

نمذجة للحسابات الجيو ضغط حرارية للبيريدوتيت الحامل للسبينيل في الجملة الترموديناميكية
 $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{Cr}_2\text{O}_3$ باستخدام تيرموكالك.
 تطبيق عملي على حشوات بركنة الغاب/شمال غرب سورية

الدكتور بشار بغدادي*

(تاريخ الإيداع 4 / 5 / 2020. قُبِلَ للنشر في 27 / 7 / 2020)

□ ملخص □

تقدّم هذه الورقة نموذجاً جديداً لحساب العلاقات الطورية في البيريدوتيت الحامل للسبينيل باستخدام برنامج الحسابات الجيو ضغط حرارية تيرموكالك Thermocalc في الجملة NCFMASCr. تُعتبر هذه الجملة واسعة بما فيه الكفاية لتقدم محاكاة للعلاقات الطورية في البيريدوتيت الحامل للسبينيل والتخلص من إشكاليات مقياس الضغط "barometer" في السبينيل بالطرق التقليدية. تمت نمذجة العلاقات الطورية من أجل تركيب حشوات البيريدوتيت الحامل للسبينيل المأخوذة من انهدام الغاب من خلال حساب التركيب الكيميائي الكلي للصخر بالربط بين التراكيب الفلزية والنسب الكمية لها في الصخر ومن ثم إنشاء مخطط أطوار (مقطع ظاهري "pseduosection" بدلالة الحرارة والضغط P-T) وتحديد حقل ثباتية المجموع الفلزي $\text{cpx} + \text{opx} + \text{ol} + \text{sp}$ (المكوّن للحشوات المدروسة) وتبين أنه يحدد مجالاً يقع بين 900 و 1360 درجة مئوية وضغط يتراوح بين 7.5 و 23 كيلوبار. وتطبيق تقنية الإيزومود تبيين أنّ النسب الكمية من الأطوار (Modes) قد توازنت عند درجة الحرارة 1130 م تقريباً وضغط بحدود 9.5 كيلوبار. وإنّ عمق المصدر المتوقع لهذه الحشوات هو بحدود 32 كيلو متر، وهو ما يقابل الحد الأعلى للمعطف العلوي في بركنة الغاب. تمت مقارنة هذه النتائج مع معطيات سابقة محسوبة بطرائق الحسابات الجيو ضغط حرارية التقليدية وتم تفسير التباينات حيث أنّ تيرموكالك بإمكانه إظهار دور عناصر حساسة للحرارة والضغط كالكروم والألمنيوم في تغيير الحد الأعلى لثباتية المجموع الفلزي $\text{cpx} + \text{opx} + \text{ol} + \text{sp}$ إذا ما تمّ اختيار التراكيب المناسبة في قاعدة بياناته أثناء العمليات الحسابية وهو ما لا يمكن عمله بالطرائق التقليدية.

الكلمات المفتاحية: حسابات جيو ضغط حرارية، تيرموكالك، حشوات معطفية، انهدام الغاب.

* مدرس - قسم الجيولوجيا - كلية العلوم - جامعة دمشق - دمشق - سورية.

البريد الإلكتروني: damascusuniversity.edu.sybashar.baghdadi@

Modeling of Spinel-Bearing Peridotite Geothermobarometry Calculation in the Thermodynamic System $\text{Na}_2\text{O-CaO-FeO-MgO-}$ $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-Cr}_2\text{O}_3$ Using Thermocalc. Application on Xenoliths from Al-Ghab Volcanism/Northwest Syria.

Dr. Bashar Baghdadi*

(Received 4 / 5 / 2020. Accepted 27 / 7 / 2020)

□ ABSTRACT □

This study provides a new model for estimating the phase relations in spinel-bearing peridotite using the geothermobarometry software “Thermocalc” in the system NCFMASCr. This system is large enough to provide a simulation for phase relations in spinel-bearing peridotite and to eliminate classic spinel barometry issues. The phase relations for the spinel-peridotite xenoliths composition (from Al-Ghab depression) have been modeled by calculating the bulk-rock composition via relating mineral compositions with its modes, and then the phase diagram “*P-T pseudosection*” has been created. The stability field of the paragenesis: cpx + opx + ol + sp (forming the xenoliths) defined a domain of temperature ranging from 900 to 1360 °C and pressure ranging from 7.5 to 21 Kbar. Using the “*Isomode*” method, it has been concluded that mineral modes were equilibrated at a temperature of about 1130 °C and a pressure of about 9.5 Kbar. The estimated depth of the xenoliths origin is about 32 km corresponding to almost upper limit of the upper mantle in Al-Ghab volcanism. The results have been compared to the previous documented data calculated using classic geothermobarometry, and the differences have been interpreted as Thermocalc can show the role of pressure and temperature-sensitive elements such as Chromium and Aluminum in changing the upper limit of stability of the paragenesis cpx + opx + ol + sp only if the appropriate compositions were chosen in the dataset during calculation processes; and this, couldn't be done using classic methods.

Keywords: Geothermobarometry, Thermocalc, Mantle Xenoliths, Al-Ghab depression.

* Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Damascus University, Damascus, Syria.

E-mail: bashar.baghdadi@damascusuniversity.edu.sy

مقدمة

تقوم الطرائق الجيو ضغط حرارية (Geothermobarometry) التقليدية الكلاسيكية على التحديد الكمي للحرارة والضغط التي بلغ عندها الصخر الناري أو المتحول التوازن الكيميائي. حيث يشير مصطلح "كلاسيكية" إلى طرائق حساب شروط الضغط والحرارة $P-T$ لتفاعل كيميائي معين. إن مقاييس الحرارة Thermometers عادة ما تكون فلزات توجد معاً ويكون بينها تفاعلات حساسة للحرارة ولكنها ليست شديدة الحساسية للضغط. أما مقاييس الضغط Barometers فعادةً ما تكون فلزات توجد معاً ويكون بينها تفاعلات حساسة للضغط ولكنها قليلة الحساسية للحرارة. إلا أنه ليس لكل الصخور مجموع فلزي يشكّل مقاييس حرارة وضغط بأن معاً (Mukherjee, 2012). وبالرغم من أن درجات حرارة التوازن يمكن توقعها بشكل تقريبي باستخدام عدد من التفاعلات التبادلية (مثل تبادل الحديد والمغنيزيوم بين الكلينوبيروكسين والأورثوبيروكسين)، إلا أن تحديد ضغط التوازن هو الأكثر إشكالية على وجه الخصوص في الحشوات البيريدوتيتية الحاملة للسينيل، وقد اقترحت العديد من البارومتريات لقياس الضغط في حشوات البيريدوتيت ذو السينيل مثل البيروكسين بمفرده (Mercier, 1980) و تبادل الكالسيوم بين الأوليفين والكلينوبيروكسين (Köhler and Brey, 1990)، إلا أن لجمعها مشكلة مشتركة في دقتها (Carswell and Gibb, 1987 على سبيل المثال) ومن المعتقد أن مقياساً دقيقاً ومناسباً للضغط للبيريدوتيت الحامل للسينيل عادةً ما يكون إشكالياً (Medaris et al., 1999، O'Reilly et al., 1997)، حيث إن التفاعلات بين الأطوار في البيريدوتيت الحامل للسينيل والمستخدمة من أجل حساب ضغط المصدر هي أكثر تعقيداً ومحدودية. وإن عدم وجود مقياس جيو ضغطي مُحكم للبيريدوتيت الحامل للسينيل هو أمر مؤسف في ظل توفر أكثر من 3500 موقعاً للحشوات وعشرات الكتل المعطفية حول العالم التي تحتوي على السحنات المعطفية الحاملة للسينيل (Embey-Isztin, 2016). وبالتالي فإن إمكانية حساب سماكات الليثوسفير أو التدرج الحراري القديم يبقى دون المأمول على امتداد النطاقات الجغرافية والأوضاع التكتونية واسعة الامتداد.

وبالتالي، فإن بديلاً متقدماً عن القياسات الجيو ضغط حرارية التقليدية بات شيئاً فشيئاً ينتشر وبسيطراً حديثاً عليها حديثاً، و تقوم الطرائق المتقدمة في أساسها على التركيب الكيميائي المجل لل صخر من أجل حساب مخطط توازن الأطوار، وهو ما يطلق عليه اسم المقطع الظاهري "pseudosection"، من أجل تحديد الشروط التي يكون عندها مجموعاً فلزياً معيناً ثابتاً (De Berman, 2007، Berman, 1991، Powell and Holland, 1988، Capitani and Petrakakis, 2010). إن مثل هذه الحسابات تقوم بالتنبؤ بالوفرة الكمية النسبية للفلازات (modes) والتراكيب الفلزية عند شروط مختلفة من الضغط والحرارة. وإن هذه المقاربة، أي النمذجة المتقدمة، أكثر متانة من أن يتم حساب الضغط والحرارة من تحليل فلزي، وهي تقيد وتحدد شروط الضغط والحرارة التي تم عندها التوازن. حيث أنه وبفضل توافر معطيات ترموديناميكية حديثة من أجل طيف واسع من التراكيب الفلزية النقية End-Members للعديد من الفلازات المكونة للصخور، فإن القياسات الحرارية الضغوية Thermobarometry تقوم الآن على المزوجة بين العديد من التوازنات من أجل إيجاد الضغط والحرارة $P-T$ التي تشكل عندها الصخر.

