Payame Noor University

Journal of Structural Geology and Applied Tectonics (SGAT)

***Journal homepage*: https://sgat.journals.pnu.ac.ir/**

GEOLOGICAL SOCIETY OF IRAN 1995

A Review on the Formation of the Soursat Core Complex, NW Iran, During the Paleocene

Mahboobeh Jamshidibadr*[1]

1- Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

Keywords

Core Complex,
Neoproterozoic,
NW Iran
Paleocene,
The Soursat Complex

Receive: 2026-04-23

Accepted: 2026-09-10

Published: 2026-10-23

Extended Abstract

Introduction

The Soursat metamorphic complex in northwest Iran exposes a diverse assemblage of Precambrian, Paleocene igneous and metamorphic rocks. The oldest units in the Central Iranian Plateau include late Precambrian bimodal granitoids (I-type and S-type) and metapelites, which formed along the northern margin of Gondwana (Ramezani and Tucker, 2003; Saki, 2010; Jamshidi Badr *et al*., 2013; Moghadam et al., 2017). While most researchers relate these Precambrian felsic intrusions to subduction-related, calc-alkaline magmatism (Yilmaz Sahin *et al*., 2014; Nayebi *et al*., 2024), others argue for an origin linked to the initial opening of Paleo-Tethys, far from the Cadomian subduction zone (Azizi and Whattam, 2022). The Central Iranian Plateau remained tectonically quiet until the Paleozoic, with only weak greenschist-facies metamorphism recorded in the Kahar Formation (Berberian and King, 1981; Etemad-Saeed *et al*., 2016). Paleomagnetic and stratigraphic data indicate that Iran separated from Gondwana during the Ordovician–Silurian (Muttoni *et al*., 2009; Torsvik and Cocks, 2009; Vesali *et al*., 2020). The Soursat complex (about 100 km²) includes Precambrian mylonitized granitoids, Paleocene intrusions, and amphibolite-facies schists (Jamshidi Badr *et al*., 2012, 2013). Initially assigned a Precambrian age (Pelissier and Bolourchi, 1967), later K-Ar dating suggested a Late Cretaceous age for some plutons (Kholghi Khasraghi and Vossoughi Abedini, 2004). However, U–Pb zircon and monazite dating by Jamshidi Badr et al. (2012 & 2013) and Nouri et al. (2021) revealed a more complex Paleocene tectonothermal history.

*****Corresponding Author: Mahboobeh Jamshidibadr; E-mail: m_jamshidi@pnu.ac.ir

How to cite this article: Jamshidibadr, M. (2026). A Review on the Formation of the Soursat Core Complex, NW Iran, During the Paleocene. *Structural Geology and Applied Tectonics*, *1*(2): 1 – 18. DOI: 10.30473/sgat.2026.77737.1002

Copyright © 2026, by the author(s). Published by Payame Noor University, Tehran, Iran. This is an open access article under the CC BY 4.0 license (http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

This review incorporates previous petrological, geochemical, geochronological, and structural data to define the tectonic setting and emplacement history of the Soursat complex and to propose it as a Paleocene Tethysides core complex.

Methodology

This study is a systematic review of the Soursat complex. Data were collected from all relevant peer-reviewed international and domestic articles covering geology, petrology, geochemistry, Sr–Nd isotopes, U–Pb (zircon and monazite), and K–Ar geochronology, and deformation structures. Extracted information—including rock ages, geochemical compositions, isotopic ratios, pressure-temperature conditions, deformation geometries, and the ages of tectonic events was compiled into an integrated database. Using a comparative-analytical approach, the Soursat complex was compared with other Iranian core complexes (Takab, Saghand, Birjand) and global examples (Spain, western Turkey, Tyrrhenian, Aegean Seas). Finally, a consistent geodynamic model was proposed based on the agreement of age, structural, and geochemical evidence.

Results and Discussion

The igneous rocks of the Soursat complex are divided into three groups. Type I (Precambrian) consists of syenogranites with mylonitic textures, giving U–Pb zircon ages of 543±6 Ma and 537±8 Ma. They are slightly peraluminous, medium- to high-potassic, calc-alkaline, and show arc-related geochemical features such as negative Nb–Ta anomalies. Their initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ is 0.94476 and εNd is –6.71 (Dadfar *et al*., 2019). Type II (Paleocene) includes felsic to mafic granitoids (monzonite, granodiorite) that preserve magmatic layering and solid-state foliation. U–Pb zircon ages range from 54 to 59 Ma (Jamshidi Badr *et al*., 2013; Nouri *et al*., 2021). These rocks are I-type, calc-alkaline, and subduction-related, with initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.70448–0.7058 and εNd = –0.12 to +1.8 (Dadfar *et al*., 2019; Nouri *et al*., 2021). Type III (post-Paleocene) comprises quartz porphyry intrusions in the central part, which are I-type and calc-alkaline, representing the last magmatic activity and causing contact metamorphism that overprints the earlier regional metamorphism (Jamshidi Badr *et al*., 2013).

The metamorphic rocks include garnet schist, garnet-staurolite schist, kyanite schist, and cordierite schist. U–Pb dating of detrital zircons from the schists yielded ca. 605±43 Ma, interpreted as the protolith age (Jamshidi Badr, 2010). Monazite U–Pb dating gave 61±8 Ma, indicating Paleocene regional metamorphism (M_1). Kyanite porphyroblasts are partially replaced by andalusite, which is interpreted as evidence of rapid uplift and sudden pressure drop (Jamshidi Badr, 2010; Jamshidi Badr *et al*., 2012). Cordierite and andalusite formed later during contact metamorphism (M_2) around the Type III intrusions.

Structurally, three deformation events are recognized. D_n is syn- to post-emplacement of Type II granitoids, producing the main schistosity (S_n). D_{n+1} and D_{n+2} post-date the M_2 contact metamorphism and are recorded as crenulation cleavage and local shear zones. Cordierite porphyroblasts show δ-type tails and evidence of partitioning deformation related to large-scale folding.

The Soursat complex is bounded by normal faults (Pichaqchi in the north and Turkeh Dareh in the south) that separate it from unmetamorphosed Paleozoic and Precambrian sedimentary units. The NE-SW stretching direction, the Paleocene age of metamorphism and magmatism, the evidence of rapid uplift (kyanite → andalusite), and the tectonic juxtaposition of different crustal levels all identify the Soursat complex as a Paleocene Tethysides core complex (Şengör, 1987; Verdel *et al*., 2007). Magmatic and metamorphic activity is attributed to Neo-Tethyan slab roll-back, similar to core complexes in the Aegean and eastern Turkey (Okay and Satir, 2000; Brunet *et al*., 2000). A geodynamic model is proposed in which Paleocene slab roll-back caused upper-crustal extension, emplacement of Type II granitoids, and regional metamorphism (M_1). Subsequent rapid uplift, together with intrusion of Type III quartz porphyries and formation of contact metamorphism (M_2), was likely triggered by slab break-off or increased mantle convection.

Conclusions

The Soursat complex in northwest Iran is interpreted as a Paleocene Tethysides core complex with a SW-NE extension direction. This interpretation is based on several evidence: the presence of three granitoid generations (Precambrian Type I, Paleocene Type II, and post-Paleocene Type III); two metamorphic events (regional

amphibolite‑facies M1 coeval with Paleocene intrusions, and low‑pressure high‑temperature contact metamorphism M2 related to Type III intrusions); rapid uplift documented by the replacement of kyanite by andalusite; and bounding normal faults defining an extensional structure. The formation of the Soursat core complex is attributed to Neo‑Tethyan slab roll‑back during the Paleocene, making it the oldest known core complex in Iran and providing important constraints on early Cenozoic extensional tectonics in the Tethysides orogenic belt.

نشریه زمین شناسی ساختاری و زمین ساخت کاربردی

https://sgat.journals.pnu.ac.ir

مروری بر شکل‌گیری کورکمپلکس سورسات، شمال‌غرب ایران در زمان پالئوسن

محبوبه جمشیدی‌بدر*[۱]

۱-گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

کلیدواژه‌ها

کورکمپلکس،
پرکامبرین پسین،
شمال‌غرب ایران،
پالئوسن،
کمپلکس سورسات

چکیده

کمپلکس سورسات، بخشی از سنگ‌بستر پرکامبرین پسین پوسته قاره‌ای در شمال‌غرب ایران است. در طی بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس و فرآیند slab roll-back، منجر به ماگماتیسم، دگرگونی و رویدادهای تغییرشکل جوان‌تر در طی پالئوسن در سنگ‌بستر پرکامبرین پسین واقع شده است. کمپلکس سنگ‌بستر سورسات شامل سینوگرانیت با دو بافت متفاوت شامل سینوگرانیت تغییرشکل‌یافته (گنیس‌های چشمی)، سینوگرانیت و نیز شیست‌های پلیتی است. سنگ‌های سینوگرانیت (گروه I گرانیتوئید سورسات) کمی پرآلومین، دارای پتاسیم متوسط تا زیاد و با ماهیت کالک‌آلکالن هستند. سینوگرانیت‌ها احتمالاً در یک محیط زمین‌ساخت کمان آتشفشانی جایگزین شده‌اند. همچنین، سنگ مادر متاپلیت‌ها شیل است که در یک محیط حاشیه قاره فعال نهشته شده‌اند. سنگ‌های گرانیتوئیدی پالئوسن (گروه II گرانیتوئید سورسات) سنگ‌بستر سورسات را دربرگرفته و از سنگ‌های رسوبی جدا کرده‌اند. گرانیتوئید گروه II به‌طور محلی لایه‌بندی ماگمایی کاملاً مشخصی را حفظ کرده، برگوارگی تشکیل شده در حالت جامد را نشان می‌دهد، ویژگی‌های ژئوشیمیایی با محیط‌های کالک‌آلکالن و مرتبط با فرورانش دارد و از نوع گرانیت‌های I-type هستند. فرایندهای بسته‌شدن نئوتتیس باعث ایجاد گرانیتوئید گروه II سورسات شده و دگرگونی ناحیه‌ای شیست‌های پلیتی متعلق به سنگ‌بستر نئوپروتروزوئیک را سبب گردیده است. همزمان با جایگزینی گرانیت پالئوسن، بالا آمدگی سریع رخ داده است. وجود واکنش‌های ناپایدار در کانی‌های آلومینوسیلیکات در دگرگونی ناحیه‌ای پالئوسن می‌تواند مربوط به بالاآمدگی سریع باشد. لذا با وجود گسل‌های نرمال پیرامون مجموعه سورسات که این مجموعه را از رسوبات پرکامبرین جدا می‌کند، می‌توان کمپلکس سورسات را به‌عنوان یکی از کورکمپلکس تتیساید معرفی کرد که جهت کشیدگی آن NE-SW و سن آن پالئوسن است.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۵/۰۲/۰۳
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۵/۰۶/۱۹
تاریخ انتشار: ۱۴۰۵/۰۸/۰۱

*نویسنده مسئول:
محبوبه جمشیدی بدر
رایانامه:
m_jamshidi@pnu.ac.ir

ارجاع به این مقاله: جمشیدی بدر، م؛ (۱۴۰۵). مروری بر شکل‌گیری کورکمپلکس سورسات، شمال‌غرب ایران در زمان پالئوسن. *زمین‌شناسی ساختاری و زمین ساخت کاربردی، ۱* (۲): ۱۸-۱.

