

Szegedi Tudományegyetem Természettudományi Kar
Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék
Földtudományi Doktori Iskola

A JÁNOSHALMA ORTOGNEISZ BLOKK KŐZETTANI FELÉPÍTÉSE,
FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE ÉS KORRELÁCIÓS LEHETŐSÉGEI

Doktori (PhD) értekezés

ZACHAR JUDIT

Témavezető:

DR. M. TÓTH TIVADAR

Szeged

2008

TARTALOMJEGYZÉK

1.	BEVEZETÉS.....	12
2.	FÖLDTANI HÁTTÉR.....	17
2.1.	A Jánoshalma metamorf hát	17
2.2.	Metamorf hátak az Alföld aljzatában	21
2.2.1.	Szeghalom-hát	25
2.2.2.	Mezősas-Furta-hát	28
3.	ALKALMAZOTT MÓDSZEREK	30
4.	EREDMÉNYEK.....	32
4.1.	Makroszkópos leírás	32
4.1.1.	Gneisz	32
4.1.2.	Amfibolit	33
4.1.3.	Eklogit	38
4.1.4.	Gránit.....	38
4.2.	Mikroszkópos leírás.....	39
4.2.1.	Gneisz	39
4.2.2.	Amfibolit	49
4.2.3.	Eklogit	51
4.2.4.	Gránit.....	52
4.3.	Kőzetkémia.....	58
4.3.1.	Gneisz	58
4.3.2.	Amfibolit	60
4.3.3.	Eklogit	60
4.3.4.	Gránit.....	63
4.4.	Ásványkémia	63
4.4.1.	Gneisz	63
4.4.2.	Amfibolit	64
4.4.3.	Eklogit	64
4.4.3.1.	<i>Relikt fázisok.....</i>	64
4.4.3.2.	<i>Retrográd fázisok.....</i>	68
4.4.4.	Gránit.....	72
4.5.	Termobarometria	73
4.5.1.	Gneisz	73

4.5.1.1.	<i>Domino modell</i>	73
4.5.2.	Amfibolit	77
4.5.3.	Eklogit	77
4.5.3.1.	<i>Domino modell</i>	78
4.5.3.2.	<i>Kalibrált termobarométerek</i>	85
5.	DISZKUSSZIÓ	87
5.1.	A mikroszövetek értelmezése	87
5.1.1.	Gneisz	87
5.1.1.1.	<i>Deformációs események</i>	88
5.1.1.2.	<i>Poligonális szövet</i>	88
5.1.1.2.1.	Poligonális szövet eredete magmatitokban	89
5.1.1.2.2.	Poligonális szövet eredete metamorfitokban	89
5.1.1.2.2.1.	Statikus rekrisztallizáció	90
5.1.1.2.2.2.	Ostwald-féle izoterm átkristályosodás	90
5.1.1.2.2.3.	Dinamikus rekrisztallizáció	91
5.1.1.2.3.	Földpátok a Jánoshalma gneiszben	91
5.1.1.2.4.	A poligonális földpátszövet eredete a Jánoshalma gneiszben	92
5.1.1.3.	<i>Idiomorf cirkon és léces-tűs apatit jelenléte</i>	93
5.1.1.4.	<i>Xenokristályok, xenolitok megjelenése</i>	93
5.1.1.4.1.	Xenolitok és xenokristályok jelentősége	93
5.1.1.4.2.	Xenolitok és xenokristályok a Jánoshalma ortogneiszben	93
5.1.1.5.	<i>A mirmekites szövetű földpátok jellemzői</i>	95
5.1.1.5.1.	Magmás kristályosodás modellek	95
5.1.1.5.2.	Szilárd állapotban történő szételegyedés	96
5.1.1.5.3.	Progresszív metamorf reakció	96
5.1.1.5.4.	Retrográd metamorf reakciók	97
5.1.1.5.5.	Metaszomatózis során végbemenő helyettesítés	99
5.1.1.5.6.	Deformációs elméletek	101
5.1.1.6.	<i>A Jánoshalma gneisz összefoglaló szöveti jellemzése</i>	104
5.2.	A Jánoshalma-dóm metamorf fejlődéstörténete	105
5.2.1.	Gneisz	105
5.2.2.	Eklogit	106
5.3.	A Jánoshalma dóm fejlődéstörténete	108
5.3.1.	Mafikus intrúzió fázisa	108

