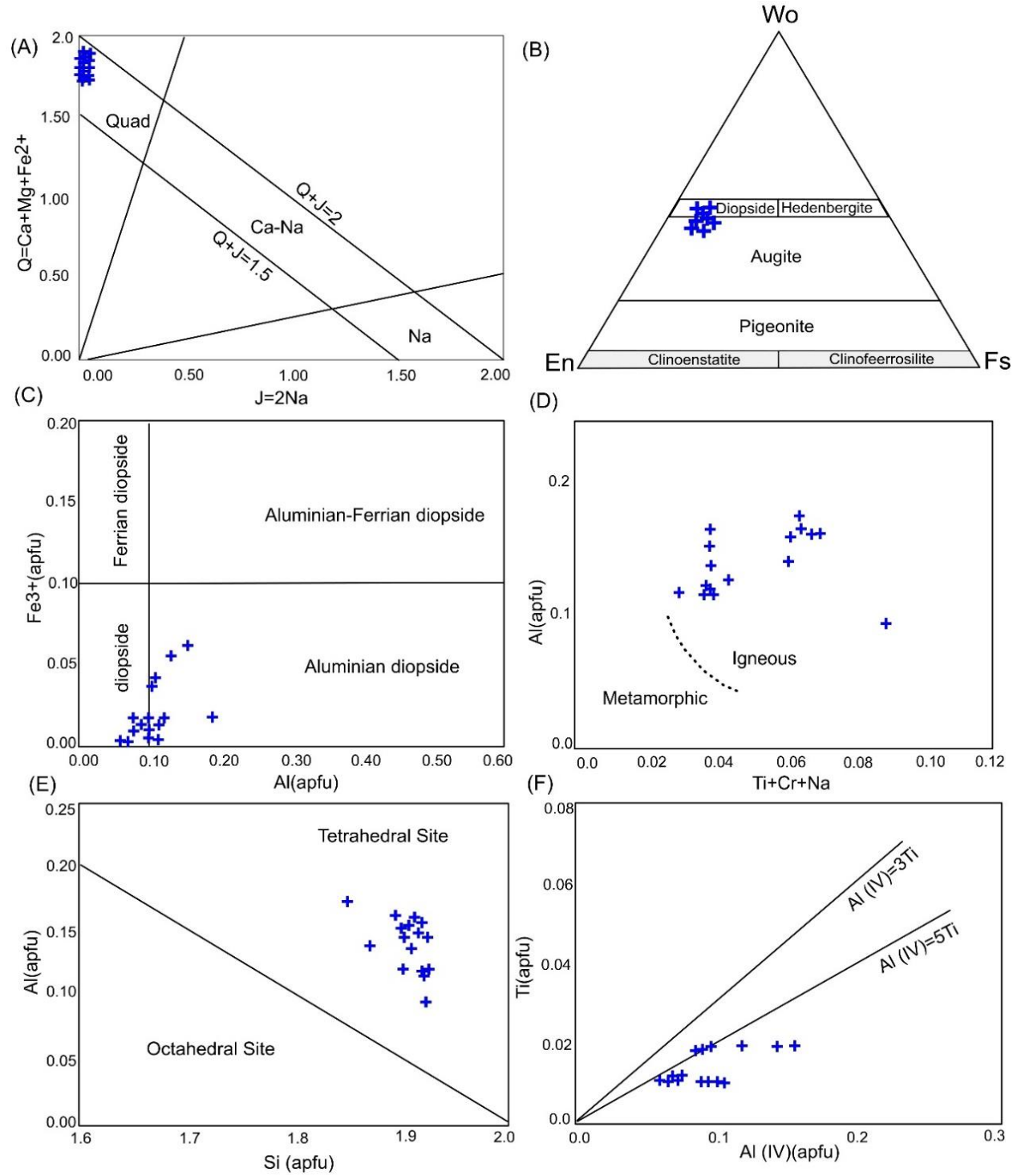
کلینوپیروکسن

در سامانه‌های بازالتی، فنوکریسـت‌های کلینوپیروکسـن بسیار متـداول و فـراوان هسـتند و دربردارنـدهٔ کامـل‌ترین تاریخچـهٔ دگرگـونی ماگمـا هسـتند (Bonechi et al., 2020). ترکیب اکسیدهای اصلـی کـانی کلینوپیروکسـن و پراکندگی کاتیون‌ها در گابروهای منطقهٔ دالامپر بـر پایـهٔ ۶ اتـــم اکســـیژن در جـــدول ۱ آورده شـــده اســـت. در کلینوپیروکسن میزان TiO_2 تمرکز بالایی ندارد و نزدیک به ۰/۲ تـــا ۰/۹۵ درصـــدوزنی اســـت. Na_2O نیـــز از ۰/۴ درصـــدوزنی فراتـــر نمـــی‌رود. Al_2O_3 و Cr_2O_3 بـــه‌ترتیب تمرکـــزی نزدیـــک بـــه ۲/۱۵ تـــا ۴/۶ و ۰/۱۵ تـــا ۰/۸۶ درصدوزنی دارند که مقـدارهای کمـابیش بـالایی بـه‌شـمار می‌روند. FeO، MgO و CaO نیـز مقـدارهای ۴/۵۹ تـا ۷، ۱۴/۷۷ تـا ۱۶/۹۴ و ۲۰/۵۳ تـا ۲۲/۷۳ درصـدوزنی دارنـد. مقدار #Mg کلینوپیروکسن‌ها از ۹۱ تا ۹۵ درصد در تغییـر است. این کلینوپیروکسن‌ها در نمودار تغییرات Q در برابر J در گسترهٔ پیروکسن‌های آهن-کلسیم-منیزیم‌دار (شکل ۶-A) و در نمـودار سـه‌تایی Wo-En-Fs (شـکل ۶-B) در گسترهٔ دیوپسید تـا اوژیـت جـای می‌گیرنـد و نسـبت سـه سازندهٔ ولاستونیتی، انستاتیتی و فروسیلیتی در ایـن کـانی بـــــه‌ترتیب $Fs_{3.69-4.08}$، $En_{48.07-50.61}$، $Wo_{45.35-48.09}$

درصد است. ازآنجایی‌که در این کلینوپیروکسن‌ها Na<Al است باید آنها را در گروه پیروکسن‌های کلسیک رده‌بندی کرد که با افزایش مقدار Al^{VI} در ساختمان کانی فعالیت کلسیم چرماک افزوده می‌شود. بر پایهٔ نمودار رده‌بندی Fe^{3+} در برابر Al ترکیب کلینوپیروکسن‌های تجزیه‌شده دیوپسید تا دیوپسید آلومینیم‌دار به‌دست آورده می‌شود (شکل ۶-C) که گویای میزان بالای آلومینیم در کلینوپیروکسن‌ها و پیدایش این کانی در مراحل آغازین جدایش بلورین است. در نمودار تغییرات Ti+Cr+Na در برابر Al^{total} همهٔ پیروکسن‌ها در گسترهٔ پیروکسن‌های آذرین جای گرفتند (شکل ۶-D). همچنین، کلینوپیروکسن‌های با خاستگاه گوناگون (آذرین یا دگرگون) را می‌توان با به‌کارگیری محتوای Al_2O_3 و Cr_2O_3 این کانی از یکدیگر شناسایی کرد (Nozaka, 2010). کلینوپیروکسن‌های دگرگون‌شده از اکسیدهای Al_2O_3 و Cr_2O_3 بسیار تهی شده‌اند. در این کلینوپیروکسن‌های گابرویی میزان Al_2O_3 برابر با ۱۵/۰-۲ درصدوزنی و Cr_2O_3 برابر با ۰/۱۵ تا ۰/۸۶ درصدوزنی است و در مقایسه با این مقدارهای در سنگ‌های دگرگون‌شده سرشت آذرین و اولیهٔ این کانی را نشان می‌دهد. در نمودار پراکندگی Al در برابر Si (شکل ۶-E)، پیروکسن‌های این گابروهای در بالای خط اشباع در جایگاه چهاروجهی جای می‌گیرند. ازاین‌رو، موقعیت چهاروجهی این کلینوپیروکسن‌ها به‌طور کامل با Si و به‌طور بخشی با Al^{IV} جایگزین شده است. در نتیجه این موقعیت نمی‌تواند با کاتیون‌های سه‌ظرفیتی مانند Cr، Ti و Fe^{3+} پر شود. Al اضافی نیز همراه با دیگر عنصرهای سه‌ظرفیتی به موقعیت هشت‌وجهی پیروکسن‌ها وارد می‌شود. میزان Fe^{3+} کلینوپیروکسن‌ها نیز از فوگاسیتهٔ اکسیژن و میزان حضور Al در موقعیت چهاروجهی پیروی می‌کند (Schweitzer et al., 1979). محتوای Al و Ti کلینوپیروکسن‌ها به فعالیت سیلیس مذابی که از آن متبلور شده و به نسبت این عنصرها در ماگماهای گوناگونِ تولهایتی، قلیایی و پرآلکالن (که به‌ترتیب افزایش می‌یابد) وابسته است (Le Bas, 1962). در نمودار Al^{IV} در برابر Ti، نمونه‌ها در زیر خط مشخص‌کنندهٔ جانشینی ایده‌آل جای گرفته‌اند (شکل ۶-F) که نشان می‌دهد Al در موقعیت چهاروجهی جای دارد تا دیگر جانشینی‌های دوتایی که دربردارندهٔ Ti می‌شوند را جبران کند. میزان تیتانیم کم در ترکیب این کلینوپیروکسن‌ها به حضور مقدار بیشتری ایلمنیت در گابروها وابسته است (Nosova et al., 2002)؛ زیرا با تبلور ایلمنیت، Ti ماگما بیشتر وارد شبکهٔ ایلمنیت می‌شود و پیروکسن‌های هم‌زیست با ایلمنیت از تیتانیم تهی می‌شوند. مذاب‌های تهی از Ti معمولاً حاصل فرایند ذوب گوشتهٔ تهی‌شده در افیولیت‌های SSZ هستند که نسبت به آنها در افیولیت‌های MORB، مذاب‌ها معمولاً با تمرکز بالاتری از Tiشناخته می‌شوند (Pearce and Norry, 1979).

