

Pütürge Metamorfitlendeki Amfibolit Fasiyesi Granatların Mineralojisi ve Sm-Nd İzotop Jeokimyası

Hilal KAYA¹, Ayşe Didem KILIÇ^{*2}

¹Elazığ Belediyesi, Jeoloji Yüksek Mühendisi, Elazığ, Türkiye

²Fırat Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Elazığ, Türkiye

Geliş / Received: 02/04/2018, Kabul / Accepted: 02/08/2018

Öz

Toros Orojenik kuşağı üzerinde, Malatya-Pütürge ilçesindeki metamorfitlelere ait granatlar, granat mikaşistler ve granat stavrolit/silimanit mika şistler içerisinde seçilmiştir. Elektro-mikropirob verilerinden (EPMA) Alm81Prp8Grs7Spess5 bileşimli olduğu belirlenen bu granatların türü, almandin'dir. Almandin türü bu granatlarda, kısmen bazı tanelerinde ters zonlanma belirlenmiştir. Bu zonlanmanın varlığı ve granatı çevreleyen silimanit ve biyotitler; kation alış-veriş reaksiyonlarının granat kimyası üzerinde belirleyici olduğunu işaret eder. Kayaçların mineral parajenezlerinden ve granat-biyotit jeotermometresi hesaplamalarından elde edilen sonuçlardan, metamorfizma sıcaklığının 600°C aştığı ve metamorfik masifin bölgesel tektonikten etkilenmesi nedeniyle de basınç gölgesi, kapanımların yönlenmesi, belirgin şistozite ve ötelenmiş foliasyon gibi yapılarının geliştiği görülmüştür. Metamorfitleler, amfibolit fasiyesinde ilerleyen ve yeşilşist fasiyesinde gerilen metamorfizma gösterirken, metamorfizmada bölgenin aktif tektoniğinin önemli etkisi vardır. Bunun önemli işaretlerinden biri, granatın çekirdeği ve kenarından alınan Sm-Nd mineral yaş verisi (81.53±0.10 ve 82.18±0.17) arasındaki farkın azlığıdır. Bu özellik, aynı zamanda masifin ani yükselmesi sonucunda gelişen soğumanın mineraller üzerindeki etkisinin de kanıtıdır.

Anahtar Kelimeler: Gd-Türkiye, Sintektonik, Neotetis, Pütürge, Zonlanma

Petrochemistry of Amphibolite Garnets in The Pütürge Metamorphites and Sm-Nd Isotope Geochemistry

Abstract

The metamorphite in Malatya-Pütürge vilage on Tauride orogenic belt has been studied in garnets. The garnets selected from garnet-mica schistes, staurolite/sillimanite mica schistes and its electronmicroprobe (EPMA) analysed shows as almandine with Alm81Prp8Grs7Spess5 composition. In some garnets has been determined reverse zoning. The zoning, sillimanite and biotite mantling garnet show that by effect on garnets of cation exchange reactions. Data from mineral paragenesis of rocks and garnet-biotite geothermometer, metamorphism heat is >600°C. Furthermore, metamorphic rocks effects from regional tectonics which are pressure fringes, inclusion orientations, schistosity and iterated foliation. In the prograde and retrograde metamorphism in amphibolite facies play a role active tectonic of region. Likewise, Sm-Nd mineral age data of garnets (rim to core) 81.53±0.10 and 82.18±0.17 shows mineral cooling as a results of suddenly exhumation time of massif.

Keywords: Se-Turkey, Syntectonic, Neotethyan, Pütürge, Zoning

1. Giriş

Pütürge Metamorfitleleri, Üst Kretase'den itibaren Avrasya ve Arap-Afrika levhalarının birbirleriyle çarpışması sonucu oluşmuş, yüzlerce kilometre karelik alanda yayılım sunan (Perinçek ve Özkaya 1981; Şengör ve Yılmaz, 1981; Robertson ve Dixon, 1984), Torid-Anatolid platformu ile kenar kıvrımları içinde yer alan en büyük masiftir (Ketin, 1966) (Şekil 1). Pütürge Metamorfitleleri

Bitlis Masifi'nin batıdaki devamı olarak kabul edilir ve 'Pütürge-Bitlis Sütur zonu' adı altında kullanılır. Pütürge-Bitlis Sütur zonu boyunca yayılım gösteren birim; Pelit/metapelit, metapisamit, metagranit, amfibolşist, mermer ve kuvarsitten oluşan kayaç çeşitliliği sunar. Mineral parajenezleri masifin amfibolit fasiyesinde ilerleyen (prograd) ve yeşilşist fasiyesinde gerileyen (retrograd) iki tür metamorfizma geçirmiş

olduğunun işaretidir. Granatların da içinde yer aldığı metapelit ve kısmen metapsamitlerin diğer yaygın mineralleri ise muskovit, biyotit ve alüminyum silikat mineralleridir. Magmatik ve metamorfik birçok kayaç türünde görülebilen granat, plajiyoklaz ve zirkon mineralleri gibi zonlanma özelliği gösterebilir. Granat mineralinin zonlanması, genellikle ortamın basınç-sıcaklık koşulları, metamorfizma geçmişi, metamorfik reaksiyonlar ve tektonizma hakkında bilgi veren önemli bir kaynaktır (Yardley, 1977; Spear ve Selverstone, 1983; Kohn vd., 1997; Kılıç ve Ateş, 2015). Granatlarda zonlanmanın oluşumu üzerine genel olarak, üç model önerilmiştir: Bu modellerden ilki, Hollister (1966) ve Atherton (1968) tarafından önerilen izotermal fraksiyonlaşma modeli, bir diğeri Lasaga vd. (1977) tarafından ifade edilen kristalin büyümesi sırasında veya sonrasında meydana gelen kimyasal difüzyon ve katyon alış-verişi reaksiyonları modeli, son model ise Miyashiro ve Shido (1973) ve Tracy vd. (1976)'nın belirttikleri, ilerleyen veya gerileyen metamorfizma sırasındaki büyümeye bağlı zonlanma modelleridir. Belirtilen tüm bu modellerin biri, birkaçı veya hepsi zonlanmanın gelişiminde etkili olabilir (Cygan ve Lasaga, 1982). Granatlarda; normal zonlanma, manganca zengin kenara sahip normal zonlanma ve ters zonlanma olarak üç tip zonlanma mevcuttur. Normal zonlanma; kristalin çekirdeğinden kenarına doğru Mn ve Ca içeriğinin azalır, Fe ve Mg içeriğinin arttığı zonlanmadır. Mn içeriği çekirdeğe nazaran kenarda artış gösteriyorsa, ikinci tip zonlanmadan bahsedilir. Kristalin çekirdeğinden kenarına doğru Fe içeriği artar veya azalır, bu oranda Mn içeriği de artarsa ters zonlanma adını alır (Ruiz, 1976). Zonlanma gösterebilir veya göstermez metamorfik kayalardaki granatlar; kristalinin büyümesi, büyüme oranı, büyüme zamanı ve metamorfizma yaşını belirlemek için Lu-Hf veya Sm-Nd izotoplarında önemli