5.3.2.	D0 fázis.....	109
5.3.3.	Granodiorit intrúzó fázis.....	109
5.3.4.	D1 fázis.....	109
5.3.5.	D2 fázis.....	109
5.3.6.	D3 fázis (milonit képződés).....	110
5.3.7.	Töréses deformáció és metasomatózis fázisa	110
5.4.	A Jánoshalma-dóm felépítése – Kőzetváz modell.....	111
5.5.	Korrelációs lehetőségek.....	112
5.6.	Az ortogneisz blokk keletkezésének elméleti modellje.....	119
6.	IRODALOMJEGYZÉK	123

ÁBRAJEGYZÉK

1. ábra:	Az Alföld pretercier medencealjzatának felszíne	13
2. ábra:	a) A Jánoshalma kutatási terület elhelyezkedése a Kárpátok-Alpok-Dinaridák rendszerben; b) A Jánoshalma kutatási terület elhelyezkedése a Tisza Egységen belül a Tisza Egység más megkutatott területeivel	18
3. ábra:	A JhÚ jelű fúrások elhelyezkedése Jánoshalma településhez viszonyítva	19
4. ábra:	A Jánoshalma metamorf hát Kiskunhalas felé eső keleti határa (az A-A' szelvény helyzetét a 3. ábrán mutatjuk be)	20
5. ábra:	A metamorf medencealjzat felszíne a Jánoshalma hát területén a feltáró fúrásokkal (EOV koordináta rendszerben ábrázolva)	21
6. ábra:	A THERIAK termobarometriai modellező program (de Capitani, 1994) bemeneti paraméterei; 1. sor: hőmérséklet (°C); nyomás (bar) és a kőzet molban számított kémiai összetétele (alsó sor)	31
7. ábra:	A THERIAK termobarometriai modellező program (de Capitani, 1994) kimenete az ásványos összetétel és az elegykristályok összetételének feltüntetésével	32
8. ábra:	Üde biotit muszkovit gneisz; JhÚ-11 fúrás 1/1. mag	34
9. ábra:	Gránát tartalmú csillámszegény muszkovit gneisz; JhÚ-11 fúrás 3/1. mag	34
10. ábra:	Kvarc-földpát sávok biotit-muszkovit gneiszben; JhÚ-1 fúrás 2/1.mag	34
11. ábra:	Kvarc-földpát sávok biotit-muszkovit gneiszben; JhÚ-1 fúrás 3/1.mag	34
12. ábra:	Gyüredezett, enyhén bontott biotit muszkovit gneisz; JhÚ-4 fúrás 1/2.mag	34
13. ábra:	Bontott biotit-muszkovit gneisz; JhÚ-18 fúrás 2/2.mag	34

14. ábra: Nyírt bontott repedezett muszkovit biotit gneisz; JhÚ-12 fúrás 1/2.mag	35
15. ábra: Nyírt, bontott muszkovit biotit gneisz; JhÚ-6 fúrás 3/1.mag	35
16. ábra: Nyírt enyhén bontott biotit muszkovit gneisz; JhÚ-6 fúrás 6/2.mag	35
17. ábra: Kihengerelt földpátblasztok nyírt, bontott biotit muszkovit gneiszben; JhÚ-6 fúrás 6/1.mag	35
18. ábra: Repedezett, bontott muszkovit biotit gneisz; JhÚ-5 fúrás 1/1.mag	35
19. ábra: Erősen nyírt, bontott muszkovit-biotit gneisz; JhÚ-6 fúrás 3/1.mag	35
20. ábra: Repedezett bontott amfibolit; JhÚ-15 fúrás 1/2. mag	36
21. ábra: Repedezett bontott amfibolit; JhÚ-15 fúrás 1/1. mag	36
22. ábra: Erősen bontott, porló amfibolit; JhÚ-2 fúrás 1/2. mag	36
23. ábra: Erősen bontott amfibolit; JhÚ-2 fúrás 1/2. mag	36
24. ábra: Repedezett retrográd eklogit; JhÚ-16 fúrás 1/3. mag	37
25. ábra: A retrográd eklogit (zöld) repedései mentén megjelenő karbonát (sárga); JhÚ-16 fúrás 1/3. mag	37
26. ábra: Teljes mértékben karbonátosodott retrográd eklogit kőzetalkotó mennyiségű gránáttal (fekete nyilak) JhÚ-16 fúrás 1/1. mag	37
27. ábra: Zöld klinopiroxén porfiroblaszt és gránátok a karbonátosodott eklogit mátrixában; JhÚ-16 fúrás 1/1. mag	37
28. ábra: Gránát retrográd átalakulásából származó nyírt, ellipszoid alakú biotit porfiroblasztok a karbonátosodott, mállott eklogit mátrixában; JhÚ-16 fúrás 1/5. mag	37
29. ábra: A retrográd eklogit eljesen mállott, porló változata; JhÚ-16 fúrás 1/6. mag	37
30. ábra: Durvaszemcsés csillám-szegény gránit; JhÚ-14 1/II. mag	38
31. ábra: Sajátalakú földpátok a gránitban; JhÚ-14 1/II. mag	38
32. ábra: A Jánoshalma gneisz szöveti képe az S1S2 palássági irányokkal, 1 N; JhÚ-11 fúrás 1/1. mag	40
33. ábra: A Jánoshalma gneisz szöveti képe az S1S2 palássági irányokkal, +N; JhÚ-11 fúrás 1/1. mag	40
34. ábra: Gránát szemcsék a Jánoshalma gneiszben, 1 N; JhÚ-4 fúrás 1/2. mag	40
35. ábra: Gránát szemcsék a Jánoshalma gneiszben, + N; JhÚ-4 fúrás 1/2. mag	40
36. ábra: Gránátok és sajátalakú cirkon a Jánoshalma gneiszben, 1 N; JhÚ-4 fúrás 1/2. mag	40
37. ábra: Léces apatit (nyíl) a Jánoshalma gneiszben, 1 N; JhÚ-4 fúrás 1/2. mag	40