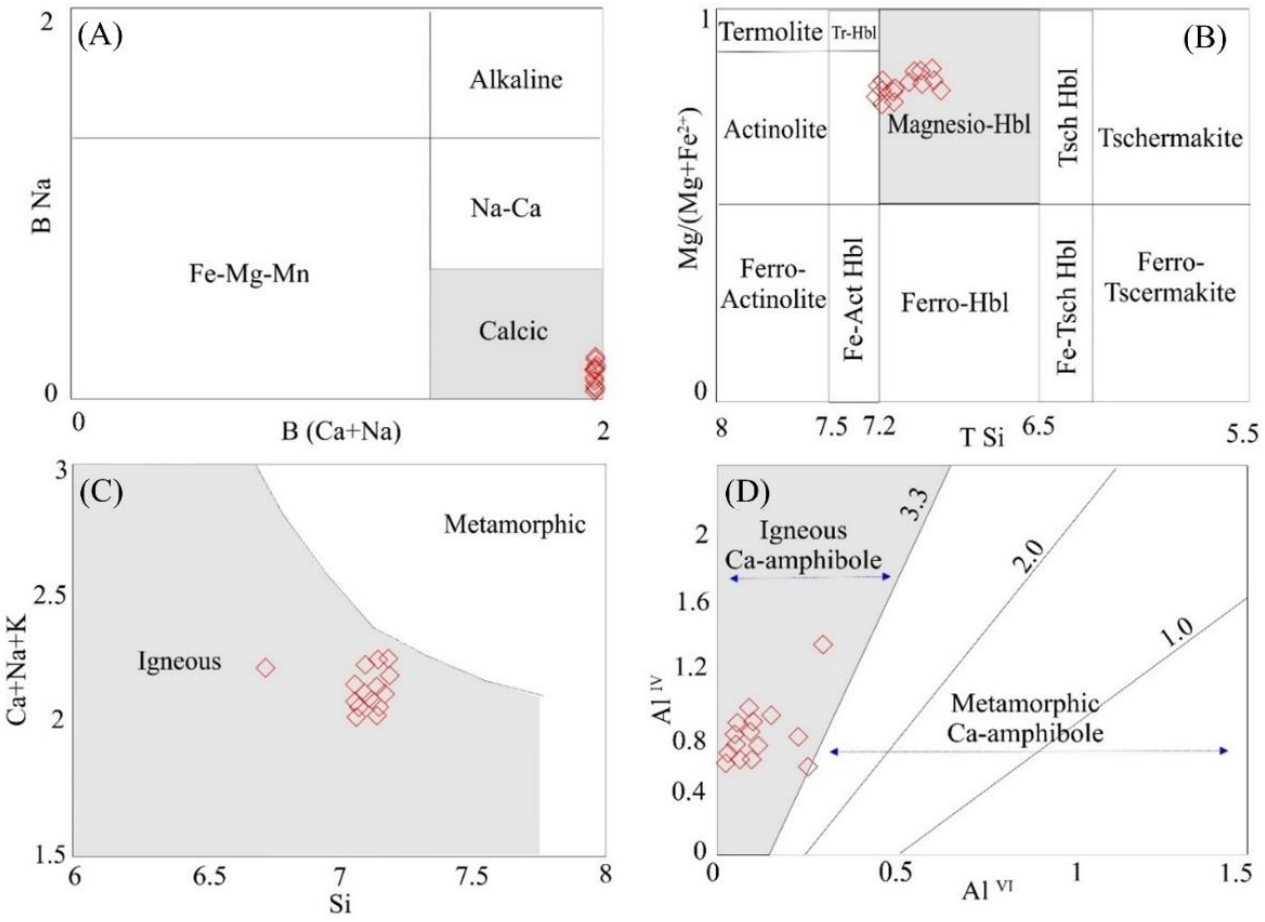
آمفیبول

آمفیبول از کانی‌های مافیک سازندهٔ گابروهای منطقه است. فرمول ساختاری به‌دست‌آمده برای آمفیبول بر پایهٔ ۲۳ اتم اکسیژن و ۱۵ کاتیون در موقعیت چهاروجهی و هشت‌وجهی در جدول ۳ آورده شده است. بر پایهٔ رده‌بندی لیک و همکاران (Leake et al., 1997)، این آمفیبول‌ها در گسترهٔ گروه آمفیبول‌های کلسیک جای گرفته‌اند (شکل ۷-A) و در نمودار Si نسبت به $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ از گونهٔ منیزیوهورنبلند هستند (شکل ۷-B). بر پایهٔ تغییرات Si نسبت به مجموع کاتیون‌های Na+K+Ca ، کانی‌ها در گسترهٔ آمفیبول‌های آذرین قرار می‌گیرند و از گونه‌های برآمده از فرایند دگرگونی جدا شده‌اند (شکل ۷-C). افزون بر این مقدار Siاین آمفیبول‌ها در گسترهٔ ۷/۶ تا ۷/۷ است که به باور لیک و همکاران (Leake et al., 1997)، این مقدار Si گویای آذرین‌بودن آمفیبول‌های یادشده است. فلیت و بارنت (Fleet and Barnett, 1978) مرز میان آمفیبول‌های کلسیک کم فشار و فشار بالا را به‌صورت Al^{IV}/Al^{VI}=۲ تعریف کرده‌اند که معادل با فشار ۸ کیلوبارپیشنهادیِ راس (Raase, 1974) است. این نسبت در آمفیبول‌های نمونه‌های بررسی‌شده از ۳/۳ بیشتر است. ازاین‌رو، در گسترهٔ آمفیبول‌های آذرین جای می‌گیرند (شکل ۷-D).



شـــکل ۶. ترکیـب کلینوپیروکســن‌ها در ســنگ‌های گـابرویی: **A**) نمـودار ســه‌تایی Wo-En-Fs (Morimoto, 1989)؛ **B**) نمـودار Q-J (Morimoto, 1989)؛ **C**) نمـودار رده‌بنـدی دیوپسـید (Morimoto, 1989)؛ **D**) نمـودار Ti+Cr+Na در برابـر Al(total) (Berger et al., 2005)؛ **E**) نمودار Al-Si (Nosova et al., 2002)؛ **F**) نمودار Al^{IV} در برابر Ti (Mahood and Baker, 1986).

Figure 6. Composition of Clinopyroxenes in gabbroic rocks on the; **A**) En-Wo-Fs ternary diagram (Morimoto, 1989); **B**) Q-J diagram (Morimoto, 1989); **C**) Diopside classification diagram (Morimoto, 1989); **D**) Ti+Cr+Na versus Al (^{total}) (Berger et al., 2005); **E**) Al versus Si diagram (Nosova et al., 2002); **F**) Al^{IV} versus Ti (Mahood and Baker, 1986).

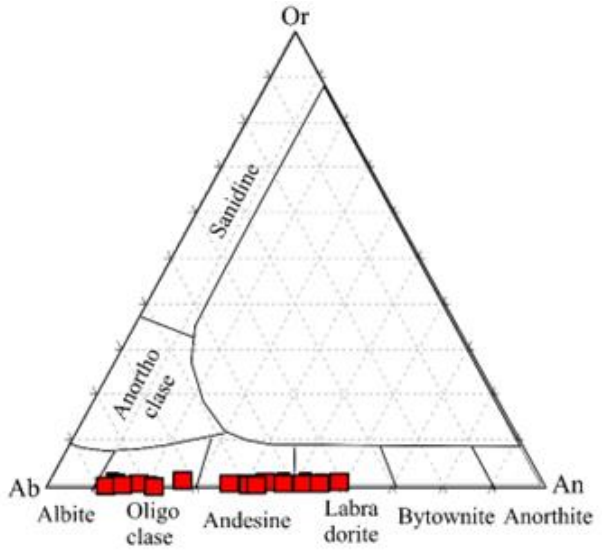


شکل ۷. نمودارهای رده‌بندی و تعیین محیط زمین‌ساختی بر پایهٔ شیمی کانی آمفیبول در سنگ‌های گابرویی. **A**) نمودار $(Ca+Na)_B$ در برابر Na_B (Leake et al., 1997)؛ **B**) رده‌بندی آمفیبول‌های کلسیک در نمودار Si در برابر $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ (Leake et al., 1997)؛ **C**) نمودار تغییرات Si در برابر مجموع کاتیون‌های Na+K+Ca (Czamanske and Wones, 1973)؛ **D**) نمودار Al^{VI} در برابر Al^{IV} (Fleet and Barnett 1978).

Figure 7. Classification diagrams and determination of tectonic environment based on amphibole mineral chemistry in gabbroic rocks. **A**) $[Ca+Na]_B$ versus Na_B classification plot (after Leake et al., 1997); **B**) $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ versus TSi diagram (Leake et al., 1997); **C**) Si versus Ca+Na+K (Czamanske and Wones, 1973); **D**) Al^{VI} versus Al^{IV} (Fleet and Barnett 1978).

پلاژیوکلاز

ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز که فراوان‌ترین کانی روشن در گابروهاست در جدول ۳ آورده شده است. پلاژیوکلاز در گابروها با SiO_2 نزدیک به ۸۷/۵۳ تا ۶۴/۸۹ درصدوزنی شناخته می‌شود. Na_2O، CaO، Al_2O_3 و K_2O به‌ترتیب برابر با ۴/۷۴ تا ۱۰/۷۴، ۲/۵۹ تا ۱۲/۰۶، ۲۱/۳۹ تا ۲۸/۷۰ و ۰/۳ > درصدوزنی هستند. جایگیری نمونه‌ها در نمودار Ab-An-Or (شکل ۸) گویای آنست که ترکیب پلاژیوکلازها در گسترهٔ الیگوکلاز تا لابرادوریت جای دارد. مقدارهای میانگین An ۱۱ تا ۵۸ درصد، Ab ۴۱ تا ۸۸ درصد و Or ۰/۲۷ تا ۱/۵۳ درصدمولی است. در بررسی میکروسکوپی بلورهای پلاژیوکلاز هیچ پهنه‌بندی و تغییر ترکیب مؤثر در داده‌های شیمی کانی نشان نمی‌دهند و می‌توان گفت تبلور عادی و متعادلی داشته‌اند. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز در گابروها در گسترهٔ شیمی معمولی پلاژیوکلاز گابروهای افیولیتی جای می‌گیرد (Delavari, 2010).