شناسه دیجیتال مقاله: 10.30473/sgat.2026.77737.1002

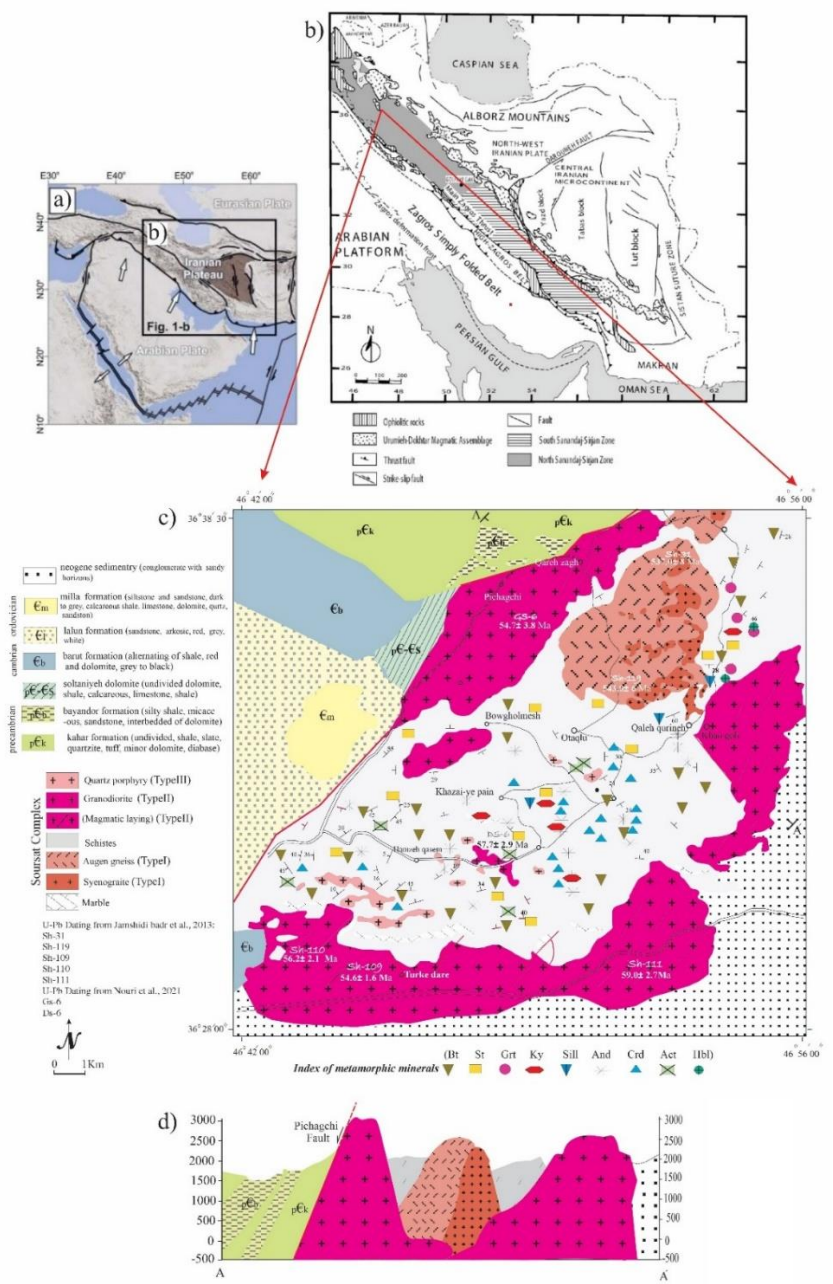
حق انتشار این مستند، متعلق به نویسندگان آن است.

ناشر: دانشگاه پیام نور

مقدمه

مجموعه دگرگونی سورسات در شمال‌غرب ایران رخنمون دارد و مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین و دگرگونی متنوع با سن‌های متفاوت است. قدیمی‌ترین واحدهای سنگی این مجموعه شامل رسوبات دگرگون‌شده مربوط به پرکامبرین و توده‌های نفوذی پرکامبرین هستند (شکل ۱). توده‌های نفوذی دوگانه (بایومدال) پرکامبرین از نوع I-type، S-type با ترکیب مافیک و فلسیک در صفحه مرکزی ایران رخنمون دارند. موقعیت صفحه ایران در طی پرکامبرین در شمال گندوانا بوده است و بر اساس نظرات پژوهشگران مختلف (Ramezani and Tucker, 2003; Saki, 2010; Jamshidi Badr *et al*., 2013; Yilmaz Sahin *et al*., 2014; Moghadam *et al*., 2017; Nayebi *et al*., 2024) توده‌های فلسیک بیشتر کالک‌آلکالن و مربوط به محیط‌های فرورانش هستند. همچنین عزیزی و واتم (۲۰۲۲) معتقد هستند که توده‌های نفوذی پرکامبرین ایران مربوط به بازشدگی اولیه پالئوتتیس هستند و موقعیت ایران در زمان پرکامبرین دور از محل فرورانش کادومین بوده است و آن را مشابه ریزصفحات تبتی می‌دانند. با این حال نشانه واضحی از سنگ‌های مرتبط با پروتوتتیس در سنگ‌بستر ایران ارائه نشده است (Azizi and Whattam, 2022). صفحه مرکزی ایران تا زمان پالئوزوئیک یک فلات بوده و رسوباتی با توالی تقریباً منظم بر روی آن تشکیل شده است (Berberian and King, 1981; Robertson *et al*., 1991). برخی مناطق دگرگونی ضعیفی تا حد رخساره شیست سبز را تجربه کرده‌اند، و سازند کهر یک سازند شاخص از دوره پرکامبرین است که در سطح رخساره شیست سبز دگرگون شده است (Etemad-Saeed *et al*., 2016). بر اساس بازسازی‌های دیرینه‌جغرافیایی و دیرینه‌مغناطیسی، ایران در طی ادیاکارن-کامبرین پیشین بخشی از گندوانا بوده و در طی اردویسین-سیلورین از آن جدا شده است (Berberian and King, 1981; Robertson *et al*., 1991; Garfunkel, 2004; Muttoni *et al*., 2009; Torsvik and Cocks, 2009; Abbo *et al*., 2015; Vesali *et al*., 2020). چینه‌شناسی مشابه پالئوزوئیک عربستان و ایران، و قطب‌های دیرینه‌مغناطیس سنگ‌های اردویسین پسین-کربونیفر پیشین از ایران و غرب گندوانا، شواهدی برای جدا شدن ایران مرکزی از گندوانا هستند (Berberian and King, 1981; Stampfli and Borel, 2002; Torsvik and Cocks, 2009; Angiolini *et al*., 2007; Muttoni *et al*., 2009; Zanchi *et al*., 2015; Vesali *et al*., 2020). رخنمون توده‌ها و رسوبات پرکامبرین در نقاط مختلف ایران به‌صورت فرسایش لایه‌های بالایی و بیرون‌زدگی پنجره‌ای است. در برخی مناطق مانند مجموعه دگرگونی سورسات، رخنمون واحدهای پرکامبرین با حالت فرسایش پنجره‌ای متفاوت است.

مجموعه سورسات با مساحت ۱۰۰ کیلومتر مربع در شمال‌غرب ایران رخنمون دارد؛ این مجموعه شامل توده‌های نفوذی پرکامبرین (که بخش‌هایی از آن میلونیتی شده)، توده‌های نفوذی پالئوسن و سنگ‌های دگرگونی در حد رخساره آمفیبولی‌ت است (Jamshidi Badr *et al*., 2012 & 2013). این مجموعه توسط پلیسیر و بلورچی (۱۹۶۷) معرفی شد و بر اساس مطالعات صحرایی، سن توده‌ها و دگرگونی‌های آن پرکامبرین تعیین گردید. بررسی های بعدی، سن توده‌های شمالی این مجموعه را بر اساس سن‌سنجی K-Ar کرتاسه فوقانی تعیین نمودند (Kholghi Khasraghi and Vossoughi Abedini, 2004). همچنین، آنالیز سن‌سنجی U-Pb زیرکن و مونازیت که بر روی واحدهای مختلف سنگ‌های آذرین و دگرگونی انجام شد، سناریوی متفاوتی را برای این منطقه مشخص کرد (Jamshidi Badr *et al*., 2012 & 2013; Nouri *et al*., 2021). با توجه به تنوع منحصربه‌فرد واحدهای سنگی سورسات و پیچیدگی آن، این پژوهش مروری کلی بر تحقیقات و مطالعات انجام‌شده توسط پژوهشگران مختلف زمین‌شناسی بر روی واحدهای سنگ‌های آذرین و دگرگونی ارائه می‌دهد. هدف، تعیین موقعیت زمین‌ساختی، جایگیری و ارتباط این مجموعه با نواحی مجاور است.