- 38. ábra:** Prekinematikus (S1) szillimanit szöveti helyzete S2 muszkovitban, 1 N; JhÚ-12 fúrás 1/1. mag (a fehér keretben lévő részlet a 39. ábrán, a piros keretben lévő a 40. és 41. ábrán látható) 41
- 39. ábra:** Hajlott S1 szillimanit S2 muszkovitban, 1 N; JhÚ-12 fúrás 1/1. mag 41
- 40. ábra:** Az S1 szillimanit S2 muszkovit által történő helyettesítése, 1 N; JhÚ-12 fúrás 1/1. mag 41
- 41. ábra:** Az S1 szillimanit S2 muszkovit által történő helyettesítése, + N; JhÚ-12 fúrás 1/1. mag 41
- 42. ábra:** S1 orientációjú opak zárványsorok S2 muszkovitban, 1 N; JhÚ-4 fúrás 1/1. mag 41
- 43. ábra:** S1 orientációjú opak zárványsorok S2 muszkovitban, 1 N; JhÚ-4 fúrás 1/1. mag 41
- 44. ábra:** Nagyméretű visszaoldódott és kloritosodott atoll gránát a gneisz mátrixában, 1 N; JhÚ-11 fúrás 3/1. mag 42
- 45. ábra:** Nagyméretű visszaoldódott és kloritosodott atoll gránát a gneisz mátrixában, +N; JhÚ-11 fúrás 3/1. mag 42
- 46. ábra:** Nagyméretű gránátszemcse visszaoldódott, atoll szövetű maradványa a gneisz mátrixában, 1 N; JhÚ-11 fúrás 3/1. mag 42
- 47. ábra:** Nagyméretű gránátszemcse visszaoldódott, atoll szövetű maradványa a gneisz mátrixában, +N; JhÚ-11 fúrás 3/1. mag (fehér keret: poligonális földpátszövet a gneisz mátrixában) 42
- 48. ábra:** Sajátalakú atollgránát a gneisz mátrixában, 1 N; JhÚ-11 fúrás 3/1. mag 42
- 49. ábra:** Sajátalakú atollgránát a gneisz mátrixában, 1 N; JhÚ-11 fúrás 3/1. mag 42
- 50. ábra:** Visszaoldódott szemcseszélű kloritosodott amfibol a gneisz mátrixában, 1 N; JhÚ-13 fúrás 2/1. mag 43
- 51. ábra:** Visszaoldódott szemcseszélű kloritosodott amfibol a gneisz mátrixában, +N; JhÚ-13 fúrás 2/1. mag 43
- 52. ábra:** Visszaoldódott szemcseszélű kloritosodott amfibol a gneisz mátrixában, 1 N; JhÚ-13 fúrás 2/1. mag 43
- 53. ábra:** Visszaoldódott szemcseszélű kloritosodott amfibol a gneisz mátrixában, 1 N; JhÚ-13 fúrás 2/1. mag 43
- 54. ábra:** Nagyméretű mirmekites káliföldpát porfiroblaszt a gneisz mátrixában, + N; JhÚ-4 fúrás 1/2. mag 45
-