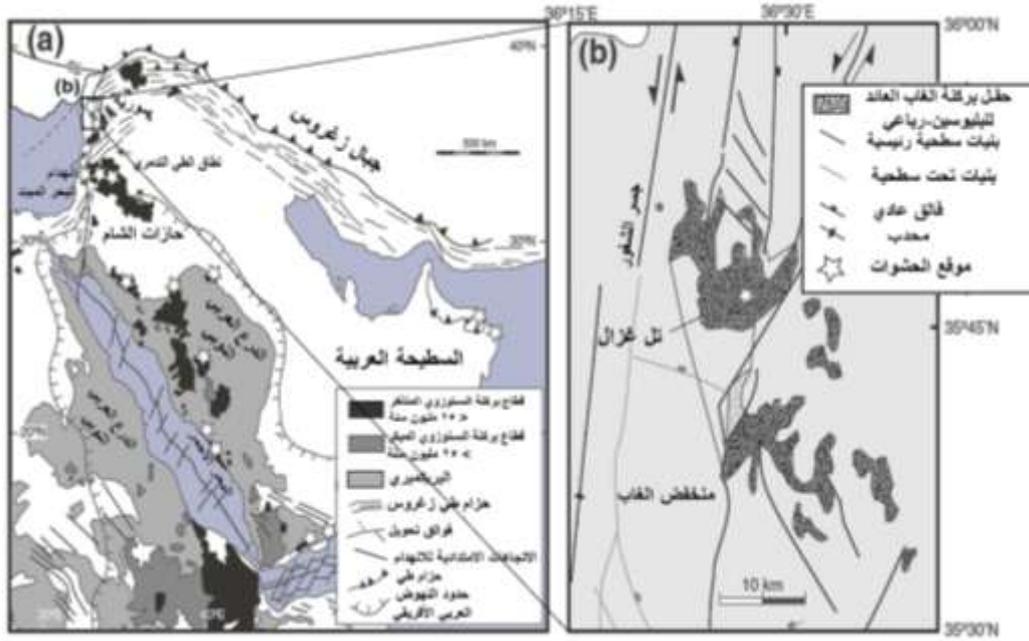
أهمية البحث وأهدافه

تهدف هذه الدراسة بصورة رئيسة إلى إنشاء مخطط أطوار خاص بالتركيب الكيميائي للحشوات البيريدوتيتية الحاملة للسبينيل في انهدام الغاب البركاني ذات التركيب الفلزي أوليفين ol + أورثوبيروكسين opx + كلينوبيروكسين cpx + سبينيل sp، وإلى مواصلة عملية نمذجة الشروط الجيو ضغط حرارية للحشوات المعطفية في البركة السورية باستخدام الطرائق المتقدمة والتي بدأها (Baghdadi, 2018). علماً أنّ مخطط أطوار خاص بالتركيب الكيميائي لتلك الحشوات لم يسبق وأن تمّ عمله، ومن هنا تأتي أهمية هذه الدراسة التي تقوم على إعادة حساب الشروط الجيو ضغط حرارية لحشوات بيريدوتيتية حاملة للسبينيل (ذات تحاليل ومعطيات متوفرة) وتدقيقها باستخدام الطرق المتقدمة، ومن ثم تقييم النتائج ومقارنتها بنتائج الطريقة الكلاسيكية لنفس الصخر، وتفسير التباينات بالنتائج إن وجدت في ظلّ التقدم الواسع في المعطيات الترموديناميكية للتوازنات الطورية في الصخور والتي أصبحت تشكل نواة برامج الحسابات الجيو ضغط حرارية المتقدمة مثل تيرموكالك.

تمثل الحشوات البيريدوتيتية الحاملة للسبينيل المأخوذة من انهدام الغاب المثال الذي ستطبق عليه هذه الدراسة، وتأتي أهمية الحشوات بشكل عام من أنها تقدّم معطيات حول الليثوسفير الذي اشتقت منه وخصوصاً فيما يتعلق بالتطور الحراري والضغطي لليثوسفير. ولذلك أهمية كبيرة في الدراسات التي تهتم بالمعطف والليثوسفير. حيث تمثل حشوات الغاب عينات "مجانبة" قادمة من أعماق أسفل القشرة الأرضية الأمر الذي جعلها موضوعاً للعديد من الدراسات الجيولوجية وعلى وجه الخصوص بسبب ارتباطها بالفالق الانهلامي شمال البحر الميت.

إذاً، تقوم الدراسة على زجّ المعطيات البتروجيوكيميائية المتوفرة عن الحشوات المعطفية (بيروتيت حامل للسبينيل) في انهدام الغاب في عملية حسابات الشروط الجيو ضغط حرارية ونمذجتها باستخدام المعطيات الترموديناميكية المتقدمة التي يوفرها برنامج تيرموكالك.

ترتبط الصخور البركانية في شمالي الغاب بالعديد من المخاريط التي نتج عنها انسكابات من اللافا والسكريا والتي تغطي مناطق صغيرة نسبياً (الشكل a1)، ويشمل الحقل البركاني في الغاب حوالي 40 مخروط بركاني منتشرة على مساحة تبلغ حوالي 600 كم²، وتتكون الصخور البركانية أساساً من البازانيت مع كميات أقل من الهواييت والبازلت القلوي (Ma et al., 2011). وقد تمّ الاعتماد على التحاليل الجيوكيميائية لفلزات عينات من حشوات البيريدوتيت الحامل للسبينيل من بركان تل غزال في انهدام الغاب (الشكل b1) (Ma et al., 2015).



الشكل 1. (a) المواقع الجغرافية لبركنة السسنوزوي في السطحة العربية، (b) انهدام الغاب في شمال غرب سورية. تم تمييز موقع حشوات تل غزال بنجمة في (b) (Ma et al., 2011).

أعطت العديد من الدراسات الجيولوجية والجيوفيزيائية والبنوية صورة واضحة عن بركنة الغاب وعلاقتها بفالق البحر الميت (Brew et al., 2001a, Kopp et al., 1999, Devyatkin et al., 1997, Domas, 1994, Besançon and Sanlaville 1993, Ponikarov et al., 1969)، و خلصت تلك الدراسات إلى أنّ الحركة باتجاه الشمال للسطحة العربية وتصادمها مع السطحة الأوراسية هو السبب في انفتاح وتوسع البحر الأحمر والحركة نحو اليسار على طول فالق خليج العقبة اعتباراً من الميوسين (Sigachev et al., 1995, Tervonov 1986, Barazangi et al., 1993). حيث نجم عن هذه الحركة ما يسمى بالانهدام الذي يترافق بنشاطات بركانية نتيجة لتباعد الليثوسفير، وتنتشر هذه البراكين على امتداد الانهدام، وتمتاز هذه البركنة بوفرة الحشوات المعطفية فيها وكذلك تلك التي تأتي من أسفل القشرة.

يُعتبر بركان تل غزال العائد للبلويسين الأعلى واحداً من أبرز المخاريط الحاملة للحشوات شمال الغاب، تم دراسة و توثيق عدد كبير من العينات من هذه الحشوات (المئات) في العديد من الدراسات السابقة مثل Turkmani and Al-Sharaa, 2004، و بينت تلك الدراسات أن البيريدوتيت ذو سبينيل يشكل أكثر من 80 بالمئة من تلك الحشوات مع غياب للبيريدوتيت الحامل للغارنت.

أعطت دراسة الشروط الجيو ضغط حرارية للحشوات البيريدوتيتية الحاملة للسبينيل في بركنة الغاب بالطرائق الكلاسيكية من قبل العديد من الباحثين، نتائج وقيم متفاوتة من الحرارة والضغط وذلك بحسب الطريقة المتبعة، وذلك على النحو الآتي:

- بحسب (Ma et al., 2011) والطرائق التي اتبعتها في الحسابات كانت النتائج على النحو الآتي:
- طريقة قياس الحرارة بالاعتماد على طوري بيروكسين حسب (Brey and Köhler, 1990) ، $T_{2Px-BKN}$ ، تتراوح الحرارة بين 824 و 993 درجة مئوية.

- طريقة قياس الحرارة بالاعتماد على طوري بيروكسين بحسب (Taylor 1998) : T_{2P_x-TA98} ، تتراوح الحرارة بين 893 و 965 درجة مئوية.
 - طريقة قياس الحرارة بالاعتماد على الكالسيوم في الأورثوبيروكسين : $T_{Ca-in-Opx}$ بحسب (Brey and Köhler, 1990) والمعدلة من قبل (Nimis and Grütter, 2010)، تتراوح الحرارة بين 895 و 999 درجة مئوية.
 - طريقة قياس الحرارة بالاعتماد على الألمنيوم والكروم في الأورثوبيروكسين : $T_{Al-Cr-in-Opx}$ بحسب (Witt-Eickschen and Seck, 1991)، تتراوح الحرارة بين 853 و 965 درجة مئوية.
 - وطريقة قياس الحرارة والضغط بحسب المعادلتين 37 و 38 من معادلات (Putirka, 2008) : T_{2P_x-PU37} و P_{2P_x-PU38} ، تتراوح الحرارة بين 893 و 999 درجة مئوية.
 - أي، وبحسب Ma et al., 2011، فإن قياسات الحرارة في حشوات الغاب أعطت مجالاً من الحرارة يتراوح بين 824 و 999 درجة مئوية.
 - أما الضغط فيتراوح بين 6 و 14 كيلوبار.
 - وتم الاستنتاج بأن العينات المدروسة قد تشكلت عند مجال عمقي يتراوح بين 24 و 42 كم.
 - كذلك قام (Turkmani and Al-Sharaa, 2004) بحسابات للحرارة والضغط التي تشكلت عندها حشوات البيريدوتيت الحامل للسبينيل في الحقل البركاني في الغاب وكانت النتائج بحسب الطرائق المستخدمة كما يلي:
 - بين 950 و 993 بحسب طريقة (Perchuk, 1977)
 - و بين 992 و 1014 بحسب طريقة (Wells, 1977)
 - و بين 1150 و 1170 بحسب طريقة (Boyd and Nixon, 1973)
 - و بين 1020 و 1040 بحسب طريقة (Mysen, 1976)
 - أما الضغط فقد تم توقعه بأنه يتراوح بين 7 و 11 كيلو بار بحسب طريقة (Marakushev, 1985) والاستنتاج بأنه دون الـ 20 كيلو بار عموماً.
 - قام Bilal et al., 2001 على نحو مماثل بتوقع للحرارة والضغط لعينات من الحشوات مأخوذة من نفس المنطقة المعنية (بركنة الغاب) وذلك باستخدام بعضاً من الطرائق المشار إليها أعلاه بالإضافة لطريقة (Bertrand et al., 1986) وكانت النتيجة تشير إلى شروط حرارية تتراوح بين 900 و 1100 درجة مئوية وشروط من الضغط تتراوح بين 9 و 11.5 كيلوبار.
- تُظهر هذه التفاوتات في قيم حرارة و ضغط الحشوات أنّ هذه الحسابات حساسة جداً وهي تتغير من باحث لآخر بحسب الطريقة المتبعة، كما أنها يُمكن أن تتغير لدى نفس الباحث فقط باتباع طريقة أخرى، علماً أنها أصلاً حساسة للتراكيب المستخدمة حتى لو تم اتباع نفس الطريقة. ومن هنا تأتي أهمية البحث في إظهار أهمية وفعالية الطرائق الجيو ضغط حرارية المتقدمة في تقديم حلول وبدائل ذات دقة وموثوقية عالية وخصوصاً لقدرتها على الربط بين التركيب الكيميائي والفلزي للصخر من خلال كم كبير من المعطيات الترموديناميكية الدقيقة والكثيرة للأطوار الفلزية المختلفة وللنقايات فيما بينها.