شکل (۱): (a) نقشه زمین‌ساخت منطقه‌ای نشان‌دهنده جایگاه ایران در خاورمیانه و بردارهای اصلی همگرایی، پهنه خاکستری تیره معرف صفحه ایران مرکزی است (Javadi *et al.*, 2015). (b) نقشه زمین‌ساختی ساده‌شده ایران (Alavi, 1994) و جایگاه کمپلکس سورسات، علائم اختصاری در نقشه عبارتند از: پهنه سنندج-سیرجان (S.S.Z.)، کمربند چین‌خورده زاگرس (Z.S.F.B.)، پهنه راندگی اصلی زاگرس (M.Z.T.) و توده‌های افیولیتی کرمانشاه (K)، نیریز(N)، نایین (NA) و گلپایگان (GP). (c) نقشه زمین شناسی ساده شده اقتباس از (Kholghi Khasraghi, 1994). توزیع فراوانی کانی‌های دگرگونی در مجموعه سورسات از (Jamshidibadr *et al.*, 2012). علائم اختصاری کانی‌ها از (Whitney& Evans, 2010). (d) مقاطع برش عرضی از مجموعه سورسات.

Fig (1): (a) Regional tectonic map showing Iran's location in the Middle East and major convergence vectors. The Central Iranian microplate is represented by dark grey shading. (b) Schematic tectonic map of Iran (simplified from Alavi 1994), Sanandaj–Sirjan Zone (S.S.Z.), Zagros Simply Folded Belt (Z.S.F.B.), Main Zagros Thrust Zone (M.Z.T.); ophiolitic complexes: Kermanshah (K), Neyriz (N), Naien (NA), and Golpaygan (GP). (c) Simplified geological map adapted from Kholghi Khasraghi (1994). Distribution frequency of metamorphic minerals in the Soursat Complex from Jamshidibadr *et al.*, 2013. Abbreviations for names of minerals (Whitneyand Evans, 2010). (d) Representative cross-sections showing deformational features of the Soursat Complex.

روش‌پژوهش

این پژوهش به‌صورت یک مطالعه مروری سیستماتیک بر روی کمپلکس سورسات در شمال‌غرب ایران انجام شده است. برای گردآوری داده‌ها، تمامی مقالات منتشر شده در مجلات علمی معتبر بین‌المللی و داخلی که به بررسی زمین‌شناسی، پترولوژی، ژئوشیمی، ایزوتوپ‌های Sr-Nd، سن‌سنجی U-Pb زیرکن و مونازیت، K-Ar و ساختارهای دگرشکلی در منطقه سورسات پرداخته بودند، جستجو شدند. پس از استخراج داده‌ها از منابع منتخب، اطلاعات مربوط به سن سنگ‌ها، ترکیب ژئوشیمیایی، نسبت‌های ایزوتوپی، شرایط دگرگونی (فشار-دما)، هندسه دگرشکلی و سن رویدادهای زمین‌ساختی در یک پایگاه داده یکپارچه‌ای ثبت شده است. سپس با استفاده از رویکرد مقایسه‌ای-تحلیلی، ویژگی‌های مجموعه سورسات با سایر کورکمپلکس‌های ایران (تکاب، ساغند، بیرجند) و نمونه‌های جهانی (مانند کورکمپلکس‌های اسپین، ترکیه شرقی و ترهنیان و اجین سزز) مقایسه شد. در نهایت، مدل زمین‌پویایی پیشنهادی بر اساس همخوانی شواهد سنی، ساختاری و ژئوشیمیایی ارائه گردید.

سنگ‌های آذرین مجموعه سورسات

توده‌های نفوذی آذرین در این کمپکس به ۳ گروه طبقه‌بندی شدند (Jamshidi Badr *et al*., 2013):

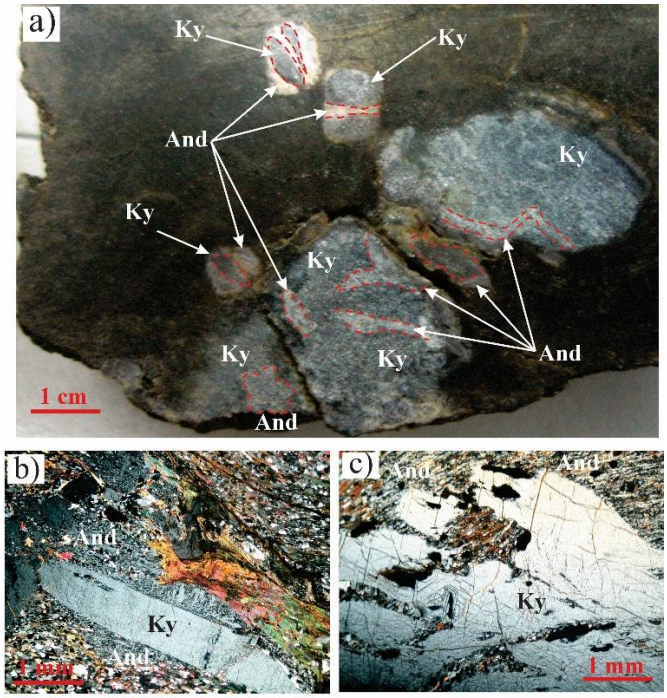
گروه I، که در شمال‌غرب مجموعه سورسات رخنمون دارد، از واحدهای سینوگرانیتی تشکیل شده است که در بخش‌هایی میلونیتی شده‌اند و این تغییر به‌تدریج رخ می‌دهد. سن‌سنجی U-Pb کانی زیرکن از بخش‌های توده‌ای و میلونیتی این گروه به ترتیب سن‌های ۵۴۳±۶ و ۵۳۷±۸ میلیون سال را نشان می‌دهد (Jamshidi Badr *et al*., 2013). با آنالیز داده‌های ایزوتوپی، نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ برابر ۰/۹۴۴۷۶ و εNd برابر ۶/۷۱- برای این توده محاسبه شده است (Dadfar *et al*., 2019). همچنین، بر اساس بررسی‌های ژئوشیمیایی سنگ کل، ویژگی‌های ژئوشیمیایی دو بافت متفاوت سینوگرانیتی هیچ تفاوتی ندارند و الگوی عناصر ناسازگار این گرانیتوئیدهای دارای آنومالی منفی Nb و تا حدودی Ta است که این آنومالی گویایی محیط‌های فرورانشی هستند. فقیر شدگی Sr در این گرانیتوئیدها گویایی تبلور تفریقی پلاژیوکلاز و یا عدم مشارکت آن در ذوب بخشی است. گرانیتوئیدهای گروه I دارای مقدار (A/CNK > 1.1) که در محدوده‌ی گرانیت‌های S-type قرار می‌گیرند و از لحاظ جایگاه تکتونیکی مربوط به محیط های همزمان با برخورد و قوس‌های آتشفشانی می‌باشند (Jamshidi Badr *et al*., 2013). همچنین بر اساس ترکیب شیمی کانی بیوتیت گرانیتوئیدهای گروه I مربوط به محیط کوهزایی برخوردی، گرانیتوئیدهای نوع S-type و پرآلومین است (Jamshidi Badr *et al*., 2013).

گروه II، رخنمون‌های آن در شمال و جنوب و بخشی از مرکز مجموعه سورسات دیده می‌شود، این گروه به‌صورت فلسیک و مافیک قابل مشاهده است. تفاوت کانی‌شناسی مشخصی در آن وجود ندارد و فقط مقدار مودال کانی‌های فلسیک و مافیک آن‌ها متغیر است(Jamshidi Badr *et al*., 2013). اندازه‌گیری‌های سن U-Pb بر روی کانی‌های زیرکن در بخش‌های روشن، متوسط و تیره به ترتیب سن‌های ۱/۶+۵۴/۶، ۲/۱+۵۶/۲ و ۲/۷+۵۹/۰ میلیون سال را نشان داده است. سن سنگ‌های آذرین گروه II به‌طور مشخص با رویدادهای زمان پرکامبرین صفحه ایران متفاوت است و سنگ‌های آذرین پرکامبرین توسط سنگ‌های آذرین گروه II در مرکز به دام افتاده‌اند (شکل ۱d). نتایج داده‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ از این توده‌ها نسبت اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$ برابر ۰/۷۰۴۴۸ و εNd منفی ۰/۱۲- تعیین شده است (Dadfar *et al*., 2019). نوری و همکاران (۲۰۲۱) نیز گرانیت‌های گروه II معرفی شده توسط جمشیدی و همکاران (۲۰۱۳) را به دو زیرگروه مونزونیت و گرانودیوریت طبقه‌بندی کردند. سن‌های گزارش شده برای مونزونیت و گرانودیوریت توسط نوری و همکاران (۲۰۲۱) به ترتیب ۵۴/۷±۳/۸ و ۵۷/۲±۷/۹ میلیون سال است. مونزونیت دارای نسبت ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ ۰/۷۰۴۵ تا ۰/۷۰۴۷ و مقدار εNd ۱/۱ تا ۱/۸ است، در حالی که گرانودیوریت دارای نسبت ۰/۷۰۵۳ تا ۰/۷۰۵۸ و مقدار εNd ۰/۸- تا ۱/۹- است (Nouri *et al*., 2021). سن این سنگ‌ها از ۵۴ تا ۵۹ میلیون سال متغیر است که قبلاً توسط جمشیدی و همکاران (۲۰۱۳) گزارش شده بود. بر اساس ویژگی‌های ماگمایی، توده نفوذی پالئوسن منشأ ماگمایی و کالک‌آلکالن دارد و با فرورانش ناشی از slab roll-back مرتبط است.