شکل ۸. ترکیب فلدسپارها روی نمودار سه‌تایی ارتوکلاز-آلبیت-آنورتیت (Deer et al., 1992).

Figure 8. Composition of feldspars on the orthoclase- albite- anorthite ternary diagram (Deer et al., 1992).

تعیین سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی

ازآنجایی‌که ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های ماگمایی بازتاب معنی‌داری از شیمی مذاب مادر را به‌دست می‌دهد (Wieser et al., 2023)، ابزار ارزشمندی برای فهم شرایط فیزیکو-شیمیایی حاکم بر تبلور در آشیانه‌های ماگمایی و محیط زمین‌ساختی پیدایش ماگمای مادر به‌شمار می‌آید. افزون‌بر آن، از ترکیب شیمیایی آمفیبول نیز می‌توان برای تعیین گونه و سرشت ماگما (Nachit, 1985) و محیط زمین‌ساختی ماگمای خاستگاه بهره برد (Coltorti et al., 2007). ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های بررسی‌شده از Si غنی است و در نمودار SiO_2 در برابر Al_2O_3 ماگماتیسم ساب‌آلکالن، و در نمودار Ti در برابر Ca+Na خاستگاه تولهایتی-کالک‌آلکالن را برای گابروها نشان می‌دهد (شکل‌های A-۹ و B-۹). گابروها به‌دلیل داشتن کلینوپیروکسن‌هایی با مقدارهای Cr و Ti کم همانند گابروهای اقیانوسی هستند (Hébert et al., 1989). همچنین، مقدار Ti+Cr آنها کمتر از ماگماهای MORB، OIB یا BABB است. بر پایهٔ نمودارهای TiO_2 در برابر Al^{IV} ×۱۰۰ و Ca در برابر Ti، نمونه‌ها روند همانند با کمان آتشفشانی دارند (شکل‌های C-۹ و D-۹). در نمودارهای Ti در برابر Al^{IV} و Ti در برابر Al(total) در گسترهٔ هم‌پوشانی پهنه‌های تولهایتی جزیره‌های کمانی (IAT) و بونینیت‌ها (BON) جانمایی می‌شوند (شکل‌های E-۹ و F-۹). ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آمفیبول‌ها برای مقایسهٔ ویژگی‌های دگرنهادشدن محیط‌های تکتونوماگمایی گوناگون به‌ویژه محیط‌های فرورانش و درون‌صفحه به‌کار رفته است (Coltorti et al., 2007). آمفیبول‌های وابسته به فرورانش TiO_2 و Na_2O کمتری نسبت به گونه‌های درون‌صفحه‌ای (I-Amph) دارند. بر پایهٔ این رده‌بندی آمفیبول‌های بررسی‌شده در نمودار SiO_2 در برابر Na_2O و TiO_2 در گسترهٔ آمفیبول‌های وابسته به فرورانش (S-Amph) جای می‌گیرند (شکل‌های G-۹ و H-۹). افیولیت‌ها بر پایهٔ روندهای جدایش بلوری سنگ‌های گابرویی و دایک‌ها به دو گروه رده‌بندی می‌شوند (Serri, 1981): سنگ‌های تیتانیم‌دار؛ سنگ‌های کم‌تیتانیم. گروه نخست ویژگی‌های معمول ماگماهای بازالت‌های پشتهٔ میان‌اقیانوسی را نشان می‌دهند؛ اما افیولیت‌های کم‌تیتانیم، گسترهٔ بزرگی از بازهٔ ترکیبی بازالت‌های پشتهٔ میان‌اقیانوسی، تولهایت جزیره‌های کمانی و ماگماهای بونینیتی را در بر می‌گیرند. این تنوع ژئوشیمی حاصل مراحل گوناگون ماگمازایی از خاستگاه گوشته‌ای به‌شدت ناهمگن با نرخ ذوب‌های گوناگون است. ویژگی زمین‌شیمیایی کلینوپیروکسن‌های بررسی‌شده با داشتن مقدار Mg بالا و Ti

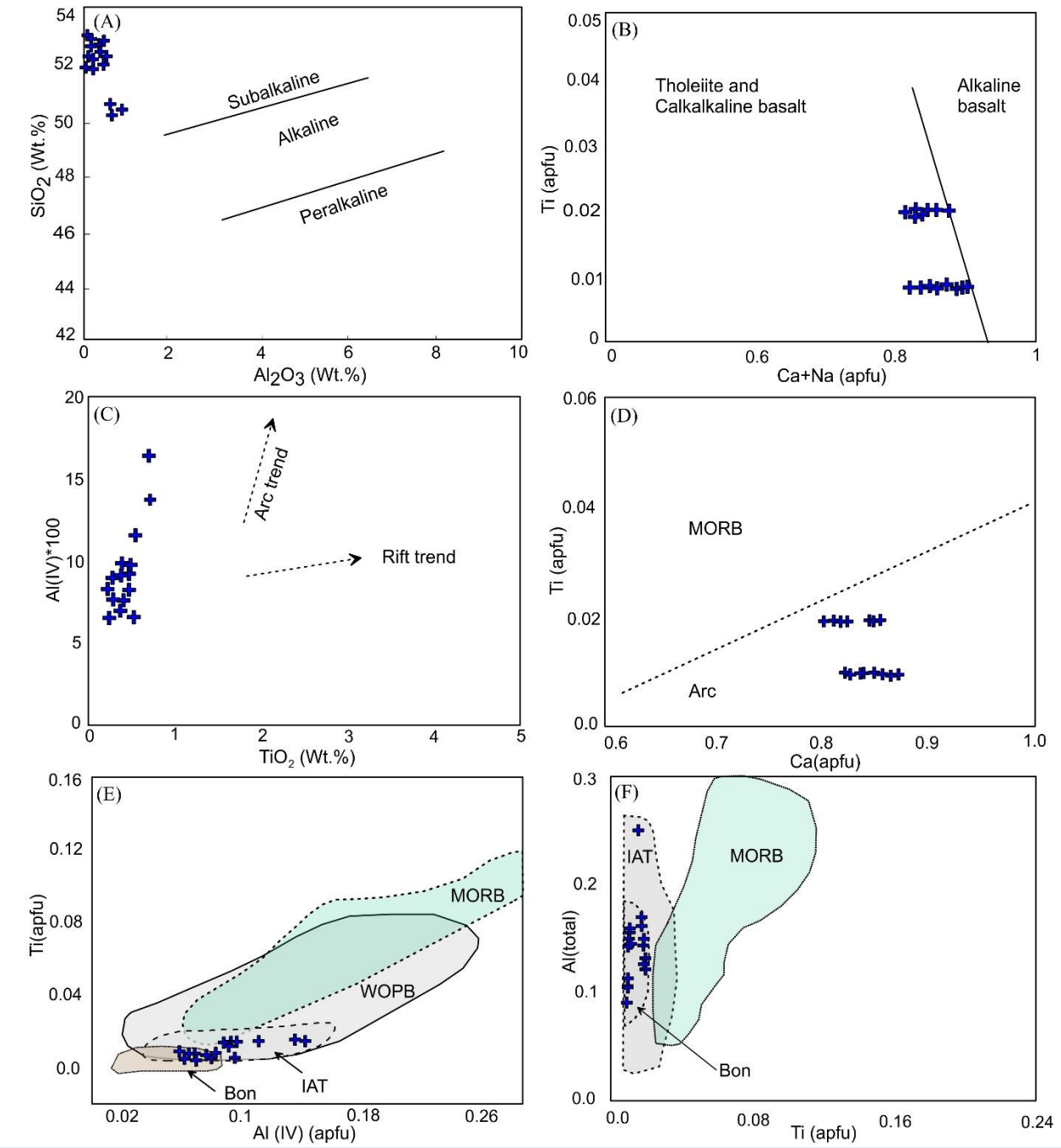
کم نشان‌دهندهٔ تبلور این کانی از ماگمای تهی از Ti است. در مذاب‌های با ویژگی MORB نسبت به مذاب‌های SSZ تمرکز بالاتر عنصرهای ناسازگار و تمرکز کمتر عنصرهای سازگار مورد انتظار است. از سوی دیگر، میزان Al_2O_3 در مذاب‌های با سرشت MORB نسبت به مذاب‌های SSZ بیشتر است. ازاین‌رو شیمی کلینوپیروکسن به‌خوبی به مذاب با ترکیب شیمیایی با سرشت SSZ برای مجموعهٔ گابرویی آمیزهٔ دالامپر اشاره دارد. با توجه به نمودارهای پهنهٔ زمین‌ساختی پیدایش ماگما روشن است که گابروهای افیولیت دالامپر ویژگی‌های افیولیت‌های پدیدآمده در پهنهٔ فرافرورانش (SSZ) با ماگمای توله‌ایتی را نشان می‌دهند .افیولیت‌های پدیدآمده در پهنهٔ فرافرورانش (SSZ) در سه پهنهٔ گوناگون پدید می‌آیند: جزیره‌های کمانی، پهنه‌های پیش‌کمانی و پشت‌کمان. این افیولیت‌ها اغلب ویژگی‌های زمین‌شیمیایی توله‌ایت‌های جزیره‌های کمانی (IAT) و نیز بونینیتی را نشان می‌دهند. به‌عبارت دیگر، در پهنهٔ فرافرورانش چه‌بسا ماگماهای توله‌ایت جزیره‌های کمانی و نیز بونینیتی دیده شوند (Beccaluva et al., 2004; Bagci et al., 2008; Tanirli and Rizaoglu, 2016). با توجه به نمودارهای زمین‌ساختی به‌کاررفته می‌توان گفت ماگمای مادر کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های گابرویی آمیزهٔ افیولیتی دالامپر ترکیب توله‌ایت‌های جزیره‌های کمانی (IAT) وابسته به پهنه‌های فرورانش را دارد.