bir mineraldir (Christensen vd.,1989). Lu-Hf izotopu erken kristalizasyon yaşını verirken, Sm-Nd izotop verisi ise geç kristalizasyon yaşını verir. Bu çalışmada, amfibolit fasiyesi koşullarında oluşmuş ve metapelit/metapsamit kayalaları içerisinde yaygın olarak görülen granatların, bileşimi, zonlanmanın oluşumuna sebep olan prosesler ve granatların Sm-Nd mineral yaş tayininden, metamorfizma yaşının belirlenmesi konuları amaçlanmıştır.

2. Materyal ve Metot

Litolojik özellikleri yukarıda açıklanan ve granatlı mikaşistlerden seçilen granat örneklerinin, ince kesitlerinin hazırlanması Fırat Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Laboratuvarı'nda, Granatların Sm-Nd mineral yaş analizi TIMS yöntemiyle ACTLAB(Kanada)'da, Elektron mikroprob analizi (EPMA) ise Orta Doğu Teknik Üniversitesi Merkez Laboratuvarı'nda yapılmıştır. TIMS yöntemiyle Sm-Nd mineral yaş tayininde, minerallerin seçimi ve element çıkarma işlemleri mevcuttur. Minerallerin ayıklanması, çeneli kırıcı, silindirik kırıcı, manyetik ayırıcı ve binoküler mikroskopta elle ayırma aşamaları tamamlanmış ve belirlenen granat örnekleri ACTLAB'a gönderilmiştir. Elektron-mikroprob analizlerde JEOL marka JXA-8230 model EPMA aleti kullanılmış olup, çalışma koşulları olarak 15 kV'lık artan voltaj, 15 nA akım ve 5 µm'lik ışın çapı uygulanmıştır. Toplam 25 örnekten özenle seçilen granatlara 10 noktadan kantitatif, 4 granat mineralden çizgi profili elde edilmiştir.