گروه III شامل یک فاز نفوذی کوارتز پورفیری است که در بخش مرکزی کمپلکس سورسات مشخص می‌شود. گرانیت گروه III کالک‌آلکالن در محیط‌های مرتبط با فرورانش و از نوع I-type هستند. نمودارهای هارکر نشان می‌دهند که تبلور تفریقی فرایند اصلی ماگمایی بوده است (Jamshidi Badr *et al*., 2013). این گرانیتوئیدها نماینده آخرین فعالیت ماگمایی در این مجموعه هستند که باعث افزایش دما در مرکز کمپلکس سورسات شده‌اند. گرمای حاصل از این توده نفوذی زمینه را برای تشکیل آندالوزیت و کوردیریت در شیست‌های میزبان فراهم کرده است. این موضوع سن جوان‌تر بودن توده نفوذی را نسبت به سن دگرگونی ناحیه‌ایM1 تأیید می‌کند.

سنگ‌های دگرگونی کمپلکس سورسات

انواع مختلف شیست مانند گارنت شیست، گارنت-استارولیت‌شیست، کیانیت شیست و کوردیریت شیست در کمپلکس سورسات رخنمون دارند. پراکندگی شیست‌ها در مناطق مختلف متفاوت است که در نقشه زمین‌شناسی پراکندگی شیست‌ها نشان داده شده است (شکل۱). همانطور که در این نقشه مشخص است، رخنمون شیست‌های کوردیریت‌دار به مرکز کمپلکس سورسات و اطراف توده نفوذی گروه III (Jamshidi Badr *et al*., 2012) محدود می‌شود. چندمرحله‌ای بودن دگرشکلی در شیست‌های کمپلکس سورسات مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده مراحل متعدد فعالیت زمین‌ساختی در این کمپلکس است. پورفیروبلاست‌های آلومینوسیلیکات در نمونه‌های صحرایی کمپلکس سورسات تبدیل تدریجی پورفیروبلاست کانی کیانیت از حاشیه به کانی آندالوزیت را نشان می‌دهد (Jamshidi Badr, 2010; Jamshidi Badr *et al*., 2012) (شکل ۲).



شکل (۲): (a) نمایش تصویر ماکروسکوپی تبدیل پورفیروبلاست کانی دگرگونی کیانیت (رنگ آبی) به کانی دگرگونی آندالوزیت (رنگ صورتی)، (b) و (c) تصویر میکروسکوپی کیانیت شیست‌ها کمپلکس سورسات که پورفیروبلاست‌های کیانیت از حاشیه در حال تبدیل شدن به کانی آندالوزیت هستند. این شرایط نشان‌دهنده شرایط تغییر ترمودینامیک منطقه سورسات است. علائم اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans, 2010).

Fig (2): (a) Macroscopic image showing the transformation of kyanite porphyroblasts (blue) to andalusite (pink), (b and c) Microscopic images of kyanite schists from the Soursat Complex where kyanite porphyroblasts are progressively replaced by andalusite from the margins. This indicates changing thermodynamic conditions in the Soursat complex. Abbreviations for names of minerals (Whitneyand Evans, 2010).

این واحدهای شیستی، مانند توده‌های آذرین پرکامبرین مجموعه سورسات (گروه I معرفی شده توسط جمشیدی بدر و همکاران (۲۰۱۳) در مرکز کمپلکس سورسات و بین توده‌های پالئوسن در شمال، جنوب و غرب کمپلکس در برگرفته شده‌اند. شیست‌های این کمپلکس که از کانی‌های دگرگونی تشکیل شده‌اند، ابتدا توسط پلیسیر و بلورچی در سال ۱۹۶۷ بررسی شدند و به دوران پرکامبرین نسبت داده شدند. سن‌سنجی U-Pb زیرکن جدا شده از شیست‌ها توسط جمشیدی بدر و همکاران (۲۰۱۰) سنی حدود ۴۳±۶۰۵ میلیون سال را نشان داد. مورفولوژی متفاوت زیرکن‌های جدا شده از شیست‌های کمپلکس دگرگونی سورسات نشان می‌دهد که این سن احتمالاً مربوط به زمان رسوبگذاری سنگ مادر این سنگ‌های دگرگونی است. جمشیدی بدر و همکاران (۲۰۱۰) سن ۸±۶۱ میلیون سال را برای مبنای سن سنجی U-Pb در کانی‌های مونازیت از شیست‌های گارنت‌دار تعیین کردند. بنابراین، با تجزیه و تحلیل نتایج سن‌سنجی، دگرگونی در طی پالئوسن رخ داده است.

تکتونیک و دگرشکلی در کمپلکس سورسات

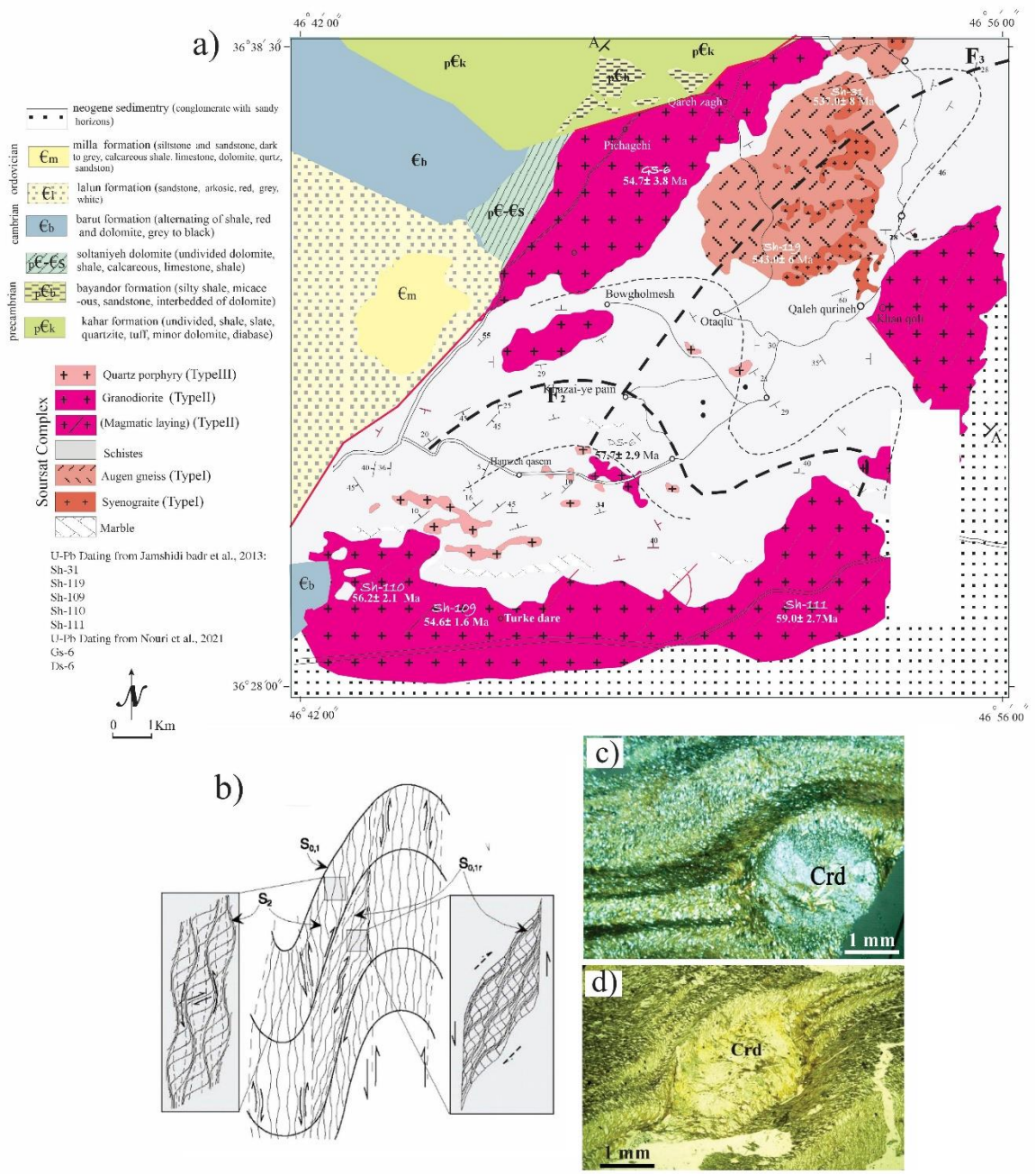
کمپلکس سورسات در شمال توسط گسل نرمال پیچاقچی و در جنوب توسط توده‌های نفوذی ترکه‌دره پالئوسن از واحدهای رسوبی اطراف جدا می‌شود و مساحتی حدود ۱۰۰ کیلومتر مربع را می‌پوشاند. واحدهای رسوبی اطراف این کمپلکس شامل واحدهای رسوبی پالئوزوئیک و شیست‌های کهر پرکامبرین هستند که در برخی نقاط بر اثر فرسایش به‌صورت پنجره‌هایی رخنمون یافته‌اند. با این حال، هیچ اثری از واحدهای رسوبی پرکامبرین در کمپلکس سورسات مشاهده نمی‌شود.

دگرشکلی‌های موجود در کمپلکس سورسات شامل Dn, Dn+1, Dn+2 است که منطبق با شیستوزیته‌های Sn+2، Sn+1، Sn است (Jamshidi Badr, 2010; Jamshidi Badr *et al*., 2012).

نفوذ توده‌های گرانیتوئید ی گروه I همزمان با دگرشکلی‌ها نیست بلکه فقط تحت تاثیر این دگرشکلی‌ها در شرایط جامد دگرشکل شده و حالت گنیسی پیدا کرده است. نفوذ توده‌های گرانیتوئید ی گروه II قبل تا همزمان با دگرشکلی Dn است. چون باندشدگی گرانیتوئیدهای شمال کمپلکس (توده نفوذی پیچاقچی) و جنوب کمپلکس (توده نفوذی ترکه دره) هم جهت با شیستوزیته Sn می‌باشند.