شرایط فیزیکوشیمیایی ماگما

فوگاسیتهٔ اکسیژن عاملی مؤثر در کنترل فرایندهای ماگمایی است که به شرایط محیط زمین‌ساختی ماگما وابسته است (Beccaluva et al., 1989) و تأثیر ویژه‌ای در تغییر دمای لیکیدوس و ترکیب مذاب و بلور دارد (France et al., 2010). برای بررسی فوگاسیتهٔ اکسیژن و حالت‌های گوناگون اکسایش می‌توان از تفاوت‌های موجود در مقدار Fe^{3+} کانی کلینوپیروکسن بهره جست. در نمودار فرافرورانش (SSZ) $Al^{VI}+Ti^{+2}+Cr$ در برابر $Na+Al^{IV}$ نمونه‌ها در بالای خط معرف $Fe^{3+}=0$ جای می‌گیرند (شکل ۱۰-A) که این امر نشان‌دهندهٔ بالابودن فوگاسیتهٔ اکسیژن در محیط تبلور کلینوپیروکسن است (Schweitzer et al., 1979). افزون‌بر این، در نمودار تغییرات $Si^{4+}+Fe^{2+}$ در برابر $Al^{IV}+Fe^{3+}$ کلینوپیروکسن‌ها شیب منفی نشان می‌دهند که نشان‌دهندهٔ فوگاسیتهٔ بالای اکسیژن در زمان پیدایش این کانی است (شکل ۱۰-B). کانی آمفیبول در هنگام جدایش بلوری و تبلور از ماگمای اولیه، با افزایش فوگاسیتهٔ اکسیژن از Mg غنی می‌شود. ازاین‌رو، وجود مقدارهای بالای Mg در ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های بررسی‌شده نشان‌دهندهٔ بالابودن فوگاسیتهٔ اکسیژن ماگمای سازندهٔ سنگ‌های گابرویی منطقه است. از سوی دیگر، جانمایی در نمودار $Fe(t)/(Fe(t)+Mg)$ در برابر Al^{IV} (Anderson and Smith, 1995) نیز نشان‌دهندهٔ فشار بخشی بالای اکسیژن است (شکل ۱۰-C). افزون‌بر این، در آمفیبول مقدار $Fe\#\ (Fe/\ (Fe+Mg))$ برابر با صفر تا ۰/۶ نشان‌دهندهٔ مقدار بالای فوگاسیتهٔ اکسیژن، ۰/۸- ۰/۶ فوگاسیتهٔ اکسیژن متوسط و مقدارهای ۰/۸ تا یک پایین‌بودن فوگاسیتهٔ اکسیژن را نشان می‌دهد (Anderson and Smith, 1995). آمفیبول‌های بررسی‌شده با $Fe\#$ = ۰/۰-۳/۲، بالابودن فوگاسیتهٔ اکسیژن را به‌خوبی نشان می‌دهند. از آنجایی‌که پراکندگی آلومینیم در موقعیت‌های چهاروجهی و هشت‌وجهی کلینوپیروکسن‌ها معیار خوبی برای برآورد مقدار آب ماگما در اختیار می‌گذارد، نمودار Al^{VI} در Al^{IV} برای تعیین این پارامتر به‌کار رفته است (شکل ۱۰-D). بر این پایه مقدار آب ماگما در هنگام تبلور سنگ‌های میزبان گابرویی در گسترهٔ ۲ تا ۱۰ درصد برآورد شده است که این مقدار با توجه به شواهد دیگری مانند حضور کانی‌های آب‌داری مانند آمفیبول و نیز نفوذ سیال‌های زبانهٔ فرورو منطقی به‌نظر می‌رسد. میزان آب ماگما را با به‌کارگیری ترکیب شیمیایی آمفیبول نیز بر پایهٔ رابطهٔ زیر می‌توان به‌دست آورد:

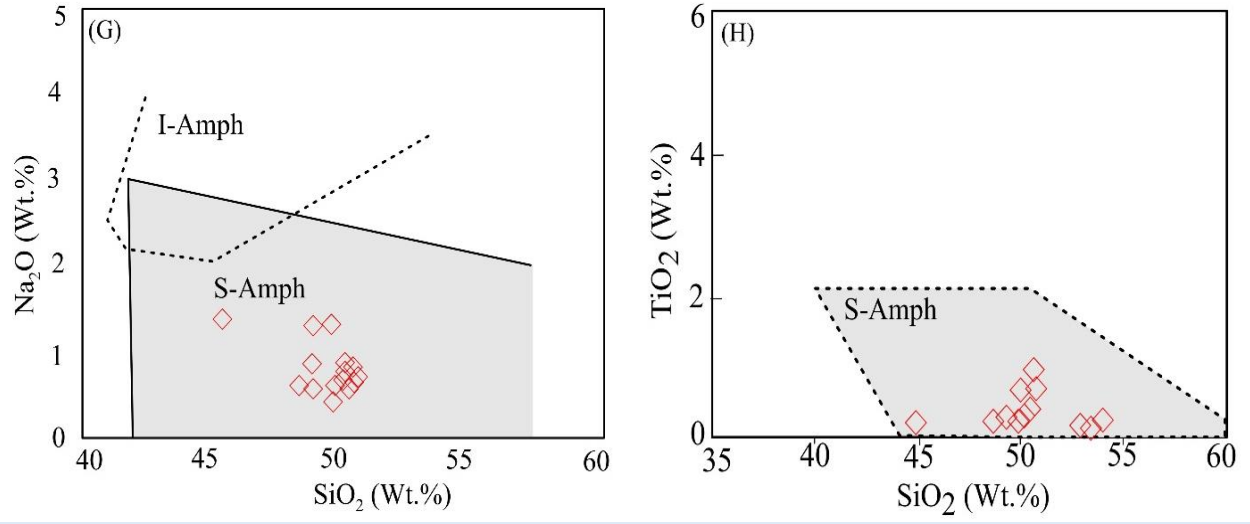
$$H_2O_{melt} = 5.215\ Al^{VI}* + 12.28$$

$$Al^{VI}* = Al^{VI} + (Al^{IV})/13.9) - (Si+Ti)/5) - ({}^{C}Fe^{2+}/3) - (Mg/1.7) + ({}^{B}Ca+A)/1.2) + ({}^{A}Na/2.7) - 1.5K - (Fe/1.6)$$



شکل ۹. سرشت ماگمایی و محیط زمین‌ساختی سنگ‌های گابرویی با به‌کارگیری شیمی کانی کلینوپیروکسن و آمفیبول. **A**) نمودار Al_2O_3 در برابر SiO_2 (Le Bas, 1962)؛ **B**) نمودار Ca+Na در برابر Ti (Leterrier et al., 1982)؛ **C**) نمودار TiO_2 در برابر $Al^{IV}\times 100$ (Ao et al., 2010)؛ **D**) نمودار Ca در برابر Ti (Sun and Bertrand, 1991)؛ **E** و **F**) نمودارهای Al^{IV} در برابر Ti و Ti در برابر Al(total) (Beccaluva et al., 1989)؛ **G** و **H**) نمودار SiO_2 در برابر Na_2O و TiO_2 (Coltorti et al., 2007).

Figure 9. The magmatic nature and tectonic setting of gabbroic rocks using clinopyroxene and amphibole mineral chemistry. **A**) SiO_2 versus Al_2O_3 (Le Bas, 1962); B) Ti versus Ca+Na (Leterrier et al., 1982); **C**) $Al^{(IV)}*100$ versus TiO_2 (Ao et al., 2010); **D**) Ti versus Ca (Sun and Bertrand, 1991); **E**) and **F**) Ti versus Al (^{IV}) and Al (total) versus Ti (Beccaluva et al., 1989); **G** and **H**) SiO_2 versus Na_2O and TiO_2 (in wt.%) (Coltorti et al., 2007).



شکل ۹. ادامه.

Figure 9. Continued.

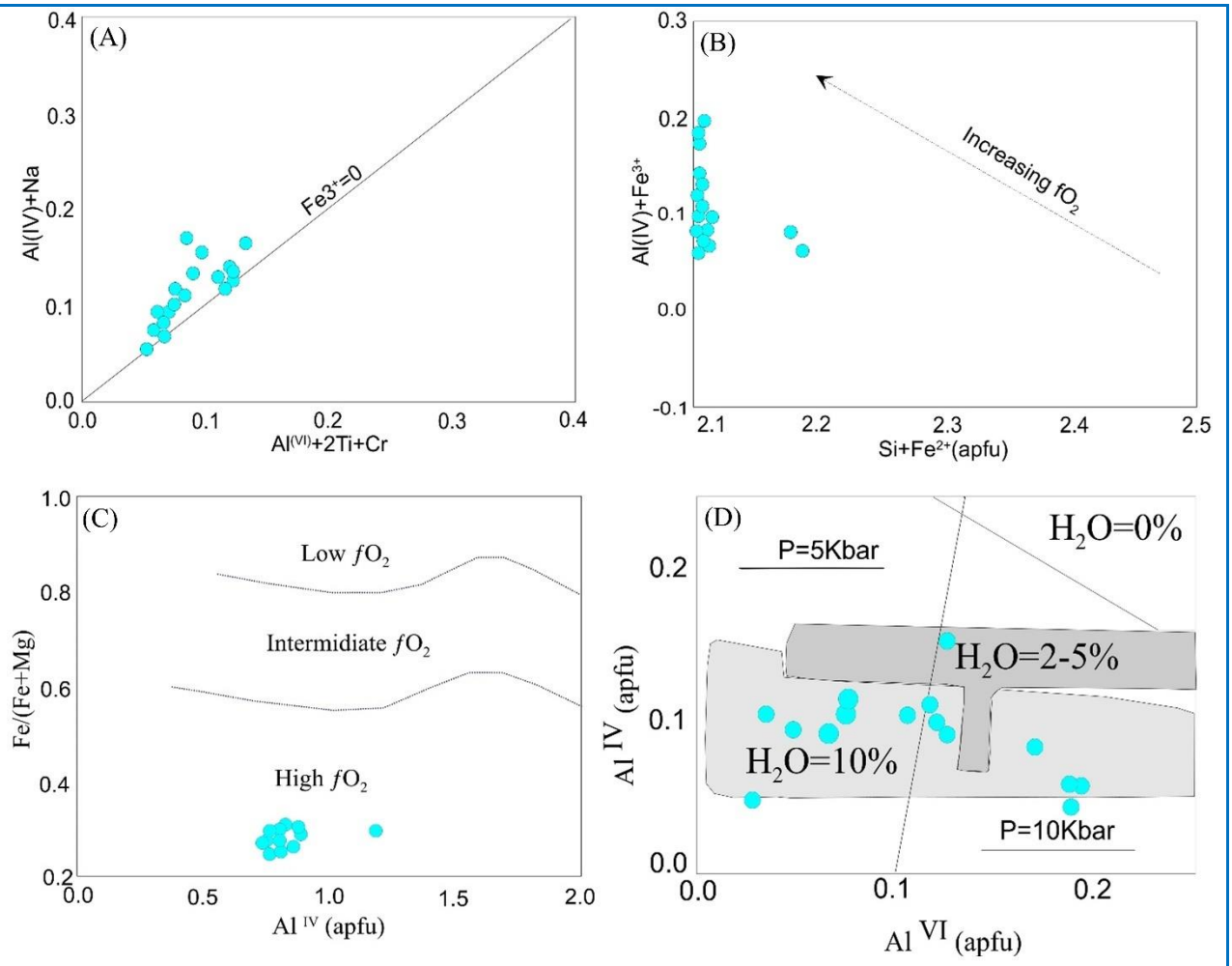
بـر پایـهٔ محاسـبات انجام‌شـده فرمـول یادشـده بـا کاتیون‌های موجـود در آمفیبول‌هـای گابروهـای دالامپـر، مذاب سازندهٔ آمفیبول‌های بررسی‌شده با ماگمایی با ۳/۰۶ تـا ۴/۱۵ درصـد آب در تعـادل بـوده اسـت. از آنجایی‌کـه مقـدارهای #Mg آمفیبول‌هـا شاخصـی از خاسـتگاه گوشـته‌ای (Mg#>۰/۷) و یـا پوسـته‌ای (Mg#<۰/۷) (Huaimin et al., 2006) هستند، مقدار میـانگین ایـن شـاخص (Mg#= ۰/۷۵) در نمونـه‌های بررسی‌شـده نشـان‌دهندهٔ خاسـتگاه گوشـته‌ای بـرای مـذاب سـازندهٔ آمفیبول‌هاست.