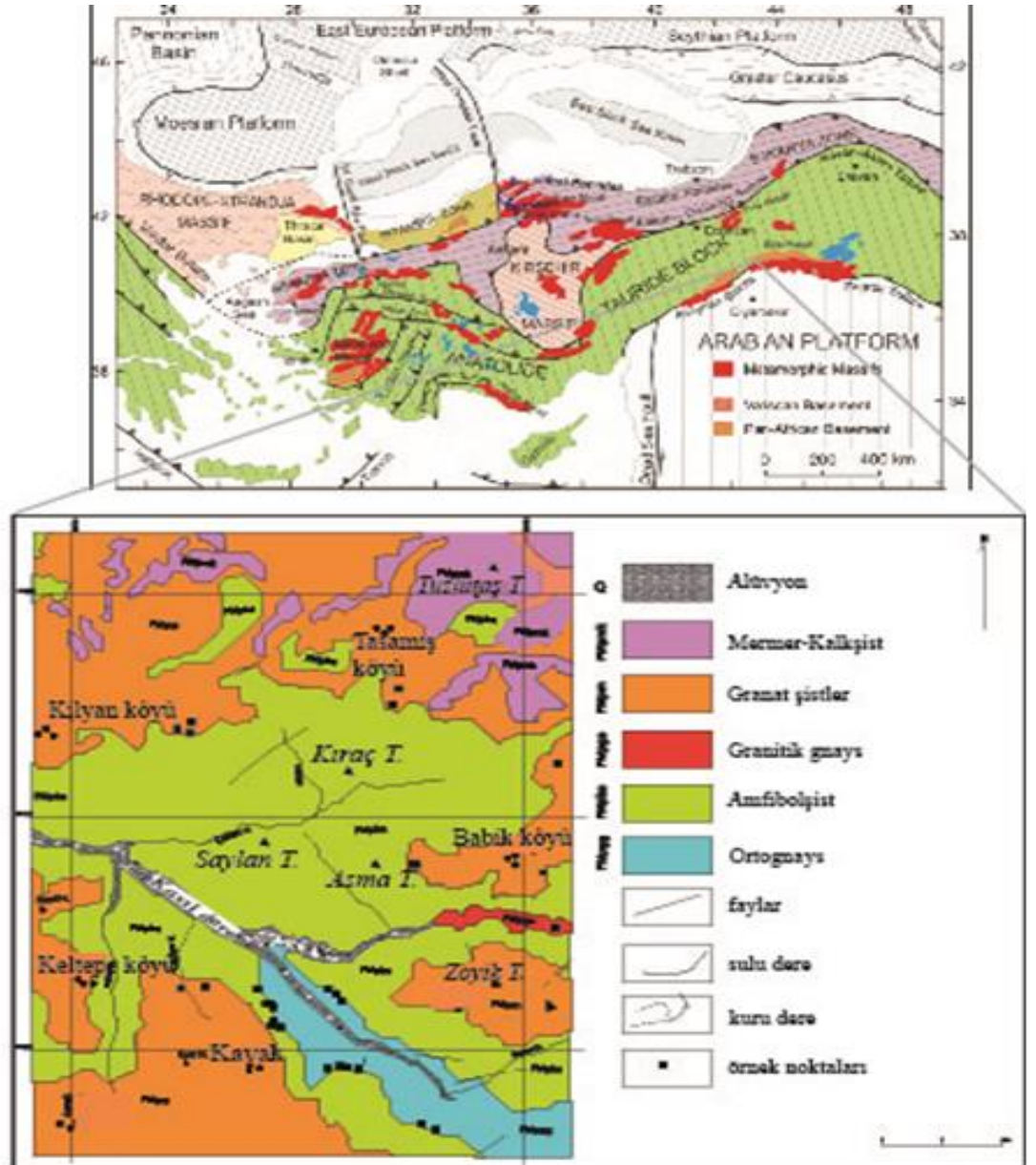
3. Bulgular

3.1. Jeoloji

Alpin orojenik kuşağında ve Neotetisin güney kolu üzerindeki Doğu Anadolu'da, sedimanter, magmatik ve metamorfik kayalaların çeşitliliği mevcuttur. Güneydoğu Anadolu kuşağı boyunca yüzeylenen; Malatya, Keban ve Bitlis masifi'nden sonraki

en büyük masif olan Pütürge metamorfik masifi, ortalama 400 km uzunluk ve 70 km genişliğe sahiptir. Üst Kretase'den itibaren Avrasya ve Arap/Afrika levhalarının birbirlerine yaklaşması ve çarpışmalarının sonucu oluşan metamorfik masif ve çevresinde tektonizma etkindir (Hall 1976; Şengör ve Yılmaz 1981; Michard vd., 1984; Robertson ve Dixon 1984; Ricoue vd., 1984; Yazgan ve Chessex 1991). Bölgede özellikle hem eğim-atımlı ters hem de doğrultu-atımlı fayların oluşturduğu tektonik yapı, Pütürge metamorfik masifinin artan kalınlığına neden olmuştur. Foliasyon ve şistozite tektonizmadan etkilenmiş ve en az iki farklı

foliasyonunun belirgin olarak ortaya çıkmasına sebep olmuştur. Bunlardan birincisi, şistozite ve gnays bandlaşması şeklinde gelişmiştir. İkincisi ise, sleyt klivajı şeklinde gelişmiştir. Ayrıca, makaslama zonlarında, milonitik foliasyon, kayalarda kırılma ve yer yer ufalanma yaygındır. Pütürge metamorfitleri; Gözlü gnays, granitik gnays, amfibolşist, kalkşist ve mermer arabantlı şistleri kapsar (Şekil 1). Granatların yaygın olarak gözleendiği kayaç grupları ise; Granat-mikaşist, granat-stavrolit mikaşist, granat-silimanit mikaşist ve granat-biyotit gnays'tır.

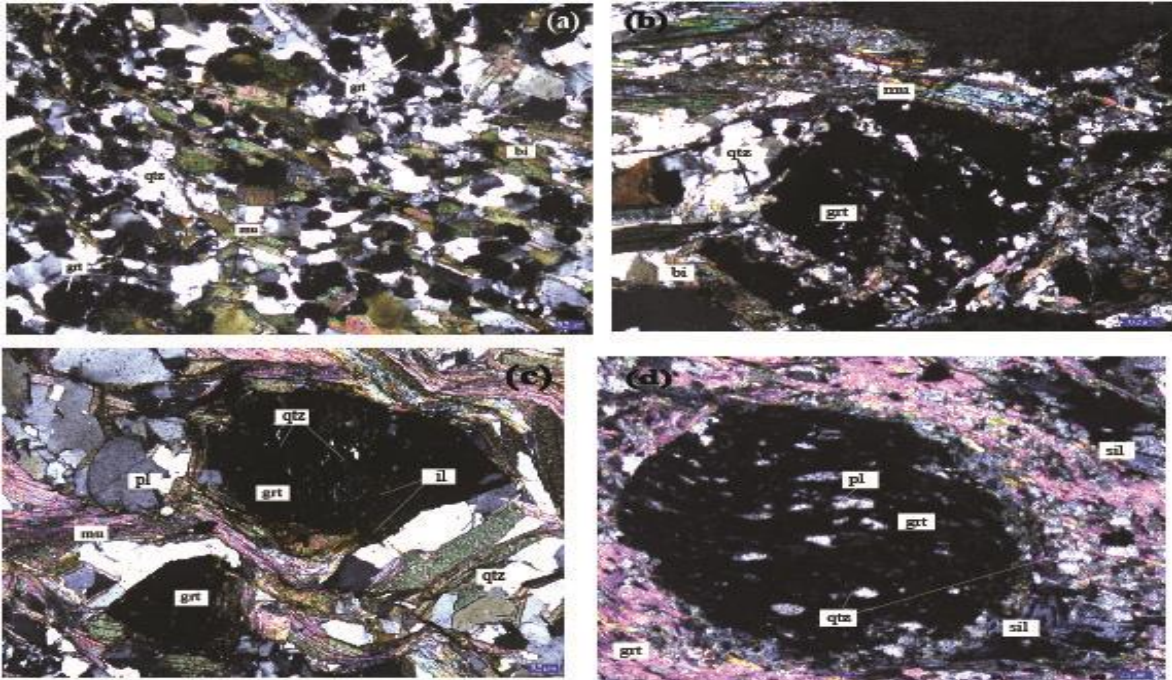


Şekil 1. Türkiye'deki metamorfik masiflerin dağılımı (Roland vd., 2011) ve inceleme alanının jeolojik haritası (Kılıç ve Ateş, 2015).