توده‌های نفوذی مرکزی (کوارتز پورفیری‌ها) که باعث رشد کانی‌های دگرگونی کوردیریت، اکتینولیت و آندالوزیت شده‌اند نیز قبل از دگرشکلی Dn+1 نفوذ کرده‌اند زیرا آثار این دگرشکلی که به صورت کرینولیشن کلیواژ در شیست‌ها ثبت شده است کانی‌های آندالوزیت و کوردیریت را دور می زند و ارتباطی با برگوارگی داخلی ندارد.

کانی کوردیریت در کوردیریت شیست‌ها آثاری از شواهد برشی را نشان می‌دهند، که مطالعات صحرایی نشان می‌دهد که محل برداشت این نمونه از زون های برشی محلی بوده که این حالت بیشتر در یال‌های چین‌های بزرگ مقیاس مشاهده می‌شود مطالعات قاسمی (Ghasemi and Kerman Poor, 2009; Jamshidi Badr, 2010; Jamshidi Badr *et al*., 2012) گویای چین‌های بزرگ مقیاس در منطقه می‌باشد. بنابراین این زون های برشی محلی تائیدی بر وجود ساختارهای بزرگ مقیاس در منطقه بوده و روند رشد پورفیرو بلاست‌های کوردیریت به این صورت است، که ابتدا در حالت استاتیک رشد کرده‌اند بعد در اثر زون برشی محلی به پورفیروکلاست تبدیل شده و به صورت δ-type پوششی درآمده و در بعضی از نمونه‌ها با توجه به محل نمونه نسبت به چین‌های محلی دگرشکلی پارتیشینگ ایجاد شده است که این دگرشکلی ها در اثر تغییر شکل Dn+2 بوجود آمده است (شکل ۳).



شکل (۳): روابط ساختاری در کمپلکس سورسات. (a) نمایش چین‌های بزرگ مقیاس در منطقه اقتباس از (Ghasemi and Kermani Poor, 2009)، (b) نمایش تصویر شماتیک ایجاد دگرشکلی پارتیشینگ در اثر چین خوردگی‌های بزرگ مقیاس (Bell *et al.*, 2003). (c) و (d) تصویر میکروسکوپی کوردیریت شیست‌های کمپلکس سورسات که پورفیروبلاست‌های کوردیریت دگرشکلی‌های Dn+1 و Dn+2 را بعد از حادثه دگرگونی مجاورتی و تشکیل پورفیروبلاست کوردیریت نمایش می دهند. علائم اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans, 2010).

Fig (3): Key structural relationships in the Soursat metamorphic terrane. (a) Regional fold geometries after Ghasemi and Kermani Poor (2009). (b) Schematic diagram showing the development of partitioning deformation due to large-scale folding after (Bell *et al.*, 2003). (c) and (d) Microscopic images of cordierite schists from the Soursat Complex showing cordierite porphyroblasts recording Dn+1 and Dn+2 deformations after the contact metamorphic event and cordierite porphyroblast formation. Abbreviations for names of minerals (Whitneyand Evans, 2010).

زون‌های برشی در گرانیت‌های باند شده و در مزومیلونیت ها و سنگ‌های پلیتی که باعث تشکیل میکافیش‌ها شده است، همزمان با دگرشکلی Dn+1 می‌باشد (Jamshidi Badr, 2010; Jamshidi Badr *et al*., 2012).

برگوارگیSn+1 بعد از تشکیل پورفیروبلاست‌های دگرگونی است لذا دگرگونی‌های مجموعه سورسات که شامل دگرگونی M1 از نوع حرارت و فشار متوسط و دگرگونی M2 از نوع حرارت بالا و فشار پایین است، بین دو Dn, Dn+1 ایجاد شده است. دگرشکلی‌های Dn+1, Dn+2 بعد از دگرگونی‌ها ایجاد شده است به طوریکه در بعضی از قسمت‌های مجموعه سورسات کوارتز پورفیری‌ها نیز شواهدی از دگرشکلی Dn+1, Dn+2 را نشان می‌دهند(Jamshidi Badr, 2010; Jamshidi Badr *et al*., 2012).

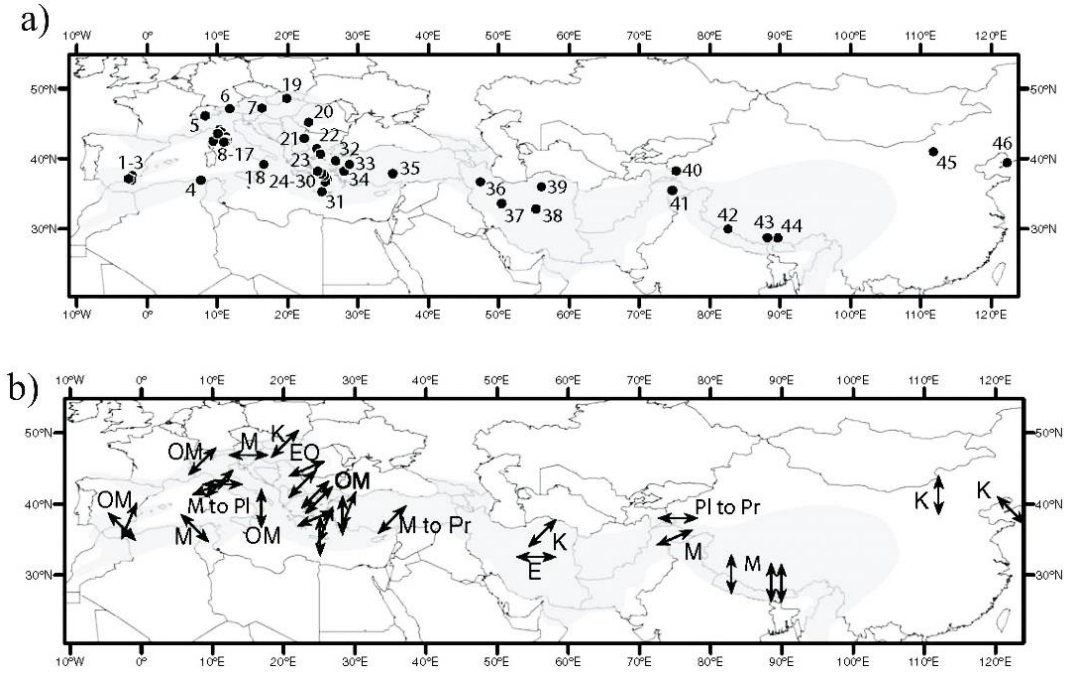
بحث

جایگاه سورسات در کورکمپلکس‌های تتیساید

کورکمپلکس‌های ایران جزئی از کورکمپلکس‌های تتیساید هستند (شکل۴). شکل‌گیری کورکمپلکس کرتاسه- سنوزوئیک از کوهزایی آلپ- هیمالیا معمولاً به حوضه‌های کشش پشت قوس با سرعت فرورانش بالا، یا Slab roll-back همانند حوضه تیرینان (Royden, 1993)، با بالا رفتن گرادیان زمین گرمایی درون لیتوسفر در نتیجه ضخیم شدگی محلی پوسته (Dewey, 1988) نسبت داده می‌شود. به عنوان مثال کورکمپلکس‌هایی اسپین، ترکیه شرقی و ترهنیان و اجین سنز (Lonergan and White, 1997; Dinter, 1998; Buick, 1991; Okay and Satir, 2000; Thomson *et al*., 1999; Brunet *et al*., 2000) محققینی همانند (Platt and Vissers, 1989; Burchfiel *et al*., 1992; Davis *et al*., 2002) فرایند بالا رفتن گرادیان زمین گرمایی را برای ساختارهای کششی در اسپین، هیمالیا و چاینا شرقی پیشنهاد کرده‌اند. کشش در آلپس شرقی به ترکیبی از فرایندهای گرانشی و تکتونیکی نسبت داده می‌شود (Ratschbacher *et al*., 1991a, 1991b).

چهار کورکمپلکس با سن کرتاسه فوقانی تا اوایل میوسن در ایران معرفی شده است (Hassanzadeh *et al*., 2005; Stockli *et al*., 2004; Hassanzadeh *et al*., 2005; Verdel *et al*., 2007). بعضی از محققین (همانند Stockli *et al*., 2004;) شکل‌گیری آن‌ها را به نیروهای کششی حاصل از فرورانش پلیت عربستان به زیر پلیت ایران نسبت داده‌اند، جهت کشش در کورکمپلکس‌های ایران متفاوت است. کورکمپلکس تکاب با جهت کشش NW-SE و سن میوسن است (Stockli *et al*., 2004)، کورکمپلکس ساغند جهت کشش E-W و سن آن اواسط میوسن (Verdel *et al*., 2007) و کورکمپلکس بیرجند جهت کشش NE- SW و سن آن مربوط به کرتاسه است (Hassanzadeh *et al*., 2005).