طرائق البحث ومواده

تعتمد طريقة البحث تعتمد على برمجية الحسابات الجيو ضغط حرارية المسماة تيرموكالك من أجل حساب ونمجة مخطط أطوار للصخر المدروس. وإنّ عملية الرّبط بين المشاهدات البتروغرافية المتمثلة بالمجموع الفلزي للصخر والنسب الكمية من جهة، وبين التركيب الكيميائي المجل "Bulk rock composition" الذي يتم حسابه من جهة أخرى لإنشاء مخطط الأطوار الفلزية المتوازنة (المقطع الظاهري P-T) تمثل الحجر الأساس في هذه الدراسة. وبناءً عليه يتم تحديد مجال الحرارة والضغط الذي توازن عنده الصخر المدروس، ومن ثم مقارنة النتائج بتلك المنجزة بالطرائق الكلاسيكية من أجل نفس الصخر ونفس التركيب واستنتاج أسباب التشابهات والتباينات والإضاءة على أفضلية هذه الطريقة أو تلك في الحسابات الجيو ضغط حرارية.

○ لماذا طريقة تيرموكالك؟

يتم توقع شروط الضغط والحرارة P-T التي تشكل عندها صخر ما باستخدام حسابات المقطع الظاهري التي يوفرها تيرموكالك وكذلك بالطرائق التقليدية. إلا أنّ الطرائق التقليدية في الحسابات الضغط-حرارية تستخدم فقط ترموديناميكية التوازن لتفاعلات متوازنة بين فلزات نقية، ويربط ذلك بالتركيب الفلزية التي تتم مشاهدتها في العينة المدروسة. بالمقابل، فإن طريقة المقطع الظاهري تقوم بإشراك حسابات متقدمة في التوازنات الفلزية من أجل تركيب كيميائي محدد وهو تركيب الصخر المدروس. ولدى الربط بمعطيات الصخر المدروس مثل المجموع الفلزي، ونسب الفلزات، وتركيب الفلزات، فإنّ المقطع الظاهري لديه القدرة على أن يزودنا بمعلومات إضافية شديدة الأهمية حول القياسات الضغط-حرارية. وذلك لأن التركيب الكيميائي للصخر يسمح بالتروّد بملامح وشروط إضافية فيما يخص الضغط والحرارة لا توفرها الطرائق التقليدية في الحسابات الضغط-حرارية، مثل أن يكون الفلز ضمن المجموع الفلزي لم يعد ثابتاً، أو مثلاً أين يمكن أن ينضم فلز إضافي إلى المجموع الفلزي (Powell and Holland, 2008). وكل ذلك يتم من خلال توظيف المعطيات الترموديناميكية الحديثة في قاعدة بيانات البرنامج.

إنّ المقطع الظاهري بدلالة الضغط والحرارة (P-T Pseudosection) المزمع إنشاؤه هو نوع من مخططات الأطوار التي تُظهر حقول الثباتية للمجموعات الفلزية المتوازنة من أجل تركيب صخري مجمل ومحدد. ويُمكن القول ببساطة وبشكل عام إنّ نمجة المقاطع الظاهرية تُعتبر أداةً للقياسات الضغط حرارية الأكثر فعالية (Powell and Holland, 2008).

علاوةً على كل ما سبق، يُعتبر برنامج تيرموكالك من أشهر برامج الحسابات الترموديناميكية في العمليات الجيولوجية وأكثرها استخداماً (Powell et al., 1998, Powell & Holland, 2001). وهو بالإضافة للبرامج الملحقة به مثل DRAWPD والتي تساعد في عمليات إظهار المخطط وتحويله لرسم بالإضافة للعديد من الخيارات الأخرى جميعها مكتوبة بلغة البرمجة باسكال. ويجدر التنويه إلى أن برنامج تيرموكالك يخضع بشكل دوري لتعديلات في قواعد البيانات الترموديناميكية لذلك فإنه من الأفضل استخدام الإصدار الأحدث دوماً والمتوفر على موقع الأنترنت:

<http://www.metamorph.geo.uni-mainz.de/thermocalc>

تمّ في هذه الدراسة استخدام الإصدار (tc340) من البرنامج الحاسوبي تيرموكالك والذي كان قد صمم لأول مرة من قبل (Powell & Holland, 1988) مع اعتماد النسخة المحدّثة من قاعدة البيانات الترموديناميكية المترابطة داخلياً لـ (Holland & Powell 1990, 1998) ds622 لعام 2015، وإنّ الخطوط العريضة أو منهجية العمل من أجل

تجهيز البرنامج وجعل بنيته جاهزة للتعاطي مع الصخر المدروس بعينه والاستفادة بالتالي من خصائص تيرموكالك هي كالاتي:

1- حساب التركيب الكيميائي الكلي (كنسبة مئوية مولية) اعتباراً من العينات الصخرية المدروسة.
2- بناء نموذج جملة ترموديناميكية خاص بالصخر المدروس من خلال إدخال التركيب المحسوب ضمن قاعدة بيانات البرنامج، وكذلك اختيار نماذج تراكيب الفلزات النقية ومحايلها الصلبة (وهذا يعني ضمناً تحديد البارامترات الترموديناميكية المناسبة)، ومن ثم تتم عمليات الحسابات الترموديناميكية من أجل تحريّ الفلزات القابلة لأن تكون ضمن مجموع فلزي ثابت ومتوازن عند شروط مختلفة من الضغط والحرارة، أي سيكون ممكناً تحديد حقول الثباتية لكل مجموع فلزي متوازن ضمن مجال معين من الضغط والحرارة. ويُمكن من خلال البرنامج أيضاً أن نحسب النسب الكمية من الأطوار الواقعة ضمن تلك الحقول (Baghdadi, 2018، Baghdadi et al., 2013، White et al., 2008، Kelsey et al., 2003، Clarke et al., 2007).

فيما يأتي سيتم استعراض وشرح خطوات ومراحل العمل، مع الإشارة إلى أنّ اختيار معطيات متوفرة مسبقاً والقيام بنمذجتها هو أمر تقتضيه طبيعة هذه الدراسة التي تهدف بصورة رئيسة للقيام بعملية مقارنة وبالتالي فإنّ العمل بحاجة لمعطيات قد تم استخدامها بطريقة الحسابات الكلاسيكية بعد إعادة توظيفها في برنامج تيرموكالك ومشاهدة ما يمكن أن ينتج عنه من نتائج من أجل المعطيات نفسها، أي يجب أن يتحقق استخدام نفس المعطيات في كلتا الحالتين لتكون مقارنة النتائج ذات دلالة ومعنى.

أ- اختيار نموذج الجملة "system" الترموديناميكية من قواعد بيانات برنامج تيرموكالك، ويتم الاختيار وفق معايير، بحيث يراعي النموذج الذي يتم اختياره التركيب الكيميائي لعينات الصخر المدروس وكذلك تركيب كل من المحاليل الصلبة والتراكيب النقية للمجموع الفلزي في الصخر. ويتم التعبير عن نموذج الجملة التي يتم اختيارها عادةً على شكل أكاسيد العناصر الرئيسية وبناءً على هذا النموذج يقوم البرنامج أثناء الحسابات بتشكيل الأطوار الفلزية والعمليات التفاعلية فيما بينها. وقد تم اختيار الأكاسيد التي ستمثل المجموع الفلزي في الصخر المدروس على النحو الآتي: $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{Cr}_2\text{O}_3$ والمتعارف عليه اختصاراً في قاعدة بيانات تيرموكالك بـ الجملة NCFMASCr. حيث تمثل هذه الأكاسيد المكونات الرئيسية في البيريدوتيت، في حين أنّ مكونات أخرى مثل TiO_2 و MnO_2 ليس لها في العموم تأثير يُذكر في توازن البيريدوتيت فلا يُمكن لها أن تغير من الضغط الذي يحدث عنده الانتقال من سحنة البيريدوتيت ذو بلاجيوكلاز إلى بيريدوتيت ذو سينيل، والبيريدوتيت ذو سينيل إلى بيريدوتيت ذو غارنت (Klemme, 2004، Nickel, 1986) لذلك فقد اعتمدنا الأكاسيد السبعة المذكورة فقط.

ب- حساب التركيب الكيميائي الكلي للصخر تمهيداً لإدخاله في قاعدة بيانات البرنامج. علماً أنّ التركيب الكيميائي الذي يتم على أساسه حساب المقطع الظاهري بدلالة كل من الحرارة T والضغط P تم حسابه اعتباراً من التحليل الجيوكيميائي للفلزات المكونة للصخر. وغالباً ما يتم الحصول على هذه التحاليل من خلال التحليل بجهاز Electron probe micro analyzer ويتم بعد ذلك حساب التركيب الكيميائي الكلي للصخر بالربط بين التراكيب الجيوكيميائية للفلزات والوفرة النسبية لهذه الفلزات في الصخر. علماً أنّ التركيب الكيميائي الكلي للصخر يُمكن أن نحصل عليه مباشرةً من التحليل الجيوكيميائي لمجمل الصخر بواسطة XRF، لكن المشكلة هي أنّ الصخور عادةً ما تبدي تنطقاً كيميائياً للعديد من بلوراتها وبالتالي فإن عملية اختيار التركيب المجمل "الفعال" يجب أن تتم بدقة وعناية ليتم مثلاً

اختيار تركيب نواة البلورة وعزل أو استثناء الأطراف وهذه الإمكانيات توفرها المعطيات الجيوكيميائية المتوفرة في (Ma et al., 2015).

تمّ حساب التركيب الكيميائي المجلد الذي تم اعتماده في هذه الدراسة اعتباراً من التركيب الوسطي للأوليفين + ol أورثوبيروكسين + opx + كلينوبيروكسين cpx + سينيل sp (الجدول 1) في الصخور التي تم اختيارها للدراسة (حشوات سينيل ذو بيريدوتيت) (Ma et al., 2015) وذلك بعد ربطه بالوفرة النسبية لهذه الفلزات ضمن العينات المدروسة (الجدول 2).