3.2. Petrografi

Mineralojik incelemede, pelitik, yer yer psamitik ve kalksilikat özellikte olduğu belirlenen ve petrografik adlanması granat-mika şist, orto/para gnays, amfibol şist, kalkşist ve mermer şeklinde yapılan Pütürge metamorfik kayaçları bölgesel metamorfizmanın tüm özelliklerini taşımaktadır. İnceleme konusu kayaçların mikroskopik incelemeleri dokularının genellikle; Lepidoblastik, lepidogranoblastik, lepidoporfiro/poikiloblastik olduğu gösterir. Lepido porfiroblastik/poikiloblastik dokudaki granatlı mikaşistlere ait granatlar, 0.5 mm - 1.5 cm arasında değişen tane boyuna sahiptir (Şekil 2). Bu kayaçlarda granatın yanında feldispat, kuvars, muskovit, biyotit, silimanit/stavrolit ve klorit mineralleri bulunur (Şekil 2a, b,c,d). Alüminyum silikat mineralleri yaygın olmasına rağmen aynı kayaç içerisinde bir arada görülmez (Şekil 2d). Genellikle, silimanitin bulunduğu kesitte stavrolit veya disten bulunmaz. Bunun sebebi, metamorfik derecenin artmasıyla, stavrolitin bozulması ve silimanitin gelişmesidir. Granatlar, genellikle yarı özşekilli, kısmen özşekilli, iri kristaller halinde, bazı kesitlerde ise küçük

taneler şeklindedir (Şekil 2). Bir kısım porfiroblastlarda basınç gölgesi (pressure fringes) tipiktir (Şekil 2b). Sin-tektonik metamorfizmanın bir işaret olan basınç gölgesinin görüldüğü granatlarda, muskovit, biyotit ve klorit mineralleri porfiroblastları çevrelemektedir. Ayrıca, granat porfiroblastlarının bir kısmı yuvarlağımsı görünürken, bazı granatların baskılanmış geometri sunması (Şekil 2c), etkin bir bölgesel şistoziteyi açığa çıkaran, sürekli deformasyonu işaret eder (Yardley, 1977). Granatlarda belirlenen kapanım mineralleri ilmenit, feldispat ve kuvars olup, bu tür granatlarda yer yer kırıklar da gelişmiştir (Şekil 2c,d). Mikaşistlerin genel mineral parajenezi, granat-silimanit-muskovit-biyotit-kuvars-feldispat, granat-stavrolit-kuvars-muskovite(klorit)-feldispat, granat-muskovit-biyotit-feldispat-kuvars- klorit şeklindedir (Şekil 2). Mikroskopik incelemelerde, granat ve biyotit minerallerinin klorite dönüşmesi, feldispat minerallerinin kaolenleşmesi, metamorfitletlerinin gerileyen metamorfizmasına işaret ederken, granatın silimanite dönüşümü ilerleyen metamorfizmaya işaret eder (Erkan, 2013) (Şekil 2).



Şekil 2. Mika şistlerdeki granatların mikroskop görüntüleri. (a) Granat mika şistlerdeki küçük tane boyutuna sahip kapanım içermeyen granatlar, (b) Granat mika şistlerdeki kapanımlı granat porfiroblastları ve basınç gölgesi, (c) Baskılanmış granat kristali, (d) Silimanitle çevrelenmiş kapanım içeren granat porfiroblastları.

3.3. Jeokimya

Petrografik incelemeleri yapılan ve mineral bileşimleri belirlenen Pütürge metamorfitlerine ait kayaçlar, arazinin bazı kesimlerde alterasyona ve yüzeysel ayrışmaya uğramıştır. Bu nedenle, kayaçların adlandırılmasında mineralojik ve kimyasal analizleri birlikte değerlendirilmiştir. Jeokimyasal analizlerde, kayaçların major oksit ve iz element verilerinden de bu metamorfitlerin köken kayacının magmatik, az bir kısmı killer ve karbonatlı killerden oluşan sedimenter kayaçlar olduğu (Kılıç ve Ateş, 2014) ve Pütürge metamorfitlerine ait magmatik kayaçların, bazik ve kıtasal kabuktan kirlenmiş kalkalkalen özellikte, şist ve gnayslarınsa kirlenmeden etkilenmemiş bir özellikte olduğu görülmüştür. Bu çalışmanın amacı doğrultusunda, petrografik özellikler ve tüm kayaç jeokimyasından ksaca bahsedilip, daha çok mineral kimyası ve mineral yaş tayini üzerinde durulacaktır.