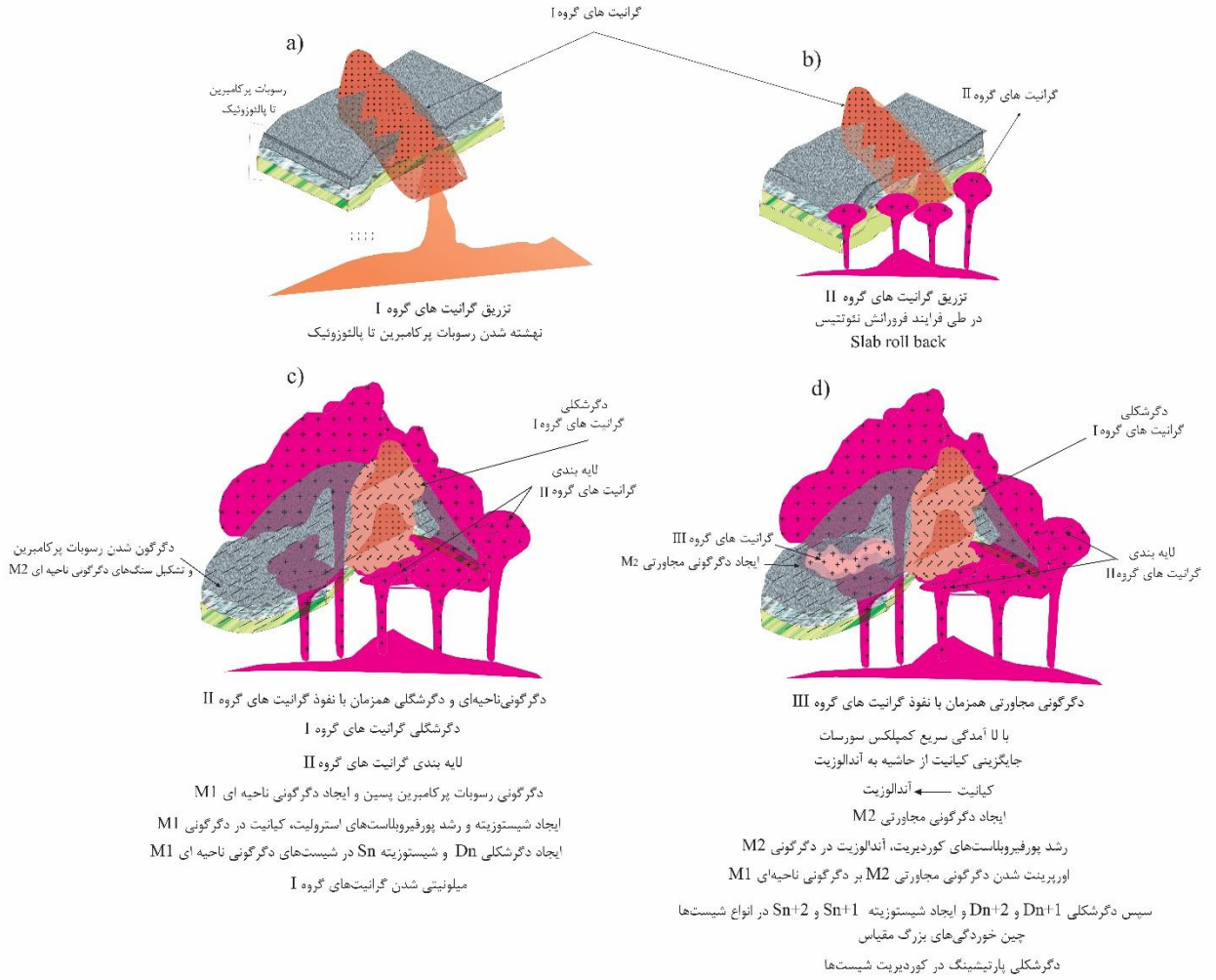
کورکمپلکس سورسات دارای سه نوع گرانیتوئید با سه سن متفاوت که به ترتیب شامل ۵۴۰، ۶۰ و جوانتر از ۶۰ میلیون سال است. حضور گسل پیچاقچی که باعث جایگیری توده نفوذی پیچاقچی در شمال کمپلکس سورسات شده و توده نفوذی ترکه‌دره در جنوب کمپلکس سورسات با سن پالئوسن باعث شده‌اند که گرانیتوئیدهای گروه I و پروتولیت متاپلیت‌های که مربوط به پرکامبرین- کامبرین هستند در مجاور همدیگر قرار گیرند (شکل ۵).



شکل (۴): نقشه توزیع کورکمپلکس‌های ترشیری در امتداد کوهزایی آلپ- هیمالیا، که قسمت‌های از ایران نشان داده شده است. (a) نمایش محل کورکمپلکس‌ها، (b) امتداد و زمان تشکیل کورکمپلکس‌ها. محدوده خاکستری مربوط به تتیسایدس است. اقتباس از سنگور (۱۹۸۷) با تغییرات وردل و همکاران (۲۰۰۷). علائم استفاده شده در شکل مربوط به سن های: K کرتاسه، E ائوسن، O الیگوسن، M میوسن، Pl پلیوسن، Pr حال حاضر.

Fig (4): Distribution map of Tertiary core complexes along the Alpine–Himalayan orogeny, including parts of Iran. (a) Location of core complexes, (b) Strike and formation age of core complexes. The gray shaded area represents the Tethysides. Adapted from Şengör (1987) with modifications by Verdel et al. (2007).
Symbols indicate ages: K = Cretaceous, E = Eocene, O = Oligocene, M = Miocene, Pl = Pliocene, Pr = Present.

در مجاورت همدیگر قرار گرفتن توده‌های نفوذی با شرایط سنی متفاوت و تشکیل دگرگونی محدود جوان در مرکز سورسات را می‌توان با کورکمپلکس‌های گزارش شده در ایران مقایسه کرد و جهت جایگیری توده نفوذی پیچاقچی NE-SW می‌باشد که راستای کشش در منطقه را مشخص می‌کند. لایه‌بندی ماگمایی در توده‌های نفوذی ترکه‌دره و پیچاقچی در جهت SW-NE می‌باشد که با برگوارگی شیست‌ها یکسان است و سن سنجی با روش مونازیت نیز سن دگرگونی ناحیه‌ای را معادل نفوذ توده‌های پیچاقچی و ترکه‌دره که مربوط به پالئوسن می‌باشد، تعیین شده است (Jamshidi Badr *et al*., 2013) (شکل ۵ ب و پ). لذا همزمان با نفوذ توده شمالی و جنوبی در منطقه سورسات نیروهای کشش و فشارشی باعث دگرگونی پلیت‌ها و دگرشکلی در شرایط جامد گرانیتوئیدهای گروه I شده‌اند، این رویدادها را می‌توان به فرورانش پلیت عربستان به زیر پلیت ایران در نظر گرفت. با توجه به ادامه این فرایند کوارتز پورفیری‌ها را به نفوذی‌های تاخیری فرورانش نسبت داد که بعد از دگرگونی ناحیه‌ای مربوط به پالئوسن باعث اورپرینت شدن دگرگونی مجاورتی با تشکیل کانی‌های کوردیریت و آندالوزیت در متاپلیت ها و اکتینولیت در متابازیک ها شده است (Jamshidi Badr et al., 2012) (شکل ۵). یکی از دلایل پایداری کیانیت در هسته آندالوزیت (آندالوزیت‌های حاصل از دگرگونی مجاورتی که بر روی پاراژنز دگرگونی ناحیه‌ای اورپرینت شده‌اند) را در کمپلکس دگرگونی سورسات می‌توان به بالا آمدگی سریع منطقه و افت فشار ناگهانی و نفوذ توده‌های کوارتز پورفی‌ری و بالا رفتن حرارت در مرکز کمپلکس سورسات نسبت داد، لازم به ذکر است که این حالت ناپایداری در حوالی توده‌های نفوذی کوارتز پورفیری مشاهده می‌شود. دگرشکلی‌ها بعد از ایجاد دگرگونی‌های ناحیه‌ای M1 و مجاورتی M2 نیز ادامه داشته که آثار دو نوع دگرشکلی Dn+1, Dn+2 بعد از رویداد دگرگونی مجاورتی M2 در منطقه مشاهده می‌شود (شکل ۳).

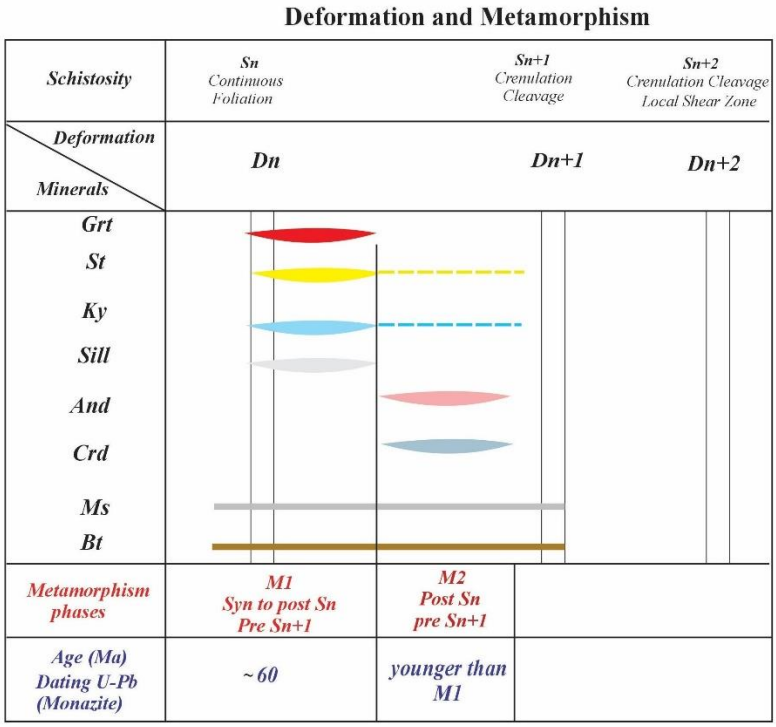


شکل (۵): شکل شماتیک از شرایط تشکیل کورکمپلکس سورسات در طی تزریق توده های نفوذی گرانیتی، دگرگونی، دگر شکلی و بالا آمدگی سریع. (a) مقطع زمین شناسی نمایش رسوبات پرکامبرین و نفوذ توده گرانیتودی گروه I در زمان پرکامبرین پسین، (b) مقطع زمین شناسی نمایش نفوذ توده گرانیتوئیدی گروه II در طی فرورانش نئوتتیس. (c) نمایش دگرشکلی و تزریق حجم عظیم توده گرانیتوئیدی گروه II در شمال و جنوب و غرب منطقه و بالاآمدگی سریع رسوبات و ایجاد دگرگونی ناحیه ای M1؛ ایجاد دگرشکلی میلونیتی در گرانیت های گروه I و ایجاد باند شدگی در راستای NE-SW گرانیتوئیدها گروه II. (d) نفوذ توده های گرانیتی گروه III و ایجاد دگرگونی مجاورتی M2 و تشکیل پورفیروبلاست های کوردیریت در هاله دگرگونی توده نفوذی که بر روی شیست های دگرگونی ناحیه ای M1 اورپرینت شده‌اند.