الجدول 1. التركيب الكيميائي الوسطي لكل من الفلزات المكونة للحشوات المدروسة (حشوات انهدام الغاب).

	ol	cpx	opx	sp
SiO ₂	40.94611	53.13182	55.9865	-
TiO ₂	0.052	0.547879	0.0805	0.538571
Al ₂ O ₃	0.03722	4.765152	3.0725	41.46619
Cr ₂ O ₃	0.03444	1.347879	0.432	25.27143
FeO	9.439444	3.116061	6.3295	12.19905
Fe ₂ O ₃	-	-	-	3.442381
MnO	0.137222	0.099394	0.14355	0.209048
NiO	0.327778	0.05697	-	0.26
MgO	49.15167	15.19485	31.578	17.25286
CaO	0.084944	20.10576	0.75	-
Na ₂ O	0.01	1.296667	0.1295	-
K ₂ O	0.005	0.010606	0.0025	-
Total	100.2258	99.67303	98.50455	100.6395

تمّ حساب التراكيب اعتباراً من Ma et al., 2015.

هذا التركيب المحسوب هو الآتي (طبعاً بعد تحويله لنسبة مئوية مولية %mol مثلما يتطلب تيرموكالك):

SiO₂: 43.417, Al₂O₃: 2.340, CaO: 2.245, MgO: 42.195, FeO: 8.674, Na₂O: 0.151, Cr₂O₃: 0.978

الجدول 2. الوفرة النسبية للأطوار الفلزية (Modes) المتواجدة

في عينات البيريدوتيت ذو سينيل بحسب (Ma et al., 2015) مُعبراً عنها كنسب مئوية مولية (%mol).

الطور الفلزي	sp	ol	opx	cpx	المجموع
الوفرة النسبية للطور (%mol)	3	71	17	9	100

ومن تمّ إدخال التركيب المحسوب هذا ضمن قاعدة بيانات تيرموكالك كما في الشكل 2.

```

pseudosection yes

% Bulk composition (converted to wt%):
% -----
%          SiO2  Al2O3  CaO  MgO  FeO  Na2O  CP
setbulk yes  43.417  2.340  2.245  42.195  8.676  0.151  0.078 % Al-Ghab Depression 2020
% -----

setmodelso yes
reromodelso yes

calcg no
dogms no

calcsdble no % CALCULATE UNCERTAINTY

smath no
draspd yes

modebox yes

slsmath no
fabsmath no

% script to give melt composition in wt%:
% -----
%          SiO2  Al2O3  CaO  MgO  FeO  Na2O  0  Cr2O3
convliq  1  0  0  0  0  0  0  0 % SiO2
convliq  0  1  0  0  0  0  0  0 % Al2O3
convliq  0  0  1  0  0  0  0  0 % CaO
convliq  0  0  0  1  0  0  0  0 % MgO
convliq  0  0  0  0  1  0  0  0 % FeO
convliq  0  0  0  0  0  1  0  0 % Na2O
convliq  0  0  0  0  2  0  1  0 % Fe2O3
convliq  0  0  0  0  0  0  0  1 % Cr2O3
    
```

الشكل 2. ملف معطيات **datafile** يحتوي على معلومات تمثل البنية الأساسية في عمل تيرموكالك، يتم هنا إدخال التركيب الكيميائي المحسوب على شكل نسب مئوية من الأكاسيد المختارة (المكونات). كما يمكن تفعيل أو إلغاء بعض خصائص العمليات الحسابية التي يقوم بها البرنامج من خلال الاختيار بين **yes** أو **no** الموجودة أمام كل خيار.

ج- الرّبط فيما بين العمليات التبادلية التركيبية (Substitutions) في كل طور من الأطوار مع التراكيب الفلزية النقية في ملف قاعدة البيانات الخاصة بالبرنامج، وتحديد معاملات التغير التركيبية للعناصر التي تتبادل فيما بينها، ونسبي هذه العمليات اختصاراً بالتفاعلات بين الأطوار الفلزية المختلفة التي يفترضها تيرموكالك. وهنا فإنّ قيمة تيرموديناميكية بحتة يجب أن يتم اعتبارها وأخذها بالحسبان، وتشمل قاعدة بيانات تيرموكالك على تلك القيم والمعادلات اللازمة فيما بينها، وليس على الباحث تعديل أي من تلك المعادلات فهي مرتبطة تلقائياً بالنموذج الذي تم اختياره في الخطوة السابقة. يوضح الشكلان 3 و 4 بعضاً من البارامترات الترموديناميكية في الملفات النصية التي تم بناءها في قاعدة بيانات تيرموكالك لتتناسب حالة الصخر المدروس.

```

288 don't fiddle with the numbers; you'll BREAK the dataset...
$
fo 2 5 2,0000 1 1,0000 10 4,0000 0
-2172.49 0,00510 4,3660
0,2333 0,000001404 -603,8 -1,0607
0,0000205 1205,00 3,04 -0,00300 0
fa 2 4 2,0000 1 1,0000 10 4,0000 0
-1477,54 0,15100 4,6310
0,2011 0,000017330 -1060,6 -0,0000
0,0000202 1256,00 4,68 -0,00370 0
teph 2 0 2,0000 1 1,0000 10 4,0000 0
-1733,02 0,15500 4,8090
0,2196 0,000000000 -1292,7 -1,3003
0,0000206 1256,00 4,68 -0,00370 0
lrs 2 7 2,0000 1 1,0000 10 4,0000 0
-2306,03 0,12760 5,1600
0,2475 -0,000003206 0,0 -2,0519
0,0000290 905,00 4,07 -0,00410 1 1710 0,01003 0,0500
sult 1 7 1,0000 5 1,0000 1 1,0000 10 4,0000 0
-2251,22 0,10050 5,1480
0,2507 -0,000010433 -797,2 -1,0961
0,0000207 1134,00 3,87 -0,00340 0
    
```

الشكل 3. جزء من ملف نصي في قاعدة بيانات تيرموكالك يتضمن بارامترات ترموديناميكية للمحاليب الصلبة بين التراكيب النقية لكل طور فلزي تم اختياره ووضعها ضمن ملف بيانات تيرموكالك، يظهر في هذا الجزء بارامترات المحلول الصلب للأوليفين بين تراكيب نقيه ممثلة له. Fo: فورستريت، fa: فاياليت، teph: تيفرويت، lrs: لارنيت، mont: مونتيشيليت...إلخ.

د- اختيار نوع مخطط الأطوار المراد إنشاؤه بحسب الهدف من الدراسة، حيث يُمكن الاختيار من بين مجموعة من المخططات التي يُمكن لتيرموكالك أن يقوم بحسابها مثل: مخططات التوافقية (Compatibility Diagrams)، ومقاطع ظاهرية بدلالة الضغط والحرارة (P-T pseudosections)، ومقاطع ظاهرية بدلالة الضغط والتركيب أو بدلالة الحرارة والتركيب ((Pseudosections (T-X أو P-X)). وقد تم اختيار مخطط المقطع الظاهري بدلالة الضغط والحرارة (P-T pseudosection) نظراً لقدرته على التعبير ببساطة عن التوازنات الطورية بين الفلزات الموافقة لتركيب الصخر المدروس، ولما يُمكن استخلاصه وتفسيره منه مقارنةً بالنماذج الأخرى من المخططات (انظر طريقة البحث ومواده).

```

$ AX file for NCFMASCr involving ol ctz sps g sp pl liq
$
----- dl-jd-ct-fa-fa-g sult -----
liq # 1 % approx model works well from 1bar to 60 kbar-
ct(l) 0.3
jd(l) 0.15
di(l) 0.2
fa(l) 0.05
fo(l) 0.1
hm(l) 0.001
sk(l) 0.001
$
p(q) 1 1 1 7 -1 ct -1 di -1 jd -1 fa -1 fo -1 hm -1 sk
p(di) 1 1 0 1 1 di
p(jd) 1 1 0 1 1 jd
p(ct) 1 1 0 1 1 ct
p(fo) 1 1 0 1 1 fo
p(fa) 1 1 0 1 1 fa
p(hm) 1 1 0 1 1 hm
p(sk) 1 1 0 1 1 sk
$
sf
w(q,di) 30 0 -0.4
w(q,jd) -10 0 0
w(q,ct) -10 0 0
w(q,fo) -25 0 -0.1
w(q,fa) -7 0 0
w(q,hm) 0 0 0
w(q,sk) 0 0 0
    
```

الشكل 4. جزء من الملف النصي المتضمن البارامترات الترموديناميكية (فعالية-تركيب: A-X) لكل من الأطوار الفلزية المختارة من أجل الحسابات ضمن الجملة NCFMASCr.

هـ- القيام من خلال البرنامج بالحسابات الترموديناميكية لعلاقات التوازن والتي تربط بين التركيب الكيميائي الكلي للصخر المدروس والمحاليل الصلبة للفلزات تبعاً لتغير الضغط والحرارة، ويتم ذلك من خلال مجموعة من الأوامر ضمن النافذة التفاعلية للبرنامج والنتيجة هي إنشاء مخطط الأطوار (المقطع الظاهري P-T). ويوضح الشكل 5 الواجهة التفاعلية التي يمكن للباحث كتابة الأوامر من خلالها وإجراء الحسابات. وتتم عمليات الحساب وإدخال الأوامر وتكرارها مرات عديدة (عشرات المرات)، حيث يتم في كل مرة توفُّع (منطقي) لمجموع فلزي معين، ومن ثم التحقق من إمكانية تواجده فعلاً في حالة توازن من خلال البرنامج، وفي حال وُجد يتم حساب حدود حقل الثباتية من أجله بحيث يتم تحديد إحداثيات الخطوط المحددة لكل حقل من حقول المجموعات الفلزية المتوازنة فيما بينها ضمن مخطط حرارة-ضغط. وإنَّ حدود ثباتية مجموع فلزي معين تتحدد باختفاء طور (من أطوار المجموع) أو بظهور طور جديد (لم يكن من ضمن المجموع الفلزي). وتُمثل هذه العملية الجزء الأكثر صعوبة من العمل حيث أنَّ كل خط أو منحنى يجب أن يتم تدقيقه يدوياً وفق قواعد شرينميكرز¹ (Schreinmaker's rules). إنَّ تلك المنحنيات يتم إذاً عملها واحداً تلو الآخر ويتم تجميعها يدوياً، ويُمكن استخدام برنامج DRAWPD المرفق عادةً بتيرموكالك من أجل تجميع المخرجات البيانية في حاشية نصية ومن ثم تظهيرها على شكل مخطط.

```

calculation type :
  0 = table of thermodynamic data of end-members
  1 = phase diagram calculations
  2 = average pressure-temperature calculations
  3 = calculations on all reactions between end-members
  4 = list end-member names and compositions
control code : 1
suffix to name for script info datafile : Ghab
the main output is in the file, "tc-Ghab-o.txt"
other (eg drawpd) output is in the file, "tc-Ghab-dr.txt"

1.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00
0.00 1.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00
0.00 0.00 1.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00
0.00 0.00 0.00 1.00 0.00 0.00 0.00 0.00
0.00 0.00 0.00 0.00 1.00 0.00 0.00 0.00
0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 1.00 0.00 0.00
0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 2.00 0.00 1.00
0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 1.00
-----
THERMOCALC running at 1.50 on Tue 21 Apr.2020
using tc-ds63.txt produced at 15:31 on Sat 24 Jan.2015 (sigfit = 1.033)
with axfile tc-NCFMASCrD.txt and scriptfile tc-Ghab.txt

liq pl cpx ol sp ca g opx
choose from: liq pl cpx ol sp ca g opx
which phases : ol opx cpx sp