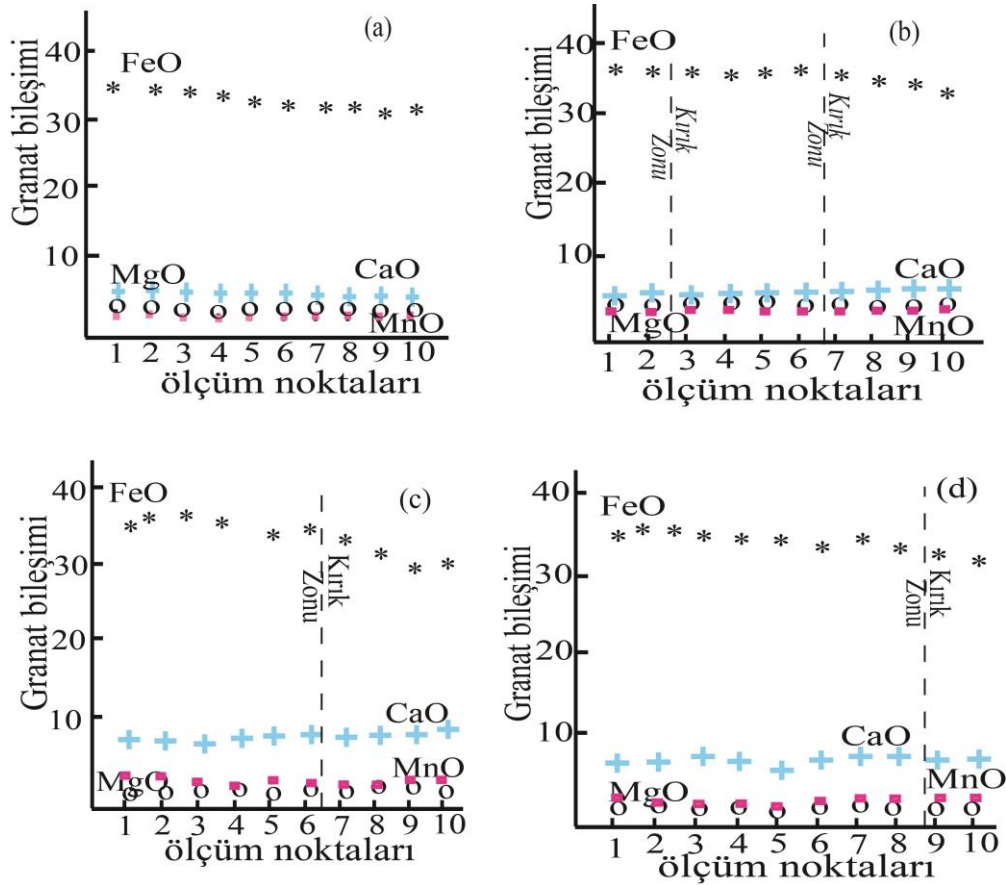
3.4. Granatların Mineral Kimyası

Pütürge metamorfitinin metapelitlerinden seçilen granatlar, elektron-mikro pirob analizi (EPMA) ile incelenmiş ve analiz sonuçları Tablo 1' de verilmiştir. Tane boyutu 3 mm-1.2 cm arasında değişen toplam 25 granat tanesinden, kristal yapısı bozulmamış ve kısmen çatlaksız olan dört örnek seçilmiştir. Granat kristalinin merkez ve kenarını kapsayacak şekilde on noktadan major oksit bileşimi belirlenmiş ve bileşim grafiklere aktarılmıştır (Şekil 3). Granatların EPMA analizlerinde, granat-mikaşistlerdeki küçük tane boyutuna sahip granatların FeO oranındaki değişim hariç, genelde daha homojen bir bileşim sergilediği görülür (Şekil 2, Şekil 3a). Bu granatların X_{Mg} değeri, çekirdekte 0.070 kenar kısmında ise 0.051-0.055 kadardır. Mn, Mg, Ca-oksit oranları da benzer bir grafik sergilerken, FeO oranı kristalin bir kenarında ani düşüş gösterir. Bu örneğin mikroskobik incelemelerinde granatın bir kenarında biyotit minerali varlığı tespit edilmiştir. Ani

değişimin biyotitle granat arasında gelişen, kation alış-verişi reaksiyonlarından kaynaklanabileceği (Crawford, 1977) ve benzer bir durum Granat-silimanit mika şistlerden alınan, iri kristalli (1-1.2 cm) ve çatlaklı granat örneğinde de var olduğu belirlenmiştir (Şekil 2, Şekil 3b). Bu örnekte, granatı çevreleyen silimanit minerali mevcuttur. Silimanitin granat porfiroblastını çevreliyor olması, FeO değişiminin çekirdeğe nazaran kristal kenarında daha düşük olmasına sebep olmuştur. Tracy vd., (1976), Fe ve kısmen Mn'daki bu değişimi fraksiyonlaşma mekanizması sonucu mineralin bileşimindeki elementlerin tükenmesi olarak açıklar. FeO grafiği Şekil 3c ve Şekil 3d granatlarındada düzensizlik göstermektedir. Zikzaklı bu grafik, granat porfiroblastları içerisindeki kapanım minerallerinin varlığına yorumlanmıştır. Zira bu granat kristalinin mikroskobik incelemesinde bol kapanım mineralleri görülür. Şekil 3c,d örneklerinin bir diğer özelliği ise, MnO'in, MgO grafiğine göre çekirdekte kenara doğru artışı, yani minimal bir artışın varlığıdır. Mn grafiğinin, granat çekirdeğinde kenara nazaran yüksekliği, granatı çevreleyen matrikste manganın tükenmesini işaret ederken, Mn içeriği yüksek minerallerin matrikste bulunmayışı da bunu doğrular. Carlson (1989) böyle bir prosesin matriks içerisinde küçük granat kümeleri oluşturacağını, metapelitlerdeki kısmen küçük granat taneleri (Şekil 2) ve granatların CaO, MgO, kısmen MnO bileşimi bakımından homojen bileşim göstermesi, granat oluşumunun 550-650°C sıcaklıklarda oluşabileceğini, yani Amfibolit fasiyesi koşullarını işaret ettiği belirtilir (Perchuk et al., 2007). Mikroskobik incelemelerde silimanitin var olması ise sıcaklığın biraz daha yüksek olup, amfibolit fasiyesinin üst koşullarının göstergesidir. Bazı kesitlerde, granatın stavrolitle çevrelenmiş olması ve düzgün kristal kenarlarının varlığı, bölgesel metamorfizmanın yüksek sıcaklık koşullarının diğer bir işaretidir (Şekil 2). Bu

kayaçlarda, silimanit stavrolitin bozulmasından hemen sonra gelişmiş olmalıdır. Çünkü aynı kesit içerisinde, stavolitle silimanit bir arada görülmemektedir. Kaya (2015) Pütürge metamorfitletlerinin granatlarında yaklaşık sıcaklık hesaplaması yapmıştır. Araştırmacı, metamorfizmanın her sıcaklığında bulunabilen granat-biyotit jeotermometresi hesaplaması için Williams and Granbling (1990) tarafından belirlenen Dağılım Katsayısı (KD) oranına dayalı hesaplama metodu kullanarak, metamorfitletlerin sıcaklığını yaklaşık olarak belirlemiştir. Granat-biyotit jeotermometresi; Ramberg (1952), Miyashiro (1972), Kretz (1973) ve Frost (1962) gibi farklı araştırmacılar tarafından geliştirilen değişik formüllerle hesaplanabilmektedir. Araştırmacı çalışmasında kullandığı, Williams and Granbling (1990) granat-biyotit jeotermometresi metodunda, granat ve granat sınırındaki biyotit mineralinin Dağılım

Katsayısı (KD) değerini, $(Mg/Fe)_{gr}/(Mg/Fe)_{bi}$ veya $(X_{FeBio} \cdot X_{Mggr}) / (X_{MgBio} \cdot X_{Fegr})$ formülleri ile her bir mineral için ayrı ayrı hesaplamış ve sonucunda, yaklaşık 628°C lik bir sıcaklık belirlemiştir ki, bu sıcaklık stavrolit zonu sıcaklığıdır (Kılıç ve Kaya, 2015). Granat grafiğinde, MgO bileşimi düzgün dağılım sergilese de, minimal değişimler mevcuttur. Örneğin Şekil 3a,b'de merkezden kenara doğru küçük bir azalma olması, retrograd metamorfizmayı işaret ederken, Şekil 3c,d'de merkezden kenara doğru MgO oranındaki küçük artış prograd metamorfizmanın göstergesidir. Mikroskobik incelemelerde bazı granatların çevresinde, granatı sarmalamış kloritler görülürken, diğer bazı granatlarda silimanitle çevrenmesi kimyasal verileri doğrulamaktadır (Şekil 2).