دما-فشارسنجی

شیمی کانی‌های پیروکسن و آمفیبول برای ارزیابی دما و فشار تبلور سنگ‌های ماگمـایی بسـیار کـاربردی اسـت. وس (Wass, 1979) پیشـنهاد کـرد کـه Al^{VI}/Al^{IV} پیروکسن‌ها می‌تواند برای فشارسنجی تبلـور بـه‌کار بـرده شـود. در نمـودار Al^{VI}/Al^{IV}، نمونـه‌ها در منطقـهٔ فشـار متوسط جای می‌گیرنـد (شـکل ۱۱-A). بـه بـاور فـولی و همکـاران (Foley et al., 1996)، کلینوپیروکسـن‌های غنی از Al در فشار کمتر نسبت به نمونه‌های تهـی از Al پدید آمده‌اند. ازایـن‌رو، بـالابـودن مقـدار Al در نمونـه‌ها (میـانگین: ۰/۱۷۶) می‌توانـد دلیلـی بـر بـالابودن فشـار پیدایش کلینوپیروکسن‌های بررسی‌شده دانسته شود.

وجـود پیروکسـن‌های پـر فشـار و فشـار متوسـط در کلینوپیروکسن‌ها نشان می‌دهد مـذاب سـازندهٔ سـنگ‌های گابرویی پس از پیدایش در یک پهنهٔ وابسته بـه فـرورانش، در فشارهای بالای حاکم بر گوشته، تبلور را آغاز کرده است و در هنگام بالاآمدن، به تبلـور خـود در فشـارها و دماهـای کمتر ادامه داده است. بـر پایـهٔ نمـودار Ti در برابـر Al در فرمول ساختاری آمفیبول، نمونه‌های بررسی‌شده در گسترهٔ آمفیبول‌های فشار متوسط جای می‌گیرنـد (شـکل ۱۱-B). در نمـودار Fe(t)/(Fe(t)+Mg) در برابـر Al(total) بـرای ارزیابی فشار تبلور آمفیبول، نمونه‌های بررسی‌شده گسـترهٔ فشار ۵ تا ۷ کیلوبار را به نمایش می‌گذارند (شـکل ۱۱-C). می‌توان گفت ترکیـب آمفیبول‌هـا هم‌سـو بـا رونـد تحـولی فراینـد دگرگـونی از ترکیبـات دمـا-فشـار کـم (ترمولیـت-اکتینولیـت) به‌سـوی ترکیبـات دمـا-فشـار بـالا (منیزیوهورنبلند) تغییر کـرده اسـت. بـرای تعیـین میـزان دمای پیدایش کلینوپیروکسن‌ها از نمودار سه‌تایی Ca-Al-Mg بـه‌کار رفـت (Nickel et al., 1985) و همـهٔ پیروکسن‌های مورد بحث در گسترهٔ دمـایی ۹۰۰ تـا ۱۱۰۰ درجهٔ سـانتیگراد جـای گرفتنـد (شـکل ۱۱-D). موقعیـت آمفیبول‌های بررسی‌شده نیز در نمودار تغییرات Ti در برابر Al^{IV} نشان‌دهندهٔ تبلور این کـانی در دمـای کمتـر از ۷۵۰ درجهٔ سانتیگراد است (شکل ۱۱-E). دماسنجی پلاژیـوکلاز

بـــر پایـــهٔ نمـــودار Ab-An-Or پیشـــنهادیِ نکواســـیل (Nekvasil, 1992) و فورمن و لیندسلی (Furhman and Lindsley, 1988) نشان می‌دهد دمای تبلور آنهـا نزدیـک به ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجهٔ سانتیگراد است (شکل F-۱۱)

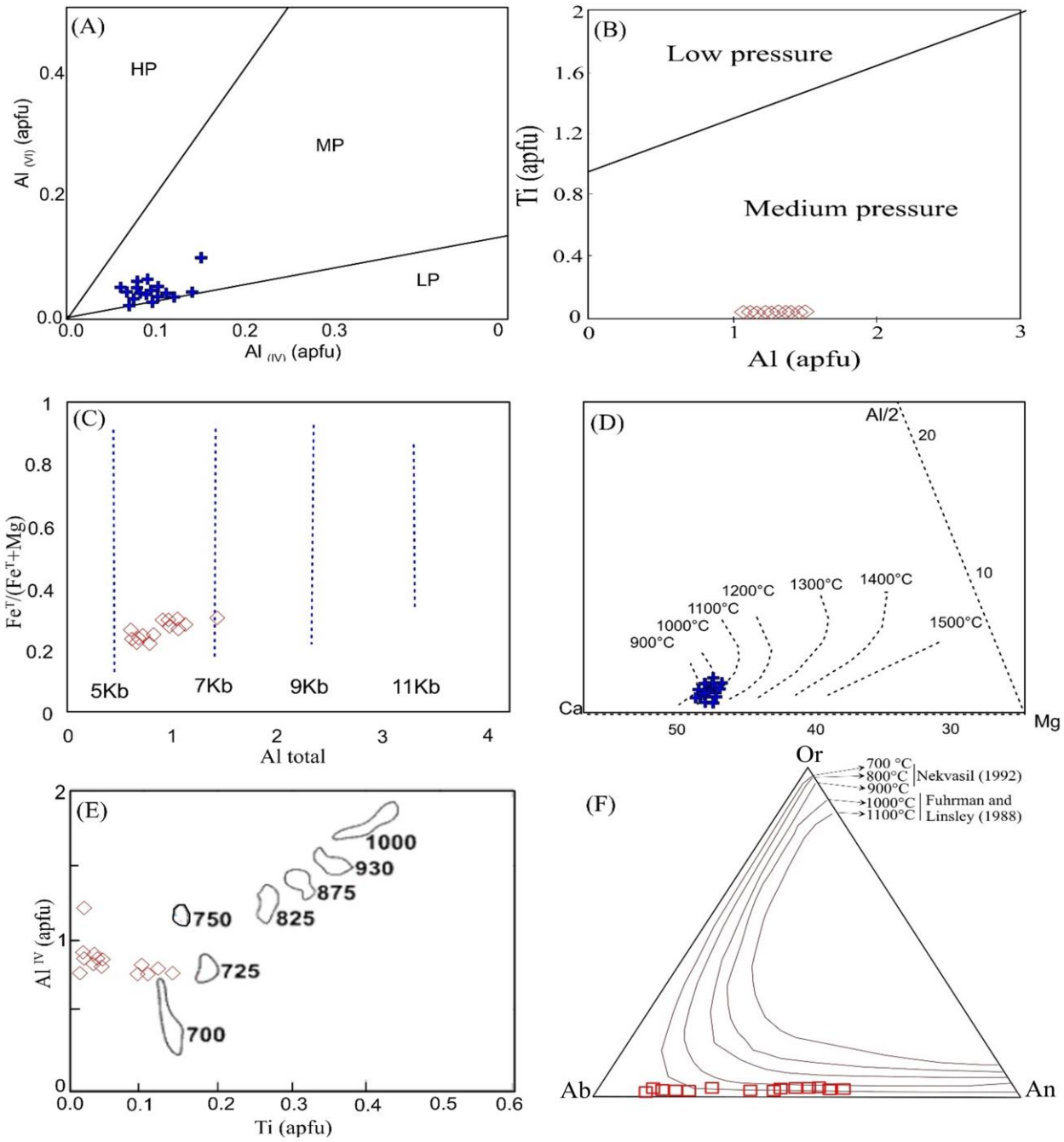


شکل ۱۰. شرایط فیزیکو-شیمیایی پیدایش سنگ‌های گابرویی بر پایهٔ شیمی کـانی پیروکسـن و آمفیبـول. **A**) بـرآورد فوگاسـیتهٔ اکسـیژن در کلینوپیروکسن‌ها (Schweitzer et al., 1979)؛ **B**) نمودار $Si^{4+}+Fe^{2+}$ در برابر $Fe^{3+}+Al^{IV}$ در کلینوپیروکسـن (Schweitzer et al., 1979)؛ **C**) نمونه‌های آمفیبول در نمودار Al^{IV} در برابر Fe(t)/(Fe(t)+Mg) (Anderson and Smith, 1995)؛ **D**) نمودار Al^{VI} در برابر Al^{IV} (Helz, 1973) در کلینوپیروکسن برای برآورد میزان آب ماگما.