55. ábra: Mirmekites plagioklászfeldpát porfiroblaszt a gneisz mátrixában, + N; JhÚ-4 fúrás 1/2. mag	45
56. ábra: Mirmekites kálifeldpát a gneisz mátrixában, + N; JhÚ-4 fúrás 1/2. mag	45
57. ábra: Mirmekites szericites kálifeldpát üde kálifeldpáttal való helyettesítése; az üde feldpát körülveszi a mirmekit eredetű kvarcot, + N; JhÚ-11 fúrás 2/1. mag	45
58. ábra: Mirmekites szericites kálifeldpát üde kálifeldpáttal való helyettesítése, + N; JhÚ-19 fúrás 5/1. mag	45
59. ábra: Mirmekites szericites kálifeldpát üde kálifeldpáttal való helyettesítése; az üde feldpátban a helyettesítés során visszamaradt mirmekit eredetű kvarc látható (nyilak) + N JhÚ-19 fúrás 5/1. mag	45
60. ábra: Mirmekites szericites kálifeldpát üde kálifeldpáttal való helyettesítése; +N; JhÚ-19 fúrás 5/1. mag	46
61. ábra: Mirmekites szericites kálifeldpát üde kálifeldpáttal való helyettesítése, +N; a segédlemez alkalmazásával jól látható a mirmekites kvarc azonos optikai orientációja; JhÚ-19 fúrás 5/1. mag	46
62. ábra: Poligonális szövet közel 120°-os szemcsehatárokkal, +N; JhÚ-2 fúrás 1/1. mag	46
63. ábra: Szericites kálifeldpátok poligonális szövete közel 120°-os szemcsehatárokkal, +N; JhÚ-11 fúrás 3/1. mag	46
64. ábra: Poligonális szövetű szericites kálifeldpátok 120°-os szemcsehatárokkal a gneisz mátrixában, +N; JhÚ-4 fúrás 1/2. mag	46
65. ábra: Poligonális szövetű szericites kálifeldpátok közel 120°-os szemcsehatárokkal a gneisz mátrixában, +N; JhÚ-11 fúrás 3/1. mag	46
66. ábra: Szericites plagioklászfeldpát üde kálifeldpáttal való helyettesítése, +N; JhÚ-11 fúrás 3/1. mag	47
67. ábra: Szericites feldpát üde kálifeldpáttal való helyettesítése, +N; JhÚ-2 fúrás 1/1. mag	47
68. ábra: Sajátalakú plagioklászfeldpát szericites mátrix kálifeldpátban, +N; JhÚ-11 fúrás 3/1. mag	47
69. ábra: Kink-band szerkezet muszkoviton és csillámhal nyírt gneiszben, +N; JhÚ-5 fúrás 1/1. mag	47
70. ábra: Bookshelf szerkezet feldpáton nyírt gneiszben, +N; JhÚ-5 fúrás 1/1. mag	47
71. ábra: Bookshelf szerkezet feldpáton nyírt gneiszben, 1 N; JhÚ-5 fúrás 1/1. mag	47
72. ábra: Bookshelf szerkezet feldpáton nyírt gneiszben, 1 N; JhÚ-5 fúrás 1/1. mag	48