Şekil 3. Granatların elektronmikropirob analizine ait major-oksit profilleri. (a) Gr1 nolu granat örneği, (b) Gr2 nolu granat örneği, (c) Gr3 nolu granat örneği, (d) Gr4 nolu granat örneği.

Tablo 1. Elektron mikropirob metoduyla granatların major oksit bileşimi.

Gr ₁	SiO ₂	TiO ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	Total	X _{Fe}	X _{Mg}	X _{Ca}	X _{Mn}
1	36.46	0.20	21.96	32.91	2.91	3.11	2.02	0.03	99.13	0.81	0.055	0.058	0.076
2	36.65	0.16	23.19	32.83	2.16	2.04	2.08	-	100.0	0.85	0.043	0.049	0.052
3	35.76	0.12	22.61	32.90	2.32	2.17	2.79	0.03	99.61	0.83	0.045	0.064	0.054
4	36.12	0.01	22.05	32.33	3.43	2.24	2.71	0.01	99.70	0.81	0.066	0.062	0.056
5	35.94	0.01	22.71	31.50	3.53	2.10	2.07	0.03	98.09	0.82	0.070	0.054	0.054
6	35.51	-	23.01	31.73	3.79	2.11	2.17	0.04	98.36	0.81	0.075	0.051	0.054
7	36.68	0.04	22.79	30.93	3.91	2.10	2.72	-	99.17	0.80	0.078	0.032	0.054
8	36.27	0.09	22.46	31.27	3.94	3.16	2.76	-	99.95	0.78	0.075	0.063	0.078
9	37.68	0.07	22.34	29.48	3.98	2.13	2.40	-	99.98	0.79	0.083	0.059	0.057
10	38.03	0.16	21.69	31.19	4.33	2.24	2.04	-	99.70	0.82	0.051	0.031	0.086
Gr ₂													
1	37.70	0.25	21.29	31.94	2.53	3.28	1.31	0.13	98.43	0.83	0.050	0.031	0.086
2	34.07	0.01	22.81	34.87	3.93	3.07	1.59	0.11	100.3	0.82	0.071	0.034	0.071
3	35.00	-	22.51	34.67	3.96	3.03	1.76	-	100.9	0.81	0.071	0.037	0.071
4	34.39	0.02	22.51	33.74	3.98	3.07	1.75	-	99.49	0.83	0.076	0.040	0.076
5	33.93	0.08	22.69	34.75	3.20	3.04	1.60	0.02	99.41	0.84	0.059	0.035	0.061
6	34.56	-	22.58	34.26	3.96	3.09	1.89	0.02	100.3	0.81	0.072	0.041	0.072
7	35.77	-	22.47	34.05	3.09	3.15	1.19	-	101.4	0.83	0.058	0.026	0.077
8	34.80	0.07	22.51	33.86	2.98	3.08	1.74	0.01	100.0	0.82	0.056	0.039	0.075
9	35.82	0.03	22.35	32.44	2.21	3.14	2.98	-	100.0	0.81	0.042	0.068	0.078
10	36.61	0.09	21.79	31.99	2.28	3.22	2.04	0.12	98.14	0.82	0.045	0.048	0.080
Gr ₃													
1	35.88	0.14	22.46	30.19	1.98	6.19	1.18	0.14	99.55	0.77	0.038	0.027	0.15
2	35.39	0.11	22.15	35.29	2.14	5.96	1.74	0.13	100.0	0.79	0.037	0.035	0.13
3	35.74	0.08	22.22	35.50	2.11	5.77	1.32	0.08	100.3	0.80	0.036	0.027	0.13
4	35.10	0.13	22.37	34.18	2.06	5.22	1.59	0.01	100.4	0.80	0.037	0.034	0.12
5	34.82	0.14	21.98	32.81	2.14	5.09	1.65	0.08	98.71	0.80	0.040	0.036	0.12
6	33.35	0.06	21.90	33.56	2.10	4.94	1.75	0.01	99.49	0.80	0.038	0.038	0.12
7	34.72	0.09	22.00	32.94	2.25	4.79	1.34	0.09	100	0.81	0.042	0.030	0.12
8	36.85	0.13	21.39	30.42	2.32	5.53	1.51	0.09	99.31	0.77	0.047	0.035	0.14
9	38.33	0.13	21.29	28.94	2.17	5.71	1.87	0.13	99.79	0.75	0.049	0.044	0.15
10	35.87	0.17	22.13	29.38	2.01	5.99	1.09	0.09	96.83	0.77	0.042	0.026	0.15
Gr ₄													
1	35.12	-	22.48	34.29	1.73	5.56	1.48	0.13	99.80	0.80	0.031	0.031	0.13
2	35.77	0.10	21.55	36.25	1.93	5.74	1.60	0.10	101.1	0.80	0.032	0.032	0.12
3	35.99	0.10	21.07	35.34	1.97	5.72	2.04	0.11	100.7	0.79	0.034	0.041	0.10
4	35.52	0.09	20.32	34.68	2.13	5.24	1.95	0.09	100.0	0.80	0.037	0.041	0.12
5	35.08	-	24.57	34.48	1.86	5.32	1.88	-	100.7	0.80	0.033	0.040	0.12
6	35.70	0.09	22.94	33.71	1.89	5.54	1.81	0.09	100.3	0.79	0.034	0.039	0.13
7	35.77	0.07	22.27	34.83	1.99	5.61	2.01	0.07	99.53	0.79	0.034	0.041	0.13
8	36.49	0.10	22.32	33.29	2.04	6.62	2.29	0.08	100.0	0.76	0.036	0.047	0.15
9	36.34	0.10	21.83	32.66	2.05	6.63	1.93	0.09	99.91	0.76	0.037	0.041	0.15
10	37.13	0.06	21.54	31.19	2.11	5.78	1.95	0.06	99.92	0.77	0.040	0.044	0.14