Figure10. Physicochemical conditions of gabbroic rock formation using clinopyroxene and amphibole chemistry. **A**) Estimation of oxygen fugacity in clinopyroxene (Schweitzer et al., 1979); **B**) $Si^{4+}+Fe^{2+}$ versus $Fe^{3+}+Al^{IV}$ diagram in clinopyroxene (Schweitzer et al., 1979); **C**) Amphibole samples in Al^{IV}versus Fe(t)/(Fe(t)+Mg) diagram (Anderson and Smith, 1995); **D**) Al^{VI} versus Al^{IV} diagram (Helz, 1973) in clinopyroxene for estimating the water content in magma.

بحث

سرشت چندزادی افیولیت‌های همجوار افیولیـت دالامپـر در سال‌های اخیر به‌خوبی بررسی شده اسـت و گویـای آنسـت کـه بیشـتر افیولیت‌هـای زاگـرس در محـیط جزیره‌هـای کمـانی درون‌اقیانوسی پدید آمده‌اند؛ به‌گونه‌ای‌که فرورانش درون‌اقیانوسی باعث پیـدایش جزیره‌هـای کمـانی نابـالغی پـیش از بسته‌شـدن اقیانوس نئـوتتیس شـده اسـت و ازهم‌پاشـیدن زبانـهٔ فـرورو بـه پیـدایش یـک فـاز کششـی بزرگ‌مقیـاس در تختـهٔ اقیانوسـی انجامیـده اسـت (Mouthereau et al., 2012) و در پـی آن افیولیت‌های پهنهٔ فرافرورانش (SSZ) زاگرس پدید آمده‌اند.



شکل ۱۱. A) نمودار پراکندگی آلومینیم در موقعیت چهاروجهی و هشت‌وجهی (Wass, 1979)؛ **B**) میزان فشار پیدایش آمفیبول در نمودار Al در برابر Ti (Hynes, 1982)؛ **C**) ترکیب آمفیبول‌های سنگ‌های گابرویی آمیزهٔ افیولیتی دالامپر در نمودار Al(total) در برابر $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ (Schmidt, 1992)؛ **D**) برآورد دمای تبلور پیروکسن‌ها با به‌کارگیری نمودار سه‌تایی Ca-Al/2-Mg (Nickel et al.,1985)؛ **E**) تعیین دمای پیدایش آمفیبول‌ها بر پایهٔ نمودار تغییرات Ti در برابر Al^{IV} (Helz, 1973)؛ **F**) زمین‌دماسنجی فلدسپارها در نمودار سه‌تایی Ab-An-Or (Furhrman and Lindsley, 1988; Nekvasil, 1992).

Figure 11. A) Distribution diagram of aluminum in tetrahedral Al^{IV} versus octahedral sites Al^{VI} (Wass, 1979); **B**) Amphibole formation pressure in Al versus Ti diagram (Hynes, 1982); **C**) Composition of amphibole in the gabbroic of the DOM district in the Al^{Total} versus $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ diagram (Schmidt, 1992); **D**) Determination of pyroxene crystallization temperature using Ca-Al/2-Mg Ternary diagram (Nickel et al.,1985); **E**) Determination of the formation temperature of amphiboles based on the veriation of Ti versus Al^{IV} plot (Helz, 1973); **F**) Geothermometry of feldspar in the Ab-An-Or ternary diagram (Furhrman and Lindsley, 1988; Nekvasil, 1992).

آئـو و همکـاران (Ao et al., 2020) سـنگ‌های مافیـک مجموعهٔ افیـولیتی سردشـت را بونینیت‌هـای پیش‌کمـانی و سنگ‌های بازالتی کمان اقیانوسی می‌دانند و به باور آنها، یک سـامانهٔ فرورانشـی کمـان درون‌اقیانوسـی در بـازهٔ ۵۰-۲۴ میلیون سـال پـیش در نئـوتتیس در شـمال‌باختری زاگـرس وجود داشته است. اللهیاری و همکاران (Allahyari et al., 2014) خاسـتگاه کومولاهـای الترامافیـک و کرومیتیت‌هـای سـروآباد کردسـتان را ماگماتیسـم بـونینیتی درون‌اقیانوسـی نئوتتیس جنـوبی در کرتاسـهٔ پسـین دانسـته‌اند کـه در پـی ذوب‌بخشی پریدوتیت تهی‌شده حاصل از گوشتهٔ برجای‌مانده پس از خروج مذاب گونه‌ی MORB رخ داده است.

شـفاهی مقـدم و همکـاران (Shafaii Moghadam et al., 2020) سنگ‌های آذرین مافیک (گابرو، گرانیت، دایک‌ها و گدازه‌های بالشی) پالئوژن افیولیت‌های امتداد مـرز ایـران و عـراق را بـه کافـت پیش‌کمـانی ناشـی از کشـش زیـاد دورهٔ پالئوژن وابسته می‌دانند که به ماگماتیسم شـدید در کمربنـد ماگمایی ارومیه-دختر و بیرون‌زدگی کمپلکس‌های مرکـزی[5] در ایران انجامیده است. افیولیت‌های زاگرس در شمال عـراق را آسـوارد و همکـاران (Aswad et al., 2011) معرفـی کرده‌انـد و پـس از آن پژوهشـگران بسـیاری آنهـا را بررسـی کرده‌انـد (Mohammad, 2011; Aswad et al., 2011; Ali et al., 2019). این پژوهشگران سن افیولیت‌های محـور صـحنه-پیرانشـهر را ژوراسـیک تـا کرتاسـهٔ پسـین و محـل پیدایش آنها را جزیره‌های کمـانی در بـالای پهنـهٔ فـرورانش دانسته‌اند. معین‌وزیـری و همکـاران (Moinevaziri et al., 2008) سن رادیومتری توده‌های آذریـن درونـی وابسـته بـه افیولیت‌های پهنهٔ فرافرورانش محور صحنه-مریـوان را ۵۷ تـا ۵۵ میلیون سـال پـیش و ماگماتیسـم ایـن محـور را پیامـد فرورانش نئوتتیس در الیگوسـن می‌داننـد کـه ایـن سـن در تازه‌ترین پژوهش‌ها در منطقـهٔ شـمال‌باختری از هرسـین تـا سردشـت نیـز تأییـد شـده اسـت (Mohammad, 2011; Aswad et al., 2011; Nouri et al., 2019). سـنگ‌های مافیـک مجموعـهٔ افیـولیتی پیرانشـهر نیـز از دیـدگاه زمین‌شیمیایی بین بازالت‌های مورب، بازالت کمان اقیانوسـی و پهنهٔ پشت‌کمان هستند و از ذوب‌بخشـی منبـع گوشـته‌ای مختلط سست‌کره‌ای-سنگ‌کره‌ای جدا شده‌اند (Yazdani et al., 2023). افیولیت کرمانشاه نیز افیولیت پشت‌کمانی است (Whitechurch et al., 2013) که پـیش از برخـورد میـان صفحهٔ عربی و اوراسیا وجود داشته است یا به‌عنوان افیولیـت پهنهٔ فرافرورانش شناخته می‌شود که در کرتاسهٔ پسین پدیـد آمـده اسـت (Saccani et al., 2013). فـرورانش درون‌اقیانوسی پوستهٔ نئـوتتیس بـه پیـدایش پهنـهٔ کششـی پیش‌کمانی انجامیده است که سـپس سـنگ‌های وابسـته بـه افیولیـت دالامپـر را پدیـد آورده اسـت. در مجمـوع شـواهد به‌دسـت‌آمده و پژوهش‌هـای پیشـین (Veisinia et al., 2024) می‌توان گفت سـنگ‌های گـابرویی افیولیـت دالامپـر چه‌بسـا در یـک سـامانهٔ فرورانشـی بـا عقـب‌گرد فـرورانش و پیدایش حوضهٔ کششی پیش‌کمان پدید آمده‌اند و دگرگـونی مذاب تا مرحلهٔ پیدایش کمان ماگمایی با مذاب تولـه‌ایتـی و کالک‌آلکالن ادامه یافته است.

برداشت

مجموعـهٔ افیـولیتی دالامپـر بخشـی از افیولیت‌هـای نئوتتیس هستند که در شمال‌خاوری اُشنویه در باختر ایـران رخنمـون دارد و تـا افیولیت‌هـای آنـاتولی در جنوب‌خـاوری ترکیه امتداد می‌یابـد. واحـدهای سـنگی منطقـه دربردارنـدهٔ پریدوتیت‌های سرپانتینیتی‌شـده، بازالـت بالشـی، سـنگ‌های گابرویی، سنگ‌آهک پلاژیک و رادیولاریت همراه با واحدهای رسوبی-آتشفشانی هستند. این واحـدهای سـنگی در بیشـتر نقاط به‌صورت زمین‌ساختی و آمیزهٔ رنگـین در هـم آمیختـه شده‌اند. گابروهـا در بخش‌هـای بـا دگرریختـی انـدک بافـت پگماتیتی و درشت‌بلور دارنـد و در گونـه‌های بـا دگرریختـی بیشتر، ریزدانه و میلـونیتی هسـتند. سـنگ‌های ایـن واحـد، دربردارندهٔ طیف ترکیبی از گابروی پگماتوییدی، میکروگابرو، گـابروی الیـوین‌دار، متاگـابرو، گابرودیوریـت و گابرونوریـت هستند. بر پایـهٔ بررسـی‌های شـیمی کـانی گسـترهٔ ترکیبـی کلینوپیروکسن‌ها از دیوپسید تا اوژیت در تغییر است. ترکیب پلاژیوکلازها از الیگوکلاز تا لابرادوریـت اسـت. آمفیبول‌هـای

[5] Core complex

بررسی‌شده نیز ترکیب منیزیوهورنبلند دارند. برآوردهای زمین‌دما-فشارسنجی بر پایهٔ ترکیب کلینوپیروکسن‌ها و آمفیبول‌ها گویای دماهای ۹۰۰ تا ۱۲۰۰ (زمین‌دماسنج پیروکسن) و ۷۰۰ تا ۷۴۰ درجهٔ سانتیگراد (زمین‌دماسنج آمفیبول) در فشارهای ۵ تا ۷ کیلوبار برای تبلور این کانی‌ها در شرایط فوگاسیتهٔ بالای اکسیژن است. داده‌های شیمی کانی کلینوپیروکسن و آمفیبول نشان می‌دهند سرشت ماگمای سازندهٔ سنگ‌های گابرویی کالک‌آلکالن و محیط پیدایش آنها توله‌ایت‌های جزیره‌های کمانی (IAT) وابسته به پهنه‌های فرورانش بوده است.