Fig (5): Schematic diagram of the formation conditions of the Sursat core complex during the create granitic intrusive, metamorphism, deformation, and rapid uplift. (a) Geological cross-section showing Precambrian sediments and the intrusion of type I granitoid during the Late Precambrian. (b) Geological cross-section showing the intrusion of Type II granitoid during the Neotethys subduction. (c) Showing deformation and injection of a huge volume of type II granitoid in the north, south, and west of the region, rapid uplift of sediments, and formation of regional metamorphism M1; development of mylonitic deformation in Type I granites and development of NE-SW trending banding in Type II granitoids. (d) Intrusion of Type III granitic and formation of contact metamorphism M2 and formation of cordierite porphyroblasts overprinted on the M1 regional metamorphic schists.

کمپلکس سورسات مشخصات یک کورکمپلکس با کشش NE-SW با سن پالئوسن را دارد. همچنین از لحاظ شرایط تکتونیکی حضور دو گسل نرمال در شمال و جنوب منطقه تاییدی بر کورکمپلکس بودن سورسات است. گسل نرمال پیچاقچی در شمال کمپلکس و گسل نرمال در جنوب کمپلکس سورسات که به ترتیب باعث جایگیری توده‌های نفوذی پیچاقچی و ترکه‌دره با سن پالئوسن شده‌اند. عدم گسل نرمال در عکس‌هایی هوایی و ماهواره ای را می‌توان بدلیل پوشش رسوبات جوان در جنوب منطقه دانست.

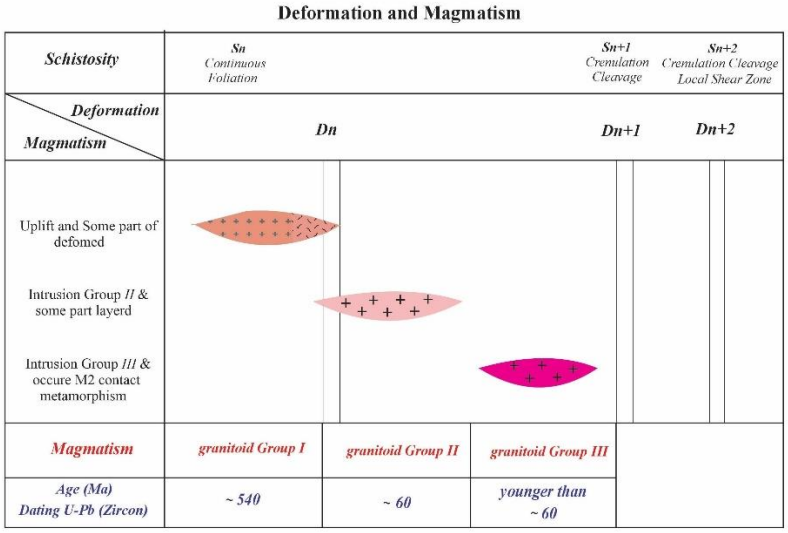
مقایسه رویدادهای دگرشکلی و دگرگونی در کمپلکس سورسات، توالی این رویدادها به همراه کانی‌های شاخص در هر مرحله دگرشکلی و دگرگونی در شکل ۶ نمایش داده شده است. رویداد Dn همزمان با برگوارگی اسیلیتی و تشکیل کانی‌های موسکویت، بیوتیت و گارنت در طی دگرگونی ناحیه‌ای M1 (پالئوسن) رخ داده است. دگرشکلی Dn+1 بعد از دگرگونی ناحیه ای و دگرشکلی Dn+2 بعد از دگرگونی مجاورتی M2 ایجاد شده‌اند و با چین‌خوردگی کرینولیشن[1]در کوردیریت شیست ها همراه هستند. زون‌های برشی محلی نیز در مراحل پایانی دگرشکلی Dn+2 فعال بوده‌اند. این توالی نشان‌دهنده تداوم دگرشکلی پس از دگرگونی مجاورتی و نقش کنترل‌کننده ساختارهای بزرگ‌مقیاس در توزیع دگرشکلی در کمپلکس سورسات است (Bell *et al*., 2003; Jamshidi Badr, 2010; Jamshidi Badr *et al*., 2012). در شکل ۷ ارتباط ماگماتیسم با رویدادهای دگرشکلی در مجموعه سورسات به طور خلاصه نمایش داده شده است. دگرشکلی Dn باعث بالا آمدگی گرانیتوئیدهای گروه I و میلونیتی شدن آن ها شده است، همچنین تشکیل گرانیتوئیدهای گروه II به سن پالئوسن و ایجاد لایه بندی ماگمایی شده است. گرانیتوئیدهای گروه III بعد از گرانیتوئیدهای گروه II و دگرگونی ناحیه ای M1 در منطقه نفوذ کرده‌اند و باعث ایجاد دگرگونی مجاورتی M2 و اورپرینت شدن کانی‌های دگرگونی دما بالا همانند کوردیریت و آندالوزیت بر روی شیست‌های دگرگونی ناحیه‌ای شده‌اند. توده‌های نفوذی گرانیتوئیدهای گروه III قبل از دگرشکلی Dn+1 و Dn+2 در منطقه نفوذ نمودند به طور وضوح آثار دگرشکلی فازهای Dn+1 و Dn+2 در کوردیریت شیست ها قابل مشاهده است (شکل ۳).



شکل (۶): توالی رویدادهای دگرشکلی (Dn، Dn+1، Dn+2) و دگرگونی (M1, M2) در کمپلکس سورسات. تبلور کانی‌های شاخص شامل بیوتیت، گارنت، استارولیت، کیانیت، آندالوزیت و کوردیریت در دگرگونی ناحیه‌ای M1 (پالئوسن) و دگرگونی مجاورتی M2 (پس از پالئوسن). (Whitney and Evans, 2010).

Fig (6): Sequence of deformation events (Dn, Dn+1, Dn+2) and metamorphic events (M1 to M5) in the Soursat Complex. Crystallization of index minerals including biotite, garnet, staurolite, kyanite, andalusite, and cordierite during regional metamorphism M1 (Paleocene) and contact metamorphism M2 (post-Paleocene). Abbreviations for names of minerals (Whitneyand Evans, 2010).

[1]Crenulation Cleavage



شکل (۷): ارتباط جایگیری و دگرشکلی توده‌های گرانیتوئیدی مجموعه سورسات با رویدادهای دگرشکلی (Dn، Dn+1، Dn+2).

Fig (7): Relationship between emplacement and deformation of granitoid intrusions in the Soursat Complex and the deformation events (Dn, Dn+1, Dn+2).

مدل زمین‌پویایی

فعالیت ماگمایی و دگرگونی در سورسات به فرایند slab roll-back نئوتتیس نسبت داده می‌شود. در پالئوسن، با عقب‌نشینی لیتوسفر فرورونده، کشش در پوسته فوقانی ایجاد شده و جایگیری توده‌های گروه II و دگرگونی ناحیه‌ای M1 رخ داده است. بالاآمدگی سریع بعدی، همراه با نفوذ توده‌های گروه رخ III و تشکیل M2، احتمالاً ناشی از جدایش ورقه فرورونده (slab break-off) یا افزایش همرفت گوشته‌ای بوده است. این سناریو با مدل‌های ارائه شده برای کورکمپلکس‌های اجین سزز و ترکیه شرقی قابل مقایسه است (Okay and Satir, 2000; Brunet *et al*., 2000).

نتیجه‌گیری

مجموعه کمپلکس سورسات در شمال‌غرب ایران بنا بر دلایل زیر می‌توان آن را کورکمپلکس تتیسایدی با سن پالئوسن و با راستای کشش SW-NE دانست. سه نسل گرانیتوئید با سنین پرکامبرین (گروه I، S-type، کمانی)، پالئوسن (گروه II، I-type، کالک‌آلکالن وابسته به فرورانش) و جوان‌تر از پالئوسن (گروه III، کوارتز پورفیری). دگرگونی ناحیه‌ای M1 در رخساره آمفیبولیت (فشار متوسط) همزمان با جایگیری توده‌های پالئوسن و دگرگونی مجاورتی M2 (فشار پایین، دمای بالا) ناشی از نفوذهای مرکزی (گروه III، کوارتز پورفیری). وجود گسل‌های نرمال مرزی و شواهد بالاآمدگی سریع (ناپایداری آلومینوسیلیکات‌ها). این کورکمپلکس حاصل فرایند slab roll-back در حین فرورانش نئوتتیس در پالئوسن است و قدیمی‌ترین کورکمپلکس شناخته شده در ایران محسوب می‌شود.

References

Abbo, A., Avigad, D., Gerdes, A., & Güngör, T. (2015). Cadomian basement and Paleozoic to Triassic siliciclastics of the Taurides (Karacahisar dome, south-central Turkey): paleogeographic constraints from U–Pb–Hf in zircons. *Lithos*, *227*, 122-139. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.03.022.

Alavi, M. (1994). Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, *229*(3-4), 211-238. https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2

Angiolini, L., Gaetani, M., Muttoni, G., Stephenson, M. H., & Zanchi, A. (2007). Tethyan oceanic currents and climate gradients 300 my ago. *Geology*, *35*(12), 1071-1074. https://doi.org/10.1130/G24031A.1.

Azizi, H., & Whattam, S. A. (2022). Does neoproterozoic-early paleozoic (570–530 Ma) basement of Iran belong to the cadomian orogeny?. *Precambrian Research*, *368*, 106474. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106474.

Bell, T.H. (2003). Early formed regional antiforms and synforms that fold younger matrix schistosities: their effect on sites of mineral growth. Tectonophysics, *367*, 253-278. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00126-4.

Berberian, M., & King, G. C. P. (1981). Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian journal of earth sciences*, *18*(2), 210-265. https://doi.org/10.1139/e81-163.

Brunet, C., Monié, P., Jolivet, L., & Cadet, J. P. (2000). Migration of compression and extension in the Tyrrhenian Sea, insights from 40Ar/39Ar ages on micas along a transect from Corsica to Tuscany. *Tectonophysics*, *321*(1), 127-155. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00067-6.