3.5. Sm-Nd İzotop Jeokimyası

Sm-Nd jeokronolojisi için granat mikaşitlerdeki uniform bileşime sahip granatlar kullanılmıştır (Tablo 2). Jacobsen and Wasserburg (1980)'in model yaş hesaplamalarına göre, analizi yapılan granat örneğinin, çekirdeği ve kenarı arasındaki Sm/Nd oranının arasındaki fark azdır. Bu örneğin çekirdeğinde 82.18 ± 0.17 , kenarında

ise 81.53 ± 0.10 yaş verisi elde edilmiştir. Granatın çekirdeği ve kenarından alınan jeokronolojik yaş farkının (81.53 ± 0.10 ve 82.18 ± 0.17) çok az olması, aynı zamanda hızlı soğumanın mineral üzerindeki etkisinin bir göstergesi olarak kabul edilmiştir (Kaya, 2015).

Tablo 2. Granat örneğinin Sm-Nd jeokronolojik verisi.

Granat minerali	Sm,ppm	Nd,ppm	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	+/_2s	Yaş (My)
Granat çekirdeği (HD/1)	3.14	8.15	0.2328	0.512058	0.000020	82.18 ± 0.17
Granat kenarı (HD/1)	4.20	7.21	0.3511	0.511958	0.000017	81.53 ± 0.10

4. Sonuç ve Tartışma

Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı boyunca yüzeylenen ve metamorfik masiflerin en büyüğü olan Pütürge metamorfik masifi (Boray 1975; Helvacı 1983; Göncüoğlu ve Turhan 1984; Genç 1990; Yazgan ve Chessex 1991; Erdem, 1994; Ateş, 2013) Alpin orojenik kuşağı üzerinde yer almakta olup, magmatik ve sedimenter kökenli değişik kayaçları birarada bulunduran masif özelliğindedir. Genel olarak, yeşilist ve amfibolit fasiyesi metamorfizma özelliği gösteren bu masifin, metapelitik kayaçları içerisindeki granatların mineralojisi, kimyasal bileşimi, türü, zonlanma özelliği çalışmanın en önemli amacı olup, pütürge metamorfiti granatlarında yapılan Sm-Nd jeokronolojisi çalışmanın diğer bir bölümünü oluşturur. Pütürge masifinde etkili olan Alpin metamorfizması, yay-kıta çarpışması sonucu yitilen kabuk malzemesinin yeşilist ve amfibolit fasiyesi koşullarında metamorfizma geçirmesine sebep olmuştur. İlk kez Ateş (2013), bu metamorfik masifin psamitlerindeki zirkonlarda U-Pb jeokronolojisi ve metapelitlerindeki amfibollerde ise ⁴⁰Ar/³⁹Ar jeokronolojik yaş hesaplamasını 84.2, metamorfizma yaşını ise 83.21±0.069 Ma olarak belirlemiştir. Daha sonra, Kaya (2015) granatlarda Sm-Nd yaşını çekirdekte 82.18 ± 0.17 ve granatın kenar kısmında 81.53 ± 0.10 olarak belirtmiştir. Araştırmacıların, ⁴⁰Ar/³⁹Ar ve Sm-Nd jeokronolojik yaş verilerinin birbirine yakın olması elde edilen sonuçların uyumlu olduğunu ve metamorfitletlerin metamorfizmaya uğradığı yaş olarak kabul

edilecek, bu verilerin Alpin metamorfizmasının yaşı olan Kampaniyeye işaret ettiği söylenebilir. Jeolojik, petrografik ve mikroskobik çalışmalarda, granatın optik özellikleri ve jeokimyasal sonuçlarla belirlenen kimyasal bileşimleri pirlaspit ve grandit katı eriyik serisi içerisinde farklı kimyasal bileşime sahip olabilen granatların türünün almandin (Alm81Prp8Grs7Spess5) olduğunu ve dolayısıyla masifin sıcaklığını orta-yüksek sıcaklık seviyelerine eriştiğini verir (Copjakova et al., 2005). Granatların EPMA verilerinin grafikleştirildiği major oksit değişim profillerinde, mikroskopik incelemelerle birebir benzer sonuçlar vermektedir. Bu grafiklerde, major oksit bileşimlerinde belirgin artış veya azalışlar olmamasına rağmen, granatların bazılarında ters zonlanmanın geliştiği ve granatın merkezinden kenarına doğru Mn-değerinde artma ve Fe miktarında ise azalmanın olduğu görülür. Mg ve Ca-oksit değerlerindeki değişimler ise belirgin değildir. Ters zonlanmanın görüldüğü granat örneklerinde, granatların silimanitle çevrelendiği ve magnezyumun oksit oranındaki değişimin bazı granatlara bitişik biyotit ve klorit minerallerinin varlığından kaynaklandığı ifade edilebilir. Granatların klorit ve silimanit minerallerince çevrelenmiş olması, ayrıca kısmen özşekilli ve düzgün kenarlara sahip kristal özelliği göstermeleri önemlidir. Bu özellik, granatların kenarındaki mangan yüksekliğinin katyon alış-veriş reaksiyonlarının sonucu gelişebileceğinin işaretidir (Dietvorst, 1980). Petrografik, mineralojik, kimyasal ve izotop veriler

birlikte değerlendirildiğinde, metamorfitlerin bölgesel metamorfizmanın Amfibolit fasiyesi Stavrolit zonunda ilerleyen ve Yeşilşist fasiyesinde gerileyen türden iki metamorfizma geçirdiği ve bölgedeki neotektonik olayların masifin metamorfizmasına yakından etki ettiği, ayrıca tektonizmanın metamorfitlerin yüzeye çıkma sürecinde hem gerileyen (retrograde) metamorfizmaya, hemde hızlı soğumaya neden olduğu söylenebilir. Metamorfitlerin hesaplanan sıcaklığı ise yaklaşık 628°C civarında olduğu çalışmanın hesaplamalarla ulaştığı diğer bir sonuçtur.