References

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B., and Wortel, R. (2011) Zagros orogeny: a subduction-dominated process. Geological Magazine, 148, 692-725. https://doi.org/10.1017/S001675681100046X

Ali, S.A., Buckman, S., Aswad K.J., Jones, B.G., Ismail., S.A., and Nutman, A. (2013) The tectonic evolution of a N eo-T ethyan (E ocene–O ligocene) island-arc (W alash and N aopurdan groups) in the K urdistan region of the N ortheast Iraqi Zagros Suture Zone. Island Arc, 22 (1), 104-125. https://doi.org/10.1111/iar.12007

Ali, S.A., Nutman A.P., Aswad, KJ., and Jones, B.G. (2019) Overview of the tectonic evolution of the Iraqi Zagrosthrust zone: Sixty million years of Neotethyan ocean subduction. Journal Geodynamics, 129, 162-177. https://doi.org/10.1016/j.jog.2019.03.007

Allahyari, K., Saccani, E., Rahimzadeh, B., and Zeda, O. (2014) Mineral chemistry and petrology of highly magnesian ultramafic cumulates from the Sarve-Abad (Sawlava) ophiolites (Kurdistan, NW Iran): new evidence for boninitic magmatism in intra-oceanic fore-arc setting in the Neo-Tethys between Arabia and Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 79, 312-328. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.10.005

Anderson, J.L., and Smith, D.R. (1995) The effects of temperature and Fo2 on the Al-in hornblende barometer. American Mineralogist, 80, 549-559. https://doi.org/10.2138/am-1995-5-614

Ao, S., Mao, Q., Khalatbari-Jafari, M., Windley, B.F., Song, D., Zhang, Z., Zhang, J., Wan, B., Han, C., and Xiao, W. (2020) U–Pb age, Hf–O isotopes, and geochemistry of the Sardasht ophiolite in the NW Zagros orogen: Implications for the tectonic evolution of Neo-Tethys. Geological Journal, 56, 1315-1329. https://doi.org/10.1002/gj.4011

Ao, S.J., Xiao, W.J., Han, C.M., Mao, Q.G., and Zhang, J.E. (2010) Geochronology and geochemistry of Early Permian mafic-ultramafic complexes in the Beishan area, Xinjiang, NW China: implications for late Paleozoic tectonic evolution of the southern Altaids. Gondwana Research, 18, 466-478. https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.01.004

Aparicio, A. (2010) Relationship between clinopyroxene composition and the formation environment of volcanic host rocks. The IUP Journal of Earth Sciences 4, 1-11.

Aswad, K.J.A., Aziz, N.R.H., and Koyi, H.A. (2011) Cr-spinel compositions in serpentinites and their implications for the petrotectonic history of the Zagros Suture Zone, Kurdistan Region, Iraq. Geological Magazine, 148(5-6), 802-818. https://doi.org/10.1017/S0016756811000422

Avanzinelli, R., Bindi, L., Menchetti, S., and Conticelli, S. (2004) Crystallization and genesis of per alkaline magmas from Pantelleria volcano, Italy: an integrated petrological and crystal-chemical. Lithos, 73(1-2), 41-69. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.10.007

Bagci, U., Parlak, O., and Hoeck, V. (2008) Geochemistry and tectonic environ- ment of diverse magma generations forming the crustal units of the Kizildag (Hatay) ophiolite southern Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences 17(1), 43–71.

Beccaluva L., Coltorti M., Giunta G., and Siena F. (2004) Tethyan vs Cordilleran ophiolites: A reappraisal of distinctive tectono-magmatic features of supra-subduction complexes in relation

to the subduction mode. Tectonophysics 393, 163–74. http//doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.034

Beccaluva, L, Macciotta, G, Piccardo, G.B., and Zeda, O. (1989) Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. Chemical Geology, 77, 165-82. https://doi.org/10.1016/0009-2541 (89)90073-9

Bence, A.E., Papike J.J., and Ayuso, R.A. (1975) Petrology of Atlantic island arcs. Bulletin of Volcanology, 32,189-206.

Berger, J., Femenias, O., Mercier, J.C.C., and Demaiffe, D. (2005) Ocean floor hydrothermal metamorphism in the Limousin ophiolites (western French Massif Central): evidence of a rare preserved Variscan ocean marker, Journal of Metamorphic Geology, 23, 795-812. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00610.x

Bonechi, B., Perinelli, C., Gaeta, M., Fabbrizio, A., Petrelli, M., and Strnad, L. (2020) High pressure trace element partitioning between clinopyroxene and alkali basaltic melts, Geochimica et Cosmochimica Acta, 305, 282-305. https://doi.org/10.1016/j.gca.2021.04.023

Coltorti, M., Bondaiman C., Faccini B., Grégoire M., O. Reilly S.Y., and Powell W. (2007) Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle. Lithos, 99,68-84. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.05.009

Czamanske, G.K., and Wones, D.R. (1973) Oxidation DuringMagmatic Differentiation, Finnmarka Complex, OsloArea, Norway: Part 2, The Mafic Silicates1. Journal ofPetrology, 14 (3), 349-380. https://doi.org/10.1093/petrology/14.3.349

Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J. (1992) An Introduction to the rock forming minerals. 2end ed., Longman, London, UK. http://doi.org/10.1007/s00410-004-0552-8

Delavari, M. (2010) Petrology and geochemistry of the. Nehbandan Ophiolitic Complex, 300 p. PhD thesis, University of Tarbiat Moallem, Tehran, Iran (In Persian).

Dilek, Y., and Furnes, H. (2011) Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere.GSA Bulletin, 123, 387-4. http://doi.org/10.1130/B30446.1

Fleet, M.E., and Barnet, R. (1978) partitioning in calciferous amphiboles from the Frood mine, Subury, Ontario. Canad. Mineral., 16, 527-532

Foley, S.F., Jackson, S.E., Freyer, B.J., Grenough, J.D., and Jenner, G.A. (1996) Trace element partition coeffi cients or clinopyroxene and phlogopite in an alkaline-lamprophyre from Newfoundland by LAM-ICP-MS: Geochimica et Cosmochimica Acta, 60, 629-638. http://doi.org/10.1016/0016-7037 (95)00422-X

Forster, H. (1978) Mesozoic-Cenozoic Metallogenesis in Iran. Journal of the Geological Society, 135, 443-455. https://doi.org/10.1144/gsjgs.135.4.0443

France, L., Ildefonse, B., Koepke, J., and Bech, F. (2010) A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 189, 340-346. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.11.023

Fuhrman, M.L., and Lindsley, D.H. (1988) Ternary-Feldspar Modeling and Thermometry. American Mineralogist, 73, 201-215.

Ghasemi, A., and Talbot, C.J. (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). Journal of Asian Earth Sciences, 26, 683-693. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.01.003.

Hajmolla Ali, E., Shahrabi, M., Tahooneh, M., and Shokri, S. (2006) Silvana, geological quadrangle map, 1:100000 scale. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Hassanzadeh, J., and Wernicke, B.P. (2016) The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions. Tectonics, 35(3), 586-621. https://doi.org.10.1002/2015TC003926

Hebert, R., and Laurent, R. (1989) The Mineralogical Study of a Cross-Section through the Plutonic

Part of the Troodos Ophiolite: New Constraints for Genesis of Arc-Type Ophiolite. In: Malpas, J., et al., Eds., Ophiolites-Oceanic Crustal Analogues. Proceedings of the Symposium “Troodos 1987”: Nicosia, Cyprus Geological Survey, 149-164.

Helz, R.T. (1973) Phase relations of basalts in their melting range at PH_2O= 5 kb as a function of oxygen fugacity: part I. Mafic phases. Journal of Petrology, 14(2), 249-302. http://dx.doi.org/10.1093/petrology/14.2.249

Homke, S., Vergés, J., Van Der Beek, P., Fernandez, M., Saura, E., Barbero, L., Badics, B., and Labrin, E. (2010) Insights in the exhumation history of the NW Zagros from bedrock and detrital apatite fission-track analysis: Evidence for a long-lived orogeny. Basin Research, 22(5), 659–680, 660. https://doi.org/10.1017/S0016756811000343

Huaimin X., Shuwen D., and Ping, J. (2006) Mineral chemistry’ geochemistry and U-Pb SHRIMP zircon data of the Yangxin monzonitic intrusive in the foreland of the Dabie orogen science in China", Earth Sciences, 49: 684-695. https://doi.org/10.1007/s11430-006-0684-y

Hynes, A. (1982) A comparison of amphiboles from medium- and low- pressure metabasites. Contributions to Mineralogy and Petrology, 81(2): 119–125. https://doi.org/10.1007/BF00372049

Le Bas, M.J. (1962) The Role of Aluminium in Igneous Clinopyroxenes with Relation to Their Parentage. American Journal of Science, 260(4), 267-288. https://doi.org/10.2475/ajs.260.4.267

Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., and Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. American Mineralogist 82, 1019–1037. https://doi.org/10.1180/minmag.1997.061.405.13

Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D., and Marchal, M. (1982) Clinopyroxene compositionas a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. Earth and Planetary Science Letters 59, 139–154. https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90122-4

Mahood, G.A., and Baker, D.R. (1986) Experimental constraints on depths of fractionation of mildly alkalic basalts and associated felsic rocks: Pantelleria, strait of Sicily. Contributions to Mineralogy and Petrology, 93 (2), 251–264.