Buick, I. S. (1991). The late Alpine evolution of an extensional shear zone, Naxos, Greece. *Journal of the Geological Society*, *148*(1), 93-103. https://doi.org/10.1144/gsjgs.148.1.0093.

Burchfiel, B. C., Zhiliang, C., Hodges, K. V., Yuping, L., Royden, L. H., Changrong, D., & Jiene, X. (1992). The South Tibetan detachment system, Himalayan orogen: Extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional mountain belt. *Geological Society of America, 269*, 1-41. https://doi.org/10.1130/SPE269-p1

Dadfar, S., Aliani, F., Baharifar, A. A., & Zarrinkoub, M. H. (2019). Study of origin and petrogenesis of granitoid bodies of Soursat complex (Northwest of Takab): Whole-rock geochemical and Sr-Nd isotopic evidences. *Petrological Journal*, *9*(4), 1-24. (In Persian).

Davis, G. A., Darby, B. J., Yadong, Z., & Spell, T. L. (2002). Geometric and temporal evolution of an extensional detachment fault, Hohhot metamorphic core complex, Inner Mongolia, China. *Geology*, *30*(11), 1003-1006. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<1003:GATEOA>2.0.CO;2.

Dewey, J. F. (1988). Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, *7*(6), 1123-1139. https://doi.org/10.1029/TC007i006p01123.

Dinter, D. A. (1998). Late Cenozoic extension of the Alpine collisional orogen, northeastern Greece: origin of the north Aegean basin. *Geological society of America bulletin*, *110*(9), 1208-1230. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1998)110<1208:LCEOTA>2.3.CO;2.

Etemad-Saeed, N., Hosseini-Barzi, M., Adabi, M. H., Miller, N. R., Sadeghi, A., Houshmandzadeh, A., & Stockli, D. F. (2016). Evidence for ca. 560 Ma Ediacaran glaciation in the Kahar formation, central Alborz Mountains, northern Iran. *Gondwana Research*, *31*, 164-183. https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.01.005.

Garfunkel, Z. (2004). Origin of the Eastern Mediterranean basin: a reevaluation. *Tectonophysics*, *391*(1-4), 11-34. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.006.

Ghasemi, A., & Kermani, M. P. (2009). Structure of the Soresat metamorphic complex, North Sanandaj–Sirjan zone, northwest Iran. *Australian Journal of Earth Sciences*, *56*(7), 939-949. https://doi.org/10.1080/08120090903005394.

Hassanzadeh, J., Malekpour, A., Grove, M., Axen, G. J., Horton, B. K., Stockli, D. F., ... & Ghazi, A. M. (2005). Biarjmand metamorphic core complex; new evidence for Late Cretaceous–Paleocene extensional tectonics along the northern margin of central Iranian Plateau. In *Geological Society of America Abstracts with Programs*, *37*(7), 71

Jamshidi Badr, M., Collins, A. S., Masoudi, F., Cox, G., Mohajjel, M. (2013). The U-Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Soursat Complex, northwest Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences*, *22*(1), 1-31. https://doi.org/10.3906/yer-1001-37.

Jamshidi Badr, M. (2010). Dating of Precambrian metasedimentary rocks and timing of their metamorphism in the Soursat metamorphic complex (NW IRAN): Using LA–ICP-MS, U–Pb Dating of Zircon and Monazite. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, *21*(4).

Jamshidi Badr, M., Masoudi, F., Collins, A., Sorbi, A. (2012). Mineralogical evidence for regional metamorphism overprinted by contact metamorphism. *Acta Geologica Sinica (English Edition) 86*(1), 48-84. https://doi.org/10.1111/j.1755-6724.2012.00610.x.

Javadi, H. R., Esterabi Ashtiani, M., Guest, B., Yassaghi, A., Ghassemi, M. R., Shahpasandzadeh, M., & Naeimi, A. (2015). Tectonic reversal of the western Doruneh fault system: implications for Central Asian tectonics. *Tectonics*, *34*(10), 2034-2051. https://doi.org/10.1002/2015TC003931.

Kholghi Khasraghi, M. H. (1994). Quadrangle Geological Map of Shahin Dezh, Scale 1: 100,000. *Geol. Surv. Iran*.

Kholghi, M. H., & Vossoughi Abedini, A. (2004). Origin, Petrogenesis and radiometric age dating of Pichagchi Batholith (North West Iran). (In Persian).

Lonergan, L., & White, N. (1997). Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, *16*(3), 504-522. https://doi.org/10.1029/96TC03937.

Moghadam, H. S., Li, X. H., Santos, J. F., Stern, R. J., Griffin, W. L., Ghorbani, G., & Sarebani, N. (2017). Neoproterozoic magmatic flare-up along the N. margin of Gondwana: The Taknar complex, NE Iran. *Earth and Planetary Science Letters*, *474*, 83-96. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.06.028.

Muttoni, G., Mattei, M., Balini, M., Zanchi, A., Gaetani, M., & Berra, F. (2009). The drift history of Iran from the Ordovician to the Triassic. Geological Society London Special Publications, 312(1), 7-29. https://doi.org/10.1144/SP312.2.

Nayebi, N., Raeisi, D., Babazadeh, S., Xia, X. P., & Santosh, M. (2024). Zircon U–Pb–Hf and whole-rock Sr–Nd isotopic insights on the Silurian syenite–monzonite shoshonitic magmatism of Central Iran. *Geological Journal*, *59*(2), 483-496. https://doi.org/10.1002/gj.4876.

Nouri, F., Azizi, H., Asahara, Y., Whattam, S. A., Tsuboi, M., Mohammad, Y. O., ... & Anma, R. (2021). Coexistence of two types of Late Paleocene adakitic granitoid, Soursat complex, NW Iran. *Lithos*, *404*, 106438. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106438.

Okay, A. I., & Satir, M. (2000). Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey. *Geological Magazine*, *137*(5), 495-516. https://doi.org/10.1017/S0016756800004532.

Pelissier, G., & Bolourchi, M. H. (1967). East Takab metamorphic complex (unpublished).

Platt, J. P., & Vissers, R. L. M. (1989). Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology*, *17*(6), 540-543.https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0540:ECOTCL>2.3.CO;2.

Ramezani, J., & Tucker, R. D. (2003). The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American journal of science*, *303*(7), 622-665. https://doi.org/10.2475/ajs.303.7.622.

Ratschbacher, L., Frisch, W., Linzer, H. G., & Merle, O. (1991). Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2: structural analysis. *Tectonics*, *10*(2), 257-271. https://doi.org/10.1029/90TC02622.

Ratschbacher, L., Merle, O., Davy, P., & Cobbold, P. (1991). Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 1: boundary conditions and experiments scaled for gravity. *Tectonics*, *10*(2), 245-256. https://doi.org/10.1029/90TC02623.

Robertson, A. H. F., Clift, P. D., Degnan, P. J., & Jones, G. (1991). Palaeogeographic and palaeotectonic evolution of the Eastern Mediterranean Neotethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *87*(1-4), 289-343. https://doi.org/10.1016/0031-0182(91)90140-M.

Royden, L. H. (1993). Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, *12*(3), 629-638. https://doi.org/10.1029/92TC02641.

Saki, A. (2010). Proto-Tethyan remnants in northwest Iran: geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks. *Gondwana research*, *17*(4), 704-714. https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.08.008.

Sengör, A. M. C. (1987). Tectonics of the Tethysides: Orogenic collage development in a collisional setting: Annual Review Earth Planetary Science, *15*. https://doi.org/10.1146/annurev.ea.15.050187.00124.

Stampfli, G. M., & Borel, G. D. (2002). A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary science letters*, *196*(1-2), 17-33. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X.

Stockli, D. F., Hassanzadeh, J., Stockli, L. D., Axen, G., Walker, J. D., & Dewane, T. J. (2004, November). Structural and geochronological evidence for Oligo-Miocene intra-arc low-angle detachment faulting in the Takab-Zanjan area, NW Iran. In *Abstract, Programs Geological Society of America*, *36*(5), p. 319.

Thomson, S. N., Stöckhert, B., & Brix, M. R. (1999). Miocene high-pressure metamorphic rocks of Crete, Greece: rapid exhumation by buoyant escape. *Geological Society, London, Special Publications*, *154*(1), 87-107. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.154.01.04.

Torsvik, T. H., & Cocks, L. R. M. (2009). The Lower Palaeozoic palaeogeographical evolution of the northeastern and eastern peri-Gondwanan margin from Turkey to New Zealand. https://doi.org/10.1144/SP325.2.

Verdel, C., Wernicke, B. P., Ramezani, J., Hassanzadeh, J., Renne, P. R., & Spell, T. L. (2007). Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran-style metamorphic core complexes in the Saghand region of central Iran. *Geological Society of America Bulletin*, *119*(7-8), 961-977. https://doi.org/10.1130/B26102.1.

Vesali, Y., Esmaeily, D., Moazzen, M., Chiaradia, M., Morishita, T., Soda, Y., & Sheibi, M. (2020). The paleozoic Jalal Abad mafic complex (Central Iran): Implication for the petrogenesis. *Geochemistry*, *80*(1), 125597. https://doi.org/10.1016/j.chemer.2020.125597.

Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, *95*(1), 185-187. https://doi.org/10.2138/am.2010.3371.

Yilmaz Şahin, S., Aysal, N., Güngör, Y., Peytcheva, I., Neubauer, F., 2014. Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of metagranites in Istranca (Strandja) Zone, NW Pontides, Turkey: Implications for the geodynamic evolution of Cadomian orogeny. Gondwana Research *26*(2), 755-771. https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.07.011.

Zanchi, A., Malaspina, N., Zanchetta, S., Berra, F., Benciolini, L., Bergomi, M., ... & Kouhpeyma, M. (2015). The Cimmerian accretionary wedge of Anarak, Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, *102*, 45-72. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.08.030.