- 73. ábra:** Finomszemcsés csillámhalmazok és tagolt szemcsehatáru finomszemcsés kvarc halmaz erősen nyírt gneiszben, +N; JhÚ-6 fúrás 6/1. mag 48
- 74. ábra:** Csillámhal nyírt gneiszben, +N; JhÚ-5 fúrás 1/1. mag 48
- 75. ábra:** Csillámhal nyírt gneiszben, +N; JhÚ-12 fúrás 1/1. mag 48
- 76. ábra:** Kloritosodott amfibolok (fekete nyíl), kloritosodott biotit (fehér nyíl) és szericites földpátok erősen bontott amfibolitban, 1 N; JhÚ-15 fúrás 1/2. mag 50
- 77. ábra:** Kloritosodott amfibolok, kloritosodott biotit és szericites földpátok erősen bontott amfibolitban, +N; JhÚ-15 fúrás 1/2. mag 50
- 78. ábra:** Klorit pszeudomorfóza amfibol után bontott amfibolitban, 1 N; JhÚ-15 fúrás 1/2. mag 50
- 79. ábra:** Klorit pszeudomorfóza amfibol után bontott amfibolitban, +N; JhÚ-15 fúrás 1/2. mag 50
- 80. ábra:** Klorit pszeudomorfóza amfibol után bontott amfibolitban, 1 N; a kloritban optikailag folytonos apró amfibolszemcsék figyelhetők meg (nyilak); az amfibol eredeti szemcsehatárát szaggatott vonal jelzi JhÚ-2 fúrás 1/2. mag 50
- 81. ábra:** Klorit pszeudomorfóza amfibol (fekete nyíl) és biotit (piros nyíl) után bontott amfibolitban, 1 N; JhÚ-2 fúrás 1/2. mag 50
- 82. ábra:** A Jánoshalma eklogit zöld színű változatának (eklogit1) szöveti képe amfibol1-plagioklász szimplektittel, amfibol porfiroblasztokkal (amfibol2) és korona szerkezetekkel, 1 N; JhÚ-16 3/1. mag 53
- 83. ábra:** A Jánoshalma eklogit zöld színű változatának (eklogit1) szöveti képe amfibol1-plagioklász szimplektittel, amfibol porfiroblasztokkal (amfibol2) és korona szerkezetekkel, +N; JhÚ-16 3/1. mag 53
- 84. ábra:** A Jánoshalma eklogit sárga színű változatának (eklogit2) szöveti képe karbonátosodott amfibol1-plagioklász szimplektittel, gránát és amfibol (amfibol2) porfiroblasztokkal, 1 N; JhÚ-16 1/1. mag 53
- 85. ábra:** A Jánoshalma eklogit sárga színű változatának (eklogit2) szöveti képe karbonátosodott amfibol1-plagioklász szimplektittel, gránát és amfibol (amfibol2) porfiroblasztokkal, +N; JhÚ-16 1/1. mag 53
- 86. ábra:** Sajátalakú üde amfibol2 porfiroblaszt, plagioklász-ambifol (amfibol3) korona szerkezetek és ellipszoid alakú fehércsillám aggregátum az eklogit1 amfibol1-plagioklász szimplektitjében, 1 N; JhÚ-16 3/1. mag 53

- 87. ábra:** Sajátalakú üde amfibol2 porfiroblaszt, plagioklász-ambifol (amfibol3) korona szerkezetek és ellipszoid alakú fehércsillám aggregátum az eklogit1 amfibol1-plagioklász szimplektitjében, +N; JhÚ-16 3/1. mag 53
- 88. ábra:** Sajátalakú karbonátosodott amfibol2 porfiroblaszt, az eklogit2 karbonátosodott amfibol1-plagioklász szimplektitjében, 1 N; JhÚ-16 1/1. mag 54
- 89. ábra:** Sajátalakú karbonátosodott amfibol2 porfiroblaszt, az eklogit2 karbonátosodott amfibol1-plagioklász szimplektitjében, +N; JhÚ-16 1/1. mag 54
- 90. ábra:** Karbonátosodott amfibol2 porfiroblasztok és gránátok az eklogit2-ben, 1 N; JhÚ-16 1/1. mag 54
- 91. ábra:** Karbonátosodott amfibol2 porfiroblasztok és gránátok az eklogit2-ben, +N; JhÚ-16 1/1. mag 54
- 92. ábra:** Plagioklász-ambifol (amfibol3) korona szerkezet gránát körül az eklogit1-ben, 1 N; JhÚ-16 3/1. mag 54
- 93. ábra:** Plagioklász-ambifol (amfibol3) korona szerkezet gránát körül az eklogit1-ben, +N; JhÚ-16 3/1. mag 54
- 94. ábra:** Kianit és klinozoizit finomszemcsés spinel-plagioklász szimplektitben, eklogit2, 1 N; JhÚ-16 1/1. mag 55
- 95. ábra:** Kianit és klinozoizit finomszemcsés spinel-plagioklász szimplektitben, eklogit2, +N; JhÚ-16 1/1. mag 55
- 96. ábra:** Kianit és gránát, eklogit2, 1 N; JhÚ-16 1/1. mag 55
- 97. ábra:** Klinozoizit a karbonátosodott amfibol11-plagioklász szimplektitben, eklogit2, 1 N; JhÚ-16 1/1. mag 55
- 98. ábra:** Zöld klinopiroxén, gránát és amfibol2 porfiroblasztok és kianit az eklogit2-ben, 1 N; JhÚ-16 1/1. mag 55
- 99. ábra:** Klinopiroxén, gránát és amfibol2 porfiroblasztok és kianit az eklogit2-ben, +N; JhÚ-16 1/1. mag 55
- 100. ábra:** Zöld klinopiroxén porfiroblaszt finomszemcsés koronaszerkezetben az eklogit2-ben, 1 N; JhÚ-16 1/1. mag 56
- 101. ábra:** Kianit finomszemcsés fehércsillámból és földpátból álló ovális koronaszerkezet közepén az eklogit1-ben, 1 N, JhÚ-16 1/3. mag 56
- 102. ábra:** Finomszemcsés radiálisan elhelyezkedő fehércsillámból és földpátból álló ovális, koronaszerkezet kianit után az eklogit1-ben, 1 N; JhÚ-16 1/3. mag 56
- 103. ábra:** Finomszemcsés radiálisan elhelyezkedő fehércsillámból és földpátból álló ovális, koronaszerkezet kianit után az eklogit1-ben, +N; JhÚ-16 1/3. mag 56
-