```

الشكل 5. الواجهة التفاعلية لبرنامج Thermocalc والتي يتم عبرها كتابة الأوامر ليقوم البرنامج بالعمل، على سبيل المثال هنا يُمكن اختيار المهمة المراد تنفيذها اعتباراً من الخيار رقم 1 (حسابات مخططات الأطوار) حتى الخيار رقم 4 (الفلزات النقية وتراكيبها). ومن ثم تحديد أسم الملف المراد من البرنامج أن يجري حساباته الترموديناميكية بناءً عليه وهو يحوي النماذج من التراكيب النقية للفلزات المعبرة عن المجموع الفلزي المشاهد في الصخر المدروس، وهذا النموذج يتم بناؤه من قبل الباحث بحسب التراكيب الفلزية في صخره المدروس (تم شرحه بالخطوات السابقة)، أسم الملف هنا هو tc-Ghab. يتم بعد ذلك تحديد الأطوار المراد إجراء حسابات التوازن لأجلها وهنا قد تم اختيار الأطوار ol, cpx, opx, sp.

¹ عبارة عن مجموعة من التحاليل تعتمد على عمل قام به F. A. H. Schreinemakers تُستخدم من أجل تحديد الثباتية النسبية (ثابت، متعدد الثبات، شديد التقلب. إلخ) للتفاعلات وحيدة المتغير (univariant) في مخططات الأطوار.

بنتيجة العمل والحسابات الترموديناميكية المذكورة في الخطوات أعلاه تم إنجاز مقطع ظاهري P-T Pseudosection باستخدام برنامج تيرموكالك لعينات من حشوات البيريدوتيت الحامل للسبينيل من بركنة انهزام الغاب ذات التحاليل الكيمائية الفلزية المتوفرة في (Ma et al., 2015).

النتائج والمناقشة

○ المقطع الظاهري P-T Pseudosection

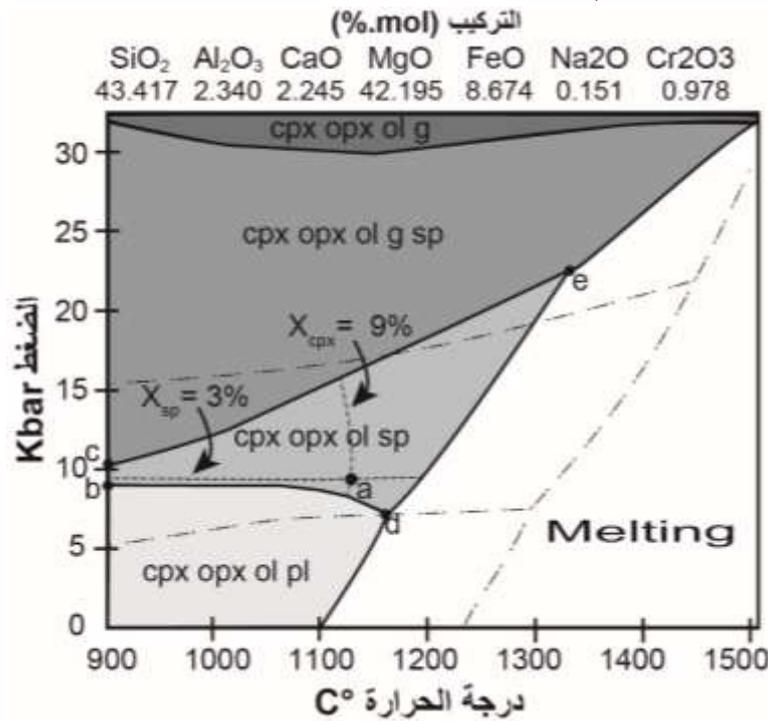
يُظهر المقطع الظاهري P-T الناتج (الشكل 6) مجموعات فلزية مختلفة من أجل التركيب الكيمائي الكلي المحسوب للصخر المدروس، وكل مجموع فلزي يكون ثابتاً ضمن مجال معين من الضغط والحرارة، ومن بين هذه المجموعات الفلزية وبالمقارنة مع المجموع الفلزي المشاهد في الصخر المدروس يُمكن تمييز حقل أو مجال ثباتية المجموع: $opx + ol + sp$ وبالتالي تحديد مجال الضغط والحرارة التي يمكن لهذا التركيب الكيمائي الصخري أن يُنتج عندها هذا المجموع الفلزي وأن يكون ثابتاً ومتوازناً.

عموماً، في البيريدوتيت فإن كل من الأوليفين والكلينوبيروكسين والأورثوبيروكسين تُمثل محاليل صلبة معقدة ذات حقول ثباتية واسعة (Perkins and Anthony, 2011)، وفي معظم الأحيان فإن هذه الفلزات وبالاعتماد على التركيب الكلي والضغط يُمكن أن تكون مصحوبةً بالبلاجيوكلاز (ضغط منخفض)، السبينيل (ضغط متوسط) أو الغارنت (ضغط مرتفع)، ما ينتج عنه مجموع فلزي ذو أربعة أطوار وبشكل أكثر ندرةً ذو خمسة أطوار كما يبدو من المخطط (الشكل 6). يوجد الأوليفين بالإضافة للأورثو والكلينوبيروكسين جميعاً في جميع درجات الحرارة والضغط في المخطط. و يكون البلاجيوكلاز هو الطور الألوميني الثابت عند الضغط المنخفض، و يكون السبينيل هو الطور الثابت عند الضغط المتوسط، ويصبح الغارنت هو الثابت عند الضغط المرتفع.

يُظهر المقطع الظاهري إذاً حقول الثباتية لكل من البيريدوتيت ذو بلاجيوكلاز، والبيريدوتيت ذو سبينيل، والبيريدوتيت ذو غارنت من أجل تركيب كيمائي محدد هو التركيب المحسوب لحشوات بركنة تل غزال (الغاب/سورية). ويُمكن التمييز في المقطع الظاهري P-T المنجز (الشكل 6) تتابعاً من بيردوتيت ذو بلاجيوكلاز (ضغط منخفض) مروراً بالبيريدوتيت ذي سبينيل (ضغط متوسط) وصولاً للبيريدوتيت ذو غارنت (ضغط مرتفع) تبعاً لارتفاع الضغط، وإن هذا التتابع يتوافق مع التتابع النموذجي للتغير السحني للبيريدوتيت (الخطوط مزدوجة النقاط في الشكل 6). أي أن مجال الضغط والحرارة الحاوي على البيريدوتيت ذو السبينيل في حالة حشوات بركنة الغاب ينسجم مع المجال النموذجي لحقل ثباتية البيريدوتيت ذو سبينيل بشكل عام، فهو يتوسط مجالين هما بيريدوتيت ذو غارنت (ضغط أعلى) وبيريدوتيت ذو بلاجيوكلاز (ضغط أقل) ما يشير إلى منطقية Thermocalc وانسجام الحسابات الترموديناميكية المتقدمة من أجل تركيب كيمائي محدد مع المبادئ الترموديناميكية الأساسية التي تم اعتمادها في إنشاء المخطط العام للضغط والحرارة من أجل تركيب وسطي عام.

وبحسب هذا المقطع الظاهري P-T (الشكل 6) فإن الحد الأدنى للضغط الذي يُمكن للمجموع الفلزي ol, opx, cpx, sp أن يكون ثابتاً عنده يتراوح بين 7.5 كيلوبار (النقطة d) و 9 كيلوبار (النقطة b) تقريباً مع تغير درجة الحرارة من 1163 درجة مئوية (النقطة d) إلى حوالي 900 درجة مئوية (النقطة b)، أي أن المجموع الفلزي المذكور يبقى ثابتاً دون أن يختفي منه أي طور (كالسبينيل) و دون أن يظهر فيه طور جديد (كالبلاجيوكلاز) عند حد أدنى للضغط قيمته

وسطياً حوالي 8.25 كيلوبار. بالمقابل فإن الحد الأعلى من الضغط لحقل ثباتية نفس المجموع الفلزّي يتغير بحيث يزداد الضغط بزيادة درجة الحرارة، أي أنّ زيادة العمق يتبعها ارتفاع في درجة الحرارة اعتباراً من 900 وصولاً إلى 1340 درجة مئوية مع ارتفاع بالضغط من 10.2 (النقطة c) إلى حوالي 21 كيلوبار (النقطة e). إذاً، يُمكن القول أنّ هذه الحشوات قد تم اشتقاقها من حقل ثباتية السبينيل في المعطف والتي تنحصر ضمن مجال الضغط الواقع بين حوالي 8 وصولاً إلى حوالي 20 كيلوبار بحسب (Gasparik, 1987, O'Neill, 1981) وحتى ~22 كيلوبار بحسب (Jennings and Holland, 2015).



الشكل 6. مقطع ظاهري P-T (Pseudosection). يُمثل الخط غير المستمر مزدوج النقاط حدود البيريديوتيت ذو بلاجيوكلاز، والبيريديوتيت ذو سبينيل، والبيريديوتيت ذو غارنت بحسب (Gasparik, 1984) وقد وُضع للمقارنة فقط. حقل الانصهار (Melting) يُظهر درجات الحرارة الدنيا للانصهار بحسب Dixon, 1980 و Presnall, 1976. تُمثل الخطوط غير المستمرة خطوط الإيزومود التي تم حسابها، يُمثل الخط ذو القيمة $X_{cpx} = 9\%$ النسبة المئوية للكلينوبيروكسين في الصخر، والخط ذو القيمة $X_{sp} = 3\%$ يمثل النسبة المئوية للسبينيل في الصخر، ويتقاطع هذان الخطان في النقطة a والتي بالنتيجة تعبر عن الشروط الدقيقة لتشكيل الصخر المدروس وتوافق درجة الحرارة حوالي 1130 درجة مئوية و ضغط حوالي 9 كيلوبار.