Modjarrad, M., Whitney, D.L., and Omrani, H. (2024) Petrologic evolution of the Gysian ophiolitic serpentinites, NW Iran. Acta Geochimica, 43(5), 996-1011. http://doi.org/10.1007/s11631-024-00682-6

Mohammad Y.O. (2011) Serpentinites and their tectonic signature along the Northwest Zagros Thrust Zone, Kurdistan Region, Iraq. Arabian Journal of Geosciences 4(1), 69–83. https://doi.org/10.1007/s12517-009-0080-y

Moinevaziri, H., Azizi, H., Mehrabi, B., and Izadi, F. (2008) Oligocene magmatism in the Zagros Thrust zone (Sahneh-Marivan area): evidences for the second Neotethyan Subduction Occurrence in the Paleogene, Journal of Science, University of Tehran 34,113-122.

Molina, J., Scarrow, J., Montero, P.G., and Bea, F. (2009) High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkalic-hybrid melts during evolution of Variscan basic-ultrabasic magmatism of Central Iberia. Contributions to Mineralogy and Petrology, 158 (1), 69-98. https://doi.org/10.1007/s00410-008-0371-4

Morimoto, N. (1989) Nomenclature of pyroxenes. Mineralogy and Petrologym, 39, 55-76. http://doi.org/10.3406/bulmi.1988.8099.

Mouthereau, F., Lacombe, O., and Vergés, J. (2012) Building the Zagros collisional orogen: timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence. Tectonophysics, 532-535, 27-60. https//doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.022

Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M., and Carron, J.P. (1985) Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoids. Comptes Rendus Hebdoma-daires de l'Académie des Sciences, 301, 813-818.

Nekvasil, H. (1992) Ternary feldspar crystallization in high-temperature felsic magmas. American Mineralogist, 77 (5–6), 592–604.

Nickel, K.G., Brey, G.P., and Kogarko, L. (1985) Orthopyroxene-clinopyroxene equilibria in the system CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2 (CMAS): new experimental results and implications for two-pyroxene thermometry. Contributions to Mineralogy and Petrology, 91(1), 44-53. https://doi.org/10.1007/BF00429426

Nisbet, E.G., and Pearce, J.A. (1977) Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonicsettings. Contributions to Mineralogy and Petrology, 63, 149-160. http://dx.doi.org/10.1007/BF00398776

Nosova, A.A., Sazonova, L.V., Narkisova, V.V., and Simakin, S.G. (2002) Minor elements in clinopyroxene from Paleozoic volcanics of the Tagil Island Arc in the Central Urals. Geochemistry International, 40, 219-232. https://doi.org/10.1134/S0016702910030043

Nouri, F., Asahara, Y., Azizi, H., and Tsuboi, M. (2019) Petrogenesis of the Harsin-Sahneh serpentinized peridotites along the Zagros suture zone, western Iran: new evidence for mantle metasomatism due to oceanic slab flux. Geological Magazine 156(5), 772-800. https://doi.org/10.1017/S0016756818000201

Nozaka, T. (2010) A note on compositional variation of olivine and pyroxene in thermally metamorphosed ultramafic complexes from SW Japan. Okayama University Earth Science Reports, 17, 1-5. https://doi.org/10.18926/ESR/42457

Pearce J.A., and Norry, M.J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks, Contributions to Mineralogy and Petrology, 69, 33-47. http://dx.doi.org/10.1007/BF00375192

Perugini D., Poli G., and Mazzuoli R. (2003) Chaotic advection, fractals and diffusion during mixing of magmas: evidence from Lava flows Journal of Volcanology Geothermal Research, 124(3-4), 255-279. https://doi.org/10.1016/S0377-0273 (03)00098-2

Princivalle, F., Tirone, M., and Comin- Chiaramonti, P. (2000) Clinopyroxenes from spinel-peridotite mantle xenoliths from Nemby (Paraguay): crystal chemistry and petrological implications Mineralogy and Petrology, 70, 25–35. https://doi.org/10.1007/s007100070011

Putirka, K. (2008) Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 69 (1), 61-120. https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3

Raase, P. (1974) Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism, Contributions to mineralogy and Petrology, 45, 231-236. http://doi.org/10.1007/BF00383440

Rezaei Bargoshadi, M., Moazzen, M., and Yang, T. (2019) Geochemistry of arc-related mantle peridotites and gabbros from the Chaldoran ophiolite, NW Iran. International Geology Review, 62, 1-27. http://doi.org/10.1080/00206814.2019.1663767

Saccani, E., Allahyari, K., and Rahimzadeh, B. (2014) Petrology and geochemistry of mafic magmatic rocks from the Sarve-Abad ophiolites (Kurdistan region, Iran): Evidence for interaction between MORB-type asthenosphere and OIB-type components in the southern Neo-Tethys Ocean. Tectonophysics 621, 132-147. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.02.011.

Saccani, E., Allahyari, K., Beccaluva, L., and Bianchini, G. (2013) Geochemistry and petrology of the

Kermanshah ophiolites (Iran): Implication for the interaction between passive rifting, oceanic accretion, and OIB-type components in the Southern Neo-Tethys Ocean. Gondwana Research, 24, 392-411. https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.10.009

Schmidt, M.W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. Contr. Mineral. and Petrol. 110, 304–310. https://doi.org/10.1007/BF00310745

Schweitzer, E.L., Papike, J.J., and Bence, A.E. (1979) Statitical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts. American Mineralogist, 64(5-6), 501-513.

Serri, G. (1981) The petrochemistry of ophiolite gabbroic complexes. A key for the classification of ophiolites into Low-Ti and High-Ti types. Earth Planet, 52, 203-212. http://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90221-1

Shafaii Moghadam, H., Griffin, W.L., Kirchenbaur, M., Garbe-Schönberg, D., Zakie Khedr, M., Kimura, J.I., Stern, R.J., Ghorbani, G, Murphy, R., O'Reilly, S.Y., Arai, S., and Maghdour-Mashhour, R. (2018) Roll-back, extension and mantle upwelling triggered Eocene potassic magmatism in NW Iran. Journal of Petrology, 59, 1417-1465. https://doi.org/10.1093/petrology/egy067

Shafaii Moghadam, H., Li, Q., Stern, R.J, Chiaradia, M., Karsli, O., and Rahimzadeh, B. (2020) The Paleogene ophiolite conundrum of the Iran–Iraq border region. Journal of the Geological Society, 177, 955-964. http://doi.org/10.1144/jgs2020-009

Shafaii Moghadam, H.S., Corfu, F., Stern, R.J., and Bakhsh, A.L. (2019) The Eastern Khoy metamorphic complex of NW Iran: A Jurassic ophiolite or continuation of the Sanandaj–Sirjan Zone? Journal Geological Society, 176, 517-529. https://doi.org/10.1144/jgs2018-081

Stöcklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. American Association Petroleum Geologists, 52, 1229-1258. https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D

Sun, C.M., and Bertrand, J. (1991) Geochemistry of clinopyroxenes in plutonic and volcanic sequences from the Yanbian Proterozoic ophiolites (Sichuan Province, China): petrogenetic and geotectonic implications. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen 71(2), 243-25

Tanirli, M., and Rizaoglu., T. (2016) Whole-rock and mineral chemistry of mafic cumulates from the Low-Ti ophiolite in the southern part of Kahramanmaras, Turkey, Russian Geology and Geophysics 57, 1398-1418. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.01.018

Vaca, S. (2012) Variability in the Nicola/Takla Group basalts and implications for alkalic Cu-Au porphyry prospectivity in the Quesnel terrane, British Columbia, Canada. https://dx.doi.org/10.14288/1.0053540

Vesinia, A., Rahgoshay, M., Monsef, I., and Rahimzadeh., B. (2024) Mineral chemistry and thermobarometry of peridotites in Dalampar ophiolite (Northeast Oshnavieh): implication to petrogenetic evolution and tectonomagmatic setting. Petrological Journal 14(4), 29-74. http://doi.org/10.22108/ijp.2024.140774.1322

Vynhal, C.R., and Mcsween, H.Y.Jr. (1991) Hornblende Chemistry in southern Appalachian granitoids. Implications for aluminus hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. American Mineralogist, 76,176-188

Wang, X., Hou, T., Wang, M., Zhang, Ch., Zhang, Zh., Pan, R., Marxer, F., and Zhang, H. (2021) A new clinopyroxene thermobarometer for mafic to intermediate magmatic systems. European Journal of Mineralogy, 33, 621–637. https://doi.org/10.5194/ejm-33-621-2021

Warr, L.N. (2021) IMA–CNMNC approved mineral symbols. Mineralogical Magazine, 85(3), 291-320. https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43

Wass, S.Y. (1979) Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks. Lithos, 12, 115-132. https://doi.org/10.1016/0024-4937 (79)90043-4

Whitechurch, H., Omrani, J., Agard, P., Humbert, F., Montigny, R., and Jolivet, L. (2013) Evidence for Paleocene-Eocene evolution of the foot of the Eurasian margin (Kermanshah ophiolite, SW Iran) from back–arc to arc: implications for regional geodynamics and obduction. Lithos, 182-183:11-32. http://doi.org/10.22108/ijp.2024.140774.1322

Wieser, P.E., Kent, A. J.R., Till, C.B., Donovan, J., Neave, D.A., Blatter, D.L., and Krawczynski, M.J. (2023) Barometers Behaving Badly I: Assessing the Influence of Analytical and Experimental Uncertainty on Clinopyroxene Thermobarometry Calculations at Crustal Conditions. Journal of Petrology, 64, 1–27. https://doi.org/10.1093/petrology/egac126

Yazdani, M., Moazzen, M., and Oberhänsli, R. (2023) Petrogenesis of mafic rocks from northwest Iran (Piranshahr) and comparison with northeast Iraq ophiolites: Implications for slab window magmatism in an evolving Neotethys arc. Island Arc, 32(1), e12481. https://doi.org/10.1111/iar.12481