- 104. ábra:** Rutil zárvány gránátban az eklogit2-ben, 1 N; JhÚ-16 1/I. mag 56
- 105. ábra:** A csillámszegény durvaszemcsés gránit szövete nagyméretű szericites földpátokkal és kvarccal, 1 N; JhÚ-14 fúrás 1/II. mag 57
- 106. ábra:** A csillámszegény durvaszemcsés gránit szövete nagyméretű szericites földpátokkal és szuturás szemcsehatárú kvarccal, +N; JhÚ-14 fúrás 1/II. mag 57
- 107. ábra:** Sajátalakú káliföldpát a csillámszegény durvaszemcsés gránitban, 1 N; JhÚ-14 fúrás 1/II. mag 57
- 108. ábra:** Sajátalakú optikailag zónás káliföldpát a csillámszegény durvaszemcsés gránitban, +N; JhÚ-14 fúrás 1/II. mag 57
- 109. ábra:** Szuturás szemcsehatárú kvarc nagyméretű szericites földpátok között a csillámszegény durvaszemcsés gránitban, +N; JhÚ-14 fúrás 1/II. mag 57
- 110. ábra:** Nyírt, szuturás szemcsehatárú kvarc nagyméretű szericites földpátok között a csillámszegény durvaszemcsés gránitban, +N; JhÚ-14 fúrás 1/II. mag 57
- 111. ábra:** A Jánoshalma gneisz geokémiai jellemzői; a) $R1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$; $R2=6Ca+2Mg+Al$ (Batchelor and Bowden, 1985), 3: poszt-kollíziós kiemelkedés, 6: szin-kollíziós eredet, 7: poszt-orogén eredet b) $SiO_2-Na_2O+K_2O$ (Le Maitre, 1989), S2: bazaltos trachandezit, O3: dácit, R: riolit. c) $A=Al-(K+Na+2Ca)$; $B=Fe+Mg+Ti$ (Debon and Le Fort, 1983), I, II, III: peraluminios összetétel, muszkovit vagy muszkovit > biotit (I); biotit > muszkovit (II); biotit (III). d) Y- Nb (Pearce et al., 1984), VAG: vulkáni szigetív gránit; syn-COLG: szin-kollíziós gránit, ORG: Az egyetlen feltárt gránitminta (JhÚ-14 fúrás) geokémiai jellemzőit az ábrán négyzettel jelöltem. 58
- 112. ábra:** A Jánoshalma eklogit geokémiai jellemzői a) $FeO^{tot}-MgO-Alk$ (Irvine and Baragar, 1971) b) $Ti-Y-Zr$ (Pearce and Cann, 1973), B, C: mész-alkáli bazalt. c) $Nb-Y-Zr$ (Meschede, 1986), C, D: vulkáni szigetív bazalt. d) $Ti-Sr-Zr$ (Pearce and Cann, 1973), CAB: mész-alkáli bazalt 62
- 113. ábra:** Rezorbeált klinopiroxén porfiroblaszt(kpx1) az eklogit2 karbonátosodott amfibol(amf1)-plagioklász mátrixában 66
- 114. ábra:** Klinopiroxén1(kpx1) zárvány kianitban(ki); a kianit szélein spinel-plagioklász(sp+pl) és korund-plagioklász(ko+pl) szimplektit látható 66
- 115. ábra:** Rezorbeált mátrix klinopiroxén porfiroblaszt(kpx1) diopszid(kpx2)-plagioklász és amfibol(amf1)-plagioklász szimplektitből álló koronaszerkezete 66
- 116. ábra:** Diopszid(kpx2)-plagioklász és amfibol(amf1)-plagioklász szimplektit a rezorbeált klinopiroxén porfiroblaszt(kpx1) koronaszerkezetében 66