الجدول 3. قيم الحرارة والضغط المحسوبة بالطرائق الكلاسيكية لحشوات البيريديوتيت الحامل للسبينيل في بركنة الغاب.

الدراسة الحالية (Thermocalc)	3	2	1	
بين 900 و 1340	بين 824 و 999	بين 900 و 1100	بين 992 و 1170	الحرارة (درجة مئوية)
بين 7.5 و 21	بين 6 و 14	بين 9 و 11.5	بين 7 و 11	الضغط (كيلوبار)

1 مجال الحرارة محسوب بطرائق متعددة ومجال الضغط الموافق (Turkmani and Al-Sharaa, 2004).

2 مجال الحرارة ومجال الضغط الموافق (Bilal et al., 2001).

3 مجال الحرارة محسوب بطرائق متعددة ومجال الضغط الموافق (Ma et al., 2015).

بالمقارنة مع نتائج الحسابات الجيو ضغط حرارية المتوفرة لحشوات نفس المنطقة المدروسة والمذكورة في المقدمة مثل (Ma et al., 2015، Turkmani and Al-Sharaa, 2004، Bilal et al., 2001) لنفس المجموع الفلزي cpx + ol + sp نجد أن درجات حرارة التشكل التي تم حسابها لنفس العينات تفاوتت بين 824 (الحد الأدنى) و 1170 (الحد الأعلى) درجة مئوية مع قيم للضغط تتراوح بين 6 (الحد الأدنى) و 14 كيلوبار (الحد الأعلى). بالمقابل، فإن حقل ثباتية هذا المجموع الفلزي في هذه الدراسة يحدد مجالاً من الحرارة من 900 (الحد الأدنى) إلى 1340 (الحد الأعلى) درجة مئوية مع ضغط يتراوح بين 7.5 (الحد الأدنى) و 21 (الحد الأعلى) كيلوبار.

الخلاصة هنا أنّ تركيب حشوات السينيل ذو البيريدوتيت في بركنة الغاب بحسب طريقة تيرموكالك يُحدد مجالاً من الحرارة بين 900 و 1340 درجة مئوية مع ضغوط تتراوح بين 7.5 و 21 كيلوبار وهو الحد الأعظمي للضغط المتوقع للحشوات المدروسة بناءً على المجموع الفلزي المشاهد والتركيب الكيميائي للصخر الكلي وعلى غياب كل من الغارنت والبلاجيوكلاز.

إنّ التباينات في القيم الجيو ضغط حرارية المحسوبة هنا وخصوصاً في حدها الأعلى سواء كحرارة أو كضغط عن القيم المحسوبة كلاسيكياً (الجدول 3) يُمكن مقارنتها وتفسيرها من أكثر من محور:

1- إنّ العديد من القياسات الحرارية التجريبية والقياسات الضغطية يُمكن تطبيقها في دراسات المعطف العلوي (Nimis Brey and Köhler, Brey et al., 1990, 1999، Taylor, 1998، Smith, 1999، and Grütter, 2010)، حيث تقوم حسابات الضغط التقليدية غالباً على علاقة تبادل الألمنيوم بين الغارنت والأورثوبيروكسين (Taylor, 1998). وفي الصخور غير الحاملة للغارنت كالبيريدوتيت ذو سينيل فإنّ قياسات أو حدود الضغط والحرارة تكون صعبة لحد ما. فالألمنيوم في البيروكسين يصبح أكثر حساسية للحرارة مقارنةً بحساسيته للضغط (Gasparik, 1984). وحتى بتطبيق طريقة (Putirka, 2008) الذي طور مقاييس جديدة للحرارة والضغط من أجل حرارة تصل لـ 2000 درجة مئوية وضغط حوالي 70 كيلوبار تشمل حقول ثباتية كل من سحنة البيريدوتيت الحامل للغارنت والبيريدوتيت الحامل للسينيل، كانت النتائج ذات مجال واسع من الارتياح بحسب (Ma et al., 2015) فيما يخص الحشوات البيريدوتيتية في سهل الغاب.

ويُمكن القول أنّه لا توجد طريقة مباشرة (عالية الموثوقية) لحساب قيمة الضغط في البيريدوتيت ذو سينيل بطرائق القياسات الضغطية الكلاسيكية والطريقة الراجعة هي طريقة حساب تركيب السينيل (O'Neil, 1981). في حين أن تيرموكالك ومن خلال قاعدة البيانات الترموديناميكية والتراكيب الفلزية النقية والمحاليل الصلبة فيما بينها يُمكن له القيام بحساب جميع احتمالات النسب التبادلية من العناصر كالألمنيوم بين طورين فلزيين أو أكثر بشكل يتناسب مع تغير الحرارة والضغط وتحديد أماكن اختفاء أو ظهور طور أو عدة أطوار من مجموع فلزي معين. كحساب النسب التبادلية للألمنيوم بين طور ألوميني للسينيل وبين طور ألوميني آخر يفترضه تيرموكالك منطقياً كالغارنت (الطور الغائب في الحشوات المدروسة)، فيتحدد بالتالي مكان اختفاء السينيل وظهور الغارنت بدلاً عنه في المخطط، أي تتحدد الشروط الجيو ضغط حرارية التي يُمكن للسينيل ضمن المجموع الفلزي cpx + ol + sp أن يختفي منها ويظهر عوضاً عنه مجموع متوازن مع الغارنت، وبالنتيجة يكون تيرموكالك قد رسم حداً من حدود ثباتية المجموع الفلزي المدروس.

2- تعتمد معظم المقاييس الضغطية (geobarometers) على العينات ذات السحنات الحاملة للغارنت (وهذا لا يتحقق في الحشوات المدروسة)، إلا أن المقاييس الضغطية المتوفرة للسحنات الصخرية الحاملة للسبينيل شديدة المحدودية. علاوةً على ذلك فإنّ المقياس الكمي الضغطي الفريد للسحنات ذات السبينيل (طريقة Köhler and Brey, 1990) هي ذات إشكاليات تحليلية. لهذا السبب فإنّ التدرج الحراري في المعطف الضحل ضمن حقل ثباتية السبينيل قليل التحديد عموماً من خلال المعطيات الحشوية (Artemieva, 2011). بالمقابل فإنّ تيرموكالك يُقدّم الحل من خلال طريقة عمله ومن خلال الربط بين الكم الهائل من المعطيات الترموديناميكية في قاعدة بياناته، وافترض التركيب الغائب عن المجموع الفلزي كالغارنت (انظر الفقرة السابقة) وحساب تركيبه المقترض اعتباراً من التركيب العنصري المُعطى وإجراء الحسابات التبادلية للعناصر بين هذا الغارنت مثلاً وباقي المجموع الفلزي المتوازن معه.

3- يجب الأخذ بالحسبان أيضاً أنّ العلاقة الطورية بين البيريديوتيت نو سبينيل والبيريديوتيت نو غارنت تعتمد بشدة على المحتوى من الكروم Cr (O'Neil, 1981, Webb and Wood, 1986). حيث أنّ حقل ثباتية البيريديوتيت نو سبينيل يزداد بزيادة المحتوى من Cr (Jennings and Holland, 2015). وفي حالة الصخر المدروس يبلغ المحتوى من الكروم Cr₂O₃ في الصخر الكلي المحسوب 0.978 مول% وتُعتبر هذه النسبة مرتفعة نسبياً وهي المسؤولة عن ثبات السبينيل عند ضغوط مرتفعة (Jennings and Holland, 2015)، هذا الأمر لا يُمكن لحظه بالحسابات الجيو ضغط حرارية الكلاسيكية التي لا تربط بين التركيب الكلي للصخر والشروط الجيو ضغط حرارية بينما يقوم تيرموكالك بذلك.

4- عملياً، فإنّ الارتبايات التحليلية وكذلك الحساسية للتغيرات الصغيرة في التركيب، والمقترنة أحياناً بالحسابات الترموديناميكية غير الدقيقة لنماذج عامل الفعالية (activity) للمحاليل الصلبة، كل ذلك يجعل من الحسابات الجيو ضغط حرارية بالطرق الكلاسيكية مسألةً إشكاليةً (Smith, 1999, Nimis and Grutter, 2010).

5- الجملة NCFMASCr واسعة بما يكفي لتشمل عناصر كيميائية تلعب دوراً في التوازنات الطورية والتي يقوم تيرموكالك بحسابها، لا يتم عادةً أخذها بالحسبان في الطريقة الكلاسيكية.

○ حساب الشروط الدقيقة $P-T$ لتوازن حشوات الغاب المدروسة

بعد تحديد حقل ثباتية المجموع الفلزي $cp\text{x}+op\text{x}+ol+sp$ للحشوات المدروسة ذات التركيب الكيميائي المحسوب آنفاً، يُمكن لنا الاستفادة من إحدى أدوات وخصائص تيرموكالك من أجل تحديد كل من الضغط والحرارة الدقيقين المطابقين لتوازن هذا المجموع الفلزي في الحشوات المدروسة. ويتم ذلك من خلال تمثيل خطوط تساوي قيم النسب المئوية الفلزية كما هي ضمن المجموع الفلزي المشاهد في الصخر، هذه الخطوط تسمى الإيزومود (Isomodes). حيث تصل هذه الخطوط بين القيم المتساوية للكمية النسبية من الفلز ضمن المخطط. وإنّ خطوط تساوي قيم النسب المئوية للفلزات والتي تخص المجموع الفلزي المطابق للصخر المدروس يُمكن لها أن تتقاطع في نقطة، هذه النقطة تعبّر عن الشروط الأدق التي توازن عندها هذا المجموع الفلزي، أي شروط الضغط والحرارة الدقيقة التي تشكل عندها الصخر المدروس (Palin et al., 2015, Groppo et al., 2009).