5. Teşekkür

Bu çalışma, Fırat Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri (FÜBAP) Birimi tarafından, Fübap-MF-12.42 no'lu proje kapsamında desteklenmiş ve projelendirilmiştir. Mali kaynak sağlayan, üniversitemiz FÜBAP birimine teşekkür ederiz.

6. Kaynaklar

- Ateş, C. 2013 Metamorfik kayaçlardaki zirkon mineralinin kristal yapısı ve metamorfizma koşullarının etkisi. Pütürge Metamorfiti Örneği, Yüksek Lisans Tezi, Fırat Üniversitesi, Elazığ 1-88.
- Atherton, M.P. 1968. The variation in garnet, biotite, and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to the zonation in garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 18, 347-371.
- Boray, A. 1975. Bitlis dolayının yapısı ve metamorfizması. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 18, 81-84.
- Carlson, W.D. 1989. The significance of intergranular diffusion to the mechanisms and kinetics of porphyroblast crystallization. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103, 1-24.
- Copjakova, R., Sulovsky, P., Paterson, B.A. 2005. Major and trace elements in

pyrope-almandine garnets as sediment provenance indicators of the Lower Carboniferous Culm sediments, Drahaný Uplands. *Bohemian Massif, Lithos*, 82, 51-70.

- Christensen, J.N., Rosenfeld, J., DePaolo, D. 1989. Rates of tectonometamorphic processes from rubidium and strontium isotopes in garnet. *Science*, 244, 1465-1469.
- Cygan, R.T., Lasaga, A.C. 1985. Self-diffusion of magnesium in garnet at 750°C to 900°C. *American Journal of Science*, 285, 328 - 350.
- Dietvorst, E.J.L. 1980. Biotite breakdown and the formation of gahnite in metapelitic rocks from Kemio, Southwest Finland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 75, 327-337.
- Erdem, E. 1994 Pütürge (Malatya) metamorfitlerinin petrografik ve petrolojik özellikleri. Doktora Tezi, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ, 1-119.
- Erkan, Y. 2013. Metamorfik Petrografi. Hacettepe Üniversitesi yayını, Ankara, 1-154.
- Frost, M.J. 1962. Metamorphic grade and iron-magnesium distribution between coexisting garnet-biotite and garnet-hornblende. *Geological Magazine*, 99, 427-38.
- Genç, S. 1990. Bitlis masifi, Çökekyazı-Gökay (Hizan, Bitlis) yöresi metamorfitlerinin petrografisi, metamorfizması ve kökeni, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 33, 1-14.
- Göncüoğlu, M.C., Turhan, N. 1984. Geology of the Bitlis metamorfik belt. *International Symposium on the Geology of the Taurus Belt*, Ankara, 237-244.
- Helvacı, C., Griffin, W.L. 1984. Rb-Sr geochronology of the Bitlis massif, Avnik (Bingöl) area, SE Turkey. In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (eds). *Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Special

- Publication of the Geological Society of London, 17, 403-413.
- Hollister, L.S. 1966. Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh fractionation model. *Science*, 154, 1647-1651.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G. J. 1980. Sm-Nd evolution of chondrites. *Earth Planetary Science Letters*, 50, 139- 155.
- Kaya, H. 2015 Pütürge Metamorfitinde Yitim Zonu Metamorfizmasının Petrolojik Modellemesi. Yüksek Lisans Tezi, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ, 1-109.
- Kretz, R. 1973. Kinetics of the crystallization of garnet at two localities near Yellow knife. *Canadian Mineralogist*, 12, 1-20.
- Kılıç, A.D., Kaya H. 2015. Pütürge metamorfitlerindeki zonlu granatların incelenmesi. Fırat Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projesi (MF 12.42), 1-105.
- Kılıç, A.D., Ateş, C. 2014. Metamict zircon and Structural Characters: Pütürge Metamorphite Example. *Turkish Journal of Science & Technology*, 9 (2), 127-133.
- Kılıç, A.D., Ateş, C. 2015. Geochronology of the Late Cretaceous magmatism and metamorphism, Pütürge massif. Turkey, *Acta Petrologica Sinica*, 31 (5).
- Lasaga, A.C, Richardson S.M., Holland, H. D. 1977. The mathematics of cation diffusion and exchange between silicate minerals during retrograde metamorphism, In: Saxena SK, Bhattacharji S (eds) *Energetics of geological processes*. Springer, New York, pp 353- 388.
- Miyashiro, A. 1972. *Metamorphism and Metamorphic Belts*. George Allen & Unwin, London, 1-492.
- Michard, A., Whitechurch, H., Ricou, I.E., Montigny, R., Yazgan, E. 1984. Tauric subduction (Malatya-Elazığ provinces) and its bearing on tectonics of the Tethyan realm in Turkey. In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (eds). *Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Special Publication of the Geological Society of London, 17, 361-374.
- Perinçek, D., Özkaya, İ. 1981. Tectonic evolution of the northern margin of Arabian plate. *Yerbilimleri*, 8, 91-101.
- Ramberg, H., 1952. *The origin of metamorphic and metasomatic rocks*. Chicago: Chicago Universal Press.
- Ricou, L.E., Marcoux, J., Whitechurch, H. 1984. The Mesozoic organization of the Taurides: one or several oceanic basins. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (eds.). *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Special Publication of the Geological Society of London, 17, 349-360.
- Robertson, A.H.F., Dixon, J.E. 1984. Introduction aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. Special Publication of the Geological Society of London, london, 17, 1-74.
- Ruiz, L.P. 1976. The zoning of garnets as an indicator of the P.T. history of their host-rocks. *Annales de la Societe Geologique de Belgique*, 99, 337-346.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Tracy, R.J., Robinson, P. 1976. Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts. *American Mineralogist*, 61, 762-775.
- Williams, M.L., Grambling, J.A. 1990. Manganese, ferric iron, and the equilibrium between garnet and biotite. *American Mineralogist*, 75, 886-908.
- Yardley, B.W.D. 1989. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman Scientific and Technical, New York, 1-248.
- Yazgan, E., Chessex, R. 1991. Geology and tectonic evolution of the southeastern Taurides in the region of Malatya. *Türkiye Petrol Jeologları Dergisi*, 3 (1), 1-41.