- 117. ábra:** Klinopiroxén1(kpx1) zárvány a gránát(grt) középső, zárvány szegény zónájában (részleteket lásd a 4.3.2 fejezetben) 66
- 118. ábra:** Klinopiroxén1(kpx1) zárvány a gránát(grt) külső, zárványokban legszegényebb zónájában (részleteket lásd a 4.3.2 fejezetben) 66
- 119. ábra:** Zárványdús mag (1.), középső zárványszegény (2.) és külső zárványmentes (3.) zóna a gránátban (részleteket lásd a 4.3.2 fejezetben; rt: rutil; ki: kianit; kv: kvarc; pl: plagioklász;kfp: káliföldpát; zo: zoizit; fen: fengit) 68
- 120. ábra:** Zárványdús mag (1.), középső zárványszegény (2.) és külső zárványmentes (3.) zóna rezorbeált gránát porfiroblasztban (részleteket lásd a 4.3.2 fejezetben) 68
- 121. ábra:** Gránát szemcsék összetételbeni változása traverzek mentén a Jánoshalma eklogit 1/1. magjában; részletesen lásd a IV.4.3.1. fejezetben. A mérési pontok összetételét a **2. függelékben** mutatom be. 69
- 122. ábra:** Biotit(bt)-plagioklász(pl) szimplektit a mátrix fengit(fen) szélein; a kép bal felső részén fengit utáni biotit-plagioklász szimplektit látható 70
- 123. ábra:** Fengit(fen) és kianit(ki) zárványok a gránát középső, zárvány szegény zónájában (részleteket lásd a 4.3.2 fejezetben) 70
- 124. ábra:** Nagyméretű amfibol(amf2), gránát és kianit porfiroblaszt az eklogit2 mátrixában 70
- 125. ábra:** Kianit zárvány az amfibol2-ben; a kianit szélein spinel-plagioklász szimplektit látható 70
- 126. ábra:** A Jánoshalma gneisz termobarometriai modellezésének eredményei a D1 és D2 ásványtársulások stabilitási tartományainak, a határoló reakció izográdoknak (1.-5.) és az adott PT ablakban stabil ásványegyüttesek(I.-VI.) feltüntetésével. Részleteket lásd a szövegben. 74
- 127. ábra:** A Jánoshalma eklogit termobarometriai modellezésének eredménye az eklogit fáciesű ásványtársulás stabilitási tartományának (**II.: Fen + Grt + Ep + Kpx + Hm + Ki + Kfp + Kv + Rt**, szürke mező), a határoló reakció izográdoknak (1.-4.) és az adott PT ablakban stabil ásványegyüttesek (I.-V.) feltüntetésével. Részleteket lásd a szövegben. 79
- 128. ábra:** Modellezett ásványösszetételek a Jánoshalma eklogitban. a) gránát: grosszulár (Xgr), pirop (Xpi), és almandin (Xalm) izopléták; b) klinopiroxén: jadeit (Xjd), diopszid (Xdi) és hedenbergit (Xhd) izopléták; c) fengit: muszkovit (Xmu) és celadonit (Xcel) izopléták. 84
- 129. ábra:** Az ortogneisz (fekete nyíl) és az eklogit (piros nyíl) érintkezése; JhÚ-16 fúrás 95

130. ábra: A Jánoshalma metamorf hát közeteinek fejlődéstörténete és kapcsolata	114
131. ábra: A Jánoshalma aljzatkiemelkedés elméleti kőzetváz modellje a 3. ábrán feltüntetett szelvények alapján	115
132. ábra: A Jánoshalma ortogneisz blokk keletkezésének elméleti modellje egy ősi szubdukciós-akkréciós komplexumban	122

TÁBLÁZATJEGYZÉK