تمّ، بتطبيق تقنية حساب خطوط الإيزومود، حساب وتمثيل كل من خط تساوي نسبة الكالسيوم ووكسين $X_{\text{Cpx}} = 9\%$ (بحسب نسبته المحسوبة في الصخر) (الجدول 2)، وخط تساوي نسبة السبينيل $X_{\text{Sp}} = 3\%$ (بحسب نسبته المحسوبة في الصخر) (الجدول 2). وبحسب الشكل 6 فإنّ الخططين يتقاطعان في النقطة a ، أي أنّ هذه النسب من الفلزين يمكن

لها أن تتحقق في توازن ضمن مجموع فلزي مكون من $cpx+opx+ol+sp$ من أجل تركيب كيميائي محدد (هو التركيب المحسوب) فقط عند كل من درجة الحرارة حوالي 1130 درجة مئوية وضغط حوالي 9 كيلوبار، وهذه الشروط الضغط حرارية هي عملياً الشروط التي تشكلت وتوازنت عندها الحشوات المدروسة. بطريقة أخرى، فإن الحشوات الصخرية المدروسة قد تشكلت عند درجة الحرارة حوالي 1130 درجة مئوية، وعند ضغط حوالي 9.5 كيلوبار. إن هذه الشروط توافق عمقاً بحدود 34 كم. وبحسب معادلة Scarrow and Cox (1995) للتحويل بين العمق والضغط:

$$[\text{Depth(km)} = 3.02 * P (\text{kbar}) + 5]$$

علماً أن القياسات السيزمية الانعكاسية تقترح أن عمق الموهو أسفل هضبة حلب (Aleppo plateau) يتراوح بين 28 إلى 31 كم (Brew et al., 2001b)، وهو أقل عمقاً (أي الموهو) في انهام الغاب (Ma et al., 2015) بالتالي فإن الحشوات المدروسة مصدرها هو الجزء العلوي من المعطف العلوي أسفل القشرة الأرضية في انهام الغاب. وتتسجم هذه النتائج عموماً مع المعطيات الجيو ضغط حرارية لحشوات البيريدوتيت الحامل للسبينيل في بركنة جنوب سورية وتحديداً في تل الأشاعر والمحسوبة أيضاً بتقنية تيرموكالك حيث درجة الحرارة حوالي 980 درجة مئوية والضغط حوالي 10.5 كيلوبار (Baghdadi, 2018) ويُعادل عمقاً يقدر بـ 36 كم وبالتالي فإن العمق الذي تعود إليه هذه الحشوات شديد التقارب تقريباً ومن المفترض أنه يوافق الحدود الانتقالية بين القشرة والمعطف العلوي (Transition zone).

الاستنتاجات والتوصيات

1- تبين أن الحد الأدنى للحرارة التي يُمكن لهذا المجموع الفلزي $ol + cpx + opx + sp$ أن يوجد عندها هو بحدود 900 درجة مئوية يُشابه تقريباً ذلك المحسوب بالطرائق الكلاسيكية، مع ضغط بالحد الأدنى بحدود 7.5 كيلوبار يُقارب ذلك المحسوب بالطرائق الكلاسيكية. أما الحد الأعلى للحرارة المتوقعة بحسب المقطع الظاهري المحسوب فهو بحدود 1340 درجة مئوية أعلى بما لا يقل عن 170 درجة مئوية من أعلى درجة حرارة محسوبة بالطرائق الكلاسيكية. والحد الأعلى للضغط المحسوب فقط تم توقعه بحوالي 21 كيلوبار، وهو أعلى بحوالي 7 كيلوبار من القيمة العظمى المتوقعة بحسب الطرائق الكلاسيكية.

2- إن قاعدة البيانات الترموديناميكية العريضة لمعظم الفلزات بتراكيبها النقية ومحاليلها الصلبة التي يوفرها تيرموكالك توفر له قدرة معززة في حساب التفاعلات التبادلية التوازنية بين الفلزات التي يُمكن لها أن تتوازن مع بعضها البعض في الشروط المختلفة من الحرارة والضغط من خلال افتراض التفاعلات الكيميائية الطورية المنطقية بين الفلزات بناءً على التراكيب العنصرية ونسب تبادلها بحسب الشروط الجيو ضغط حرارية المختلفة، فبرنامج تيرموكالك يُمكن له من خلال التراكيب المختارة في قاعدة بياناته إظهار دور عناصر حساسة للحرارة والضغط كالألومنيوم والكروم في تغيير الحد الأعلى لثباتية المجموع الفلزي $cpx + opx + ol + sp$ ورسم الحد الذي يختفي عنده السبينيل ويظهر عوضاً عنه الغارنت.

3- بينت الحسابات أن الحرارة المتوقع أن التوازن قد تم عندها هي بحدود 1130 درجة مئوية والضغط هو بحدود 9 كيلوبار يُقابل عمقاً بحدود 34 كم وهي معطيات تتسجم وتلك التي تم الحصول عليها للحشوات البيريدوتيتية من بركنة جنوب سورية والمحسوبة بنفس الطريقة وتصب جميعها في نتيجة أن مصدر الحشوات هو الحد الأعلى من المعطف العلوي ما يؤكد فكرة ضحالة عمق المعطف العلوي أسفل بركنة انهام الغاب والتي تمثل امتداداً للفالق المشرقي المار ببركنة جنوب سورية.

- ويهدف استكمال نمذجة القياسات الجيو ضغط حرارية لحشوات البركنة السورية بالطرق المتقدمة توصي الدراسة بالآتي:
اعتماد التطبيقات الحاسوبية المتقدمة في الحسابات الجيو ضغط حرارية في الدراسات الحديثة وخصوصاً لجهة الربط بين التركيب الكيميائي للصخر وبين الكميات النسبية للأطوار الفلزية فيه.
- إعادة تدقيق نتائج القياسات الجيو ضغط حرارية السابقة سواء في منطقة الدراسة أو غيرها ونمذجتها باستخدام التقنيات الحاسوبية المتقدمة وإنشاء مخططات أطوار لكل تركيب كيميائي صخري على حدى في كل منطقة مدروسة بحيث يتم الربط فيما بينها لاحقاً والخروج بنتائج جديدة.

Reference

1. Artemieva, I. *The Lithosphere: An Interdisciplinary Approach*. Cambridge University Press (Book), 2011.
2. Baghdadi, B. *Advantages of Using Modern Thermodynamic Software in Geothermobarometry Modeling of Geological Processes Compared to the Conventional Methods, Thermocalc as example. Application on Geothermobarometry Modeling for Southern Syria Volcanism (Tal Al-Ashaer)*. Tishreen University Journal, Basic Sciences Series, 2018, 40, 5.
3. Baghdadi, B., Godard, G., Jambon, A. *Evolution of the Angrite Parent Body: Implications of Metamorphic Coronas in NWA 3164*. Meteoritics & Planetary Science, 2013, 48 (10), 1873-1893.
4. Barazangi, m., Seber, D., Chaimov, T. A., Best, J., Laitak R., Al-Saad D. and Sawaf T. *Tectonic Evolution of the Northern Arabian Plate in Western Syria.- Tin (Boschi, E. et al., eds.) Recent Evolution and Seismicity of the Mediterranean Region*. Kluwer Academic Publ., Netherlands, 1993, 117-140.
5. Berman, RG. *winTWQ (Version 2.3): A Software Package for Performing Internally-Consistent Thermobarometric Calculations*. Geol Surv Canada, 2007, Open File 5462.
6. Berman, RG. *Thermobarometry Using Multi-Equilibrium Calculations: A New Technique, with Petrological Applications. Quantitative Methods in Petrology: An Issue in Honor of Hugh j. Greenwood*. Gordon TM, Martin RF, Eds. Can Mineral, 1991, 29, 833–855.
7. Besançon, J., Sanlaville, P. *La Vallée de L'Oronte entre Rastane et Aacharne*. Sanlaville, P. Besançon, J. Copeland, L. Muhesen, S. (Eds.), *Le Paléolithique de la vallée moyenne de l'Oronte (Syrie) : peuplement et environnement*, 587, BAR International Series, 1993, pp. 13-39.
8. Bilal, A., Sheleh, F., Toueret, J. *Géothermo-Barométrie des Enclaves Mantéliques du Basalte Récent Associé au Grand Rift Syrien Nord de la Plaque Arabe*. Damascus University - Journal of Basic Sciences, 2001, v.17, 1.
9. Bertrand, P. and Mercier, J. *The Mutual Solubility of Ortho and Clinopyroxene: Towards an Absolute Geothermometer for the Natural System?*. Earth planet. Sci. Lett., 1986, 76, 109 – 122.
10. Brew, G., Barazangi M., Al-Maleh AK., Sawaf T. *Tectonic and geologic evolution of Syria*. GeoArabia, 2001a, 6, 573–616.
11. Brew, G., Lupa, J., Barazangi, M., Sawaf, T., Al-Imam, A., Zaza, T. *Structure and Tectonic Development of the Ghab Basin and the Dead Sea Fault System, Syria*. J Geol Soc London, 2001b, 158, 665–674.

12. Brey, G. P., Doroshev, A. M., Girmis, A. V., Turkin, A. I. *Garnet – spinel – olivine – Orthopyroxene Equilibria in the FeO – MgO – Al₂O₃ – SiO₂ – Cr₂O₃ System: I. Composition and Molar Volumes of Minerals*. Eur. J. Mineral. 1999, 11, 599 – 617.
13. Brey, G. P., and Köhler T. *Geothermobarometry in 4-Phase Lherzolites ii. New Thermobarometers, and Practical Assessment of Existing Thermobarometers*. J Petrol, 1990, 31, 1353–1378.
14. Boyd, F. R. and Nixon, P. H. *Structure of Upper Mantle Beneath Lestho. – Carnegie Inst. Wash. Year Book*. 1973, 72, 431 – 445.
15. Carswell, D. A., and Gibb, F. G. F. *Evaluation of mineral thermometers and barometers applicable to garnet lherzolite assemblages*, Contrib. Mineral. Petrol., 1987, 95, 499 – 511.
16. Clarke, G. L., White, R. W., Lui, S., Fitzherbert, J. A. & Pearson, N. J., *Contrasting Behaviour of Rare Earth and Major Elements During Partial Melting in Granulite Facies Migmatites, Wuluma Hills, Arunta Block, Central Australia*. Journal of Metamorphic Geology, 2007, 25, 1– 18.
17. De Capitani, C., Petrakakis K. *The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software*. Am Mineral, 2010, 95, 1006–1016.
18. Devyatkin, EV., Dodonov, AE., Sharkov, EV., Zykina, VS., Simakova, AN., Khatib, K., Nseir, H. *The El-Ghab Rift Depression In Syria: Its Structure, Stratigraphy, and History of Development*. Stratigr Geol Correl, 1997, 5, 362–374.
19. Dixon, J. R., *A Spinel Lherzolite Barometer*. Ph.D. Thesis, Univ. Texas, Dallas, 1980.
20. Domas, J. *The late Cenozoic of the Al Ghab Rift, NW Syria*. Sbornik Geologickych Ved.Antropozoikum, 1994, 21, 57–73.
21. Embey-Isztin A. *The role of melt depletion versus refertilization in the major element chemistry of four-phase spinel peridotite xenoliths*. Cent Eur Geol, 2016, 59:60–86. Gasparik, T., *Orthopyroxene Thermobarometry in Simple and Complex Systems*. Contrib. Mineral Petrol., 1987, 96, 357 – 370.
22. Gasparik, T., *Tow-Pyroxene Thermobarometry with new experimental Data in the System CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂*. – Am. Min., 1984, 69, 1025 – 1035.
23. Groppo, C., Beltrando, M. & Compagnoni, R. *The P-T Path of the Ultra-High Pressure Lago Di Cignana and Adjoining High-Pressure Meta-Ophiolitic Units: Insights into the Evolution of The Subducting Tethyan Slab*. Journal of Metamorphic Geology, 2009, 27, 207 – 231.
24. Holland, T. J. B., and Powell, R. *An Internally Consistent Thermodynamic Data Set for Phases of Petrological Interest*. J. Metamorph. Geol., 1998, 16, 309 – 343.
25. Holland, T. J. B., and Powell, R. *An Enlarged and Updated Internally Consistent Thermodynamic Dataset with Uncertainties and Correlations: The System K₂O–Na₂O–CaO–MgO–MnO–FeO–Fe₂O₃–Al₂O₃–TiO₂–SiO₂–C–H₂–O₂*. J. Metamorph. Geol., 1990, 8, 89 – 124.
26. Jennings, E. S., and Holland, T. J. B. *A Simple Thermodynamic Model for Melting of Peridotite in the System NCFMASOCr*. Journal of Petrology, 2015, 56:5, 869 – 892.
27. Kelsey, D .E., White, R. W., Powell, R. *Orthopyroxene–Sillimanite–Quartz Assemblages: Distribution, Petrology, Quantitative P–T–X Constraints and P–T Paths*. Journal of Metamorphic Geology, 2003, 21, 439 – 453.
28. Klemme, S. *The Influence of Cr on the Garnet–Spinel Transition In The Earth's Mantle: Experiments In The System MgO–Cr₂O₃–SiO₂ and Thermodynamic Modelling*. Lithos, 2004, 77, 639 – 646.

29. Köhler, T. P., Brey GP. *Calcium Exchange Between Olivine And Clinopyroxene Calibrated as a Geothermobarometer for Natural Peridotites from 2 to 60 Kb With Applications*. Geochim Cosmochim Acta, 1990, 54, 2375 – 2388.
30. Kopp, M. P., Adzhanyan, Z., Il'yas, K., Fakiani, F., Khafez, A. *Mechanism of Formation of the El Ghab Wrench Graben (Syria) and the Levant Transform Fault Propagation*. Geotectonics 1999, 33, 408–422.
31. Ma, G. S.-K., Wang, K.-L., Malpas, J., Iizuka, Y., Xenophontos, C., Turkmani, A. A., Chan, G. H.-N., Usuki, T., Chan, Q. H.-S. *Melt-Pockets and Spongy Clinopyroxenes in Mantle Xenoliths from the Plio-Quaternary Al Ghab Volcanic Field, Nw Syria: Implications for the Metasomatic Evolution of The Lithosphere*. Khan, A., Deschamps F. (Eds.), *The Earth's Heterogeneous Mantle*, Springer International Publishing, Cham 2015, pp. 205-257.
32. Ma, G. S.-K., Malpas, J., Xenophontos, C., Chan, GH-N. *Petrogenesis of Latest Miocene-Quaternary Continental Intraplate Volcanism along the Northern Dead Sea Fault System (Al Ghab-Homs Volcanic Field), Western Syria: Evidence for Lithosphere–Asthenosphere Interaction*. J Petrol, 2011, 52,401–430.
33. Marakushev, A. A. *Genesis of the Diamond-Bearing Magmas*. – Contributions to Physico-Chemical Petrology; Moscow-Nauka, 1985, p. 5 – 52 (in Russian).
34. Medaris, G. L., Wang, H. F., Fournelle, J. H., Zimmer, J. H. and Jelinek, E. A *Cautionary Tale of Spinel Peridotite Thermobarometry: An Example from Xenoliths of Kozákov Volcano, Czech Republic*. Geolines, 1999, 9, 92–6.
35. Mercier J-C., C. *Single-Pyroxene Thermobarometry*. Tectonophysics, 1980, 70, 1-37.
36. Mukherjee, S. *Applied Mineralogy : Applications in Industry and Environment*. Springer Science & Business Media, 2012, p562.
37. Mysen, B. O. *Experimental Determination of Some Geochemical Parameters Relating to Conditions of Equilibration of Peridotite in the Upper Mantle*. Amer. Mineral., 1976, 61:7-8, 677-683.
38. Nickel, M. *Phase Equilibria in the System SiO₂-MgO-Al₂O₃-CaO-Cr₂O₃ (SMACCR) and their Bearing on Spinel/Garnet Lherzolite Relationships*. Neues Jahrbuch Miner. Abh., 1986, 155, 3, 259 – 287.
39. Nimis, P., Grütter, H. *Internally Consistent Geothermometers for Garnet Peridotites and Pyroxenites*. Contrib Miner Petrol, 2010, 159, 411–427.
40. O'Neill, H. St. C. *The Transition between Spinel Lherzolite and Garnet Lherzolite, and its Use as a Geobarometer*. Contrib. Mineral. Petrol., 1981, 77, 185 – 194.
41. O'Reilly S. Y., Chen D., Griffin W. L. and Ryan C. G. *Minor Elements in Olivine from Spinel Lherzolite Xenoliths: Implications for Thermobarometry*. Mineralogical Magazine, 1997, 61, 257–69.
42. Palin, R. M., Weller, W. M., Waters, D. J., Dyck, B., 2015. *Quantifying Geological Uncertainty in Metamorphic Phase Equilibria Modelling; A Monte Carlo Assessment and Implications for Tectonic Interpretations*. Geoscience Frontiers, 2015, 7, 591 – 607.
43. Perchuk, L. L., *Improvement of Tow Pyroxenes geothermometers for Deep Peridotites – Report An. USSR., 1977, 2333(3), 1196 – 1198 (in Russian)*.
44. Perkins, D., and Anthony, E. Y. *The Evolution of Spinel Lherzolite Xenoliths and The Nature of the Mantle at Kilbourne Hole, New Mexico*. Contrib Mineral Petrol, 2011, 162, 1139 – 1157.
45. Ponikarov, V. P., Kaz'min, V. G., Kozlov, V. V. et al. *Geology and Minerals of Foreign Countries*. Syria. Nauka, Leningrad, 1969, pp 216 (in Russian).

46. Powell, R., Holland, TJB. *On Thermobarometry*. *J metamorph geol.*, 2008, 26, 155–179.
47. Powell, R and Holland, TJB. *Course notes for "THERMOCALC workshop 2001 Calculating Metamorphic Phase Equilibria'* (on CD-ROM), 2001.
48. Powell, R., Holland, TJB., Worley, B. *Calculating Phase Diagrams Involving Solid Solutions via Non-Linear Equations, with Examples Using THERMOCALC*. *J Metamorph Geol.*, 1998, 16:577–588
49. Powell, R., Holland TJB. *An Internally Consistent Thermodynamic Dataset with Uncertainties and Correlations: 3. Application Methods, Worked Examples and a Computer Program*. *J Met Geol*, 1988, 6, 173–204.
50. Presnall, D. C. *Alumina Content of Enstatite as a Geobarometer for Plagioclase and Spinel Lherzolites*. *Am Mineral.*, 1976, 61, 582 – 588.
51. Putirka, K. *Thermometers and Barometers for Volcanic Systems*. In: putirka k, tepley f (eds) *minerals, inclusions and volcanic processes. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol 69. Mineralogical Society of America, 2008, pp 61–120.
52. Scarrow, J. H., Cox, K. G. *Basalts Generated By decompressive Adiabatic Melting of a Mantle Plume: A Case Study from the Isle of Skye, NW Scotland*. *Journal of Petrology*, 1995, 36, 3 – 22.
53. Sigachev, S. P, Kopp, M. I. Elias, K. Hafez, A. Adzhamyanyan, Z. H. and Fakyani, F. *Tectonic Data for the Levant Fault by Using Mesotectonic Measures (Ghab and Missiaf Areas)*. *Geological Sciences Review, Damascus*, 1995, 5, 75-81, (In Arabic).
54. Smith, D. *Temperatures and Pressures of Mineral Equilibration in Peridotite Xenoliths: Review, Discussion, and Implications*. In: Fei, Y., Bertka, C. M., Mysen, B. O. (eds) *Mantle Petrology: Field Observations and High Pressure Experimentation: A Tribute to Francis R (Joe) Boyd*. *Spec. Pub. Geochem. Soc.*, 1999, 6, 171 – 188.
55. Taylor WR. *An Experimental Test of Some Geothermometer and Geobarometer Formulations for Upper Mantle Peridotites with Application to the Thermobarometry of Fertile Lherzolite and Garnet Websterite*. *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen*, 1998, 172, 381–408.
56. Tervonov, V. (1986): *Neotectonic Studied of Syria Using Space Images*. *Syr. Jour. Geol.*, 1986, 10,7-16, (in Arabic).
57. Turkmani, A., S, Al-Shara'a, M. *Mantle Ultramafic Xenoliths in Alkaline Magmas on the Eastern Part of Al-Ghab Depression (Syria): Evidence of Shallow Upper Mantle*, Ain Shams University. *Earth Science Series 18*. Middle East Research Center (MERC), 2004, pp 27–48.
58. Webb, S. A. C. and Wood, B. J. *Spinel-Pyroxene-Garnet Relationships and their Dependence on Cr/Al Ratio*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1986, 92, 471 - 480.
59. Wells, P. R. A. *Pyroxene Geothermometry in Simple and Complex System*. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1977, p. 129 – 139.
60. White, R., W., Powell, R., Baldwin, J., A. *Calculated Phase Equilibria Involving Chemical Potentials to Investigate the Textural Evolution of Metamorphic Rocks*. *Journal of Metamorphic Geology*, 2008, 26, 181 – 198.
61. Witt-Eickschen, G., Seck, H. A. *Solubility of Ca and Al in Orthopyroxene from Spinel Peridotite: An Improved Version of an Empirical Geothermometer*. *Contrib Miner Petrol.*, 1991, 106, 431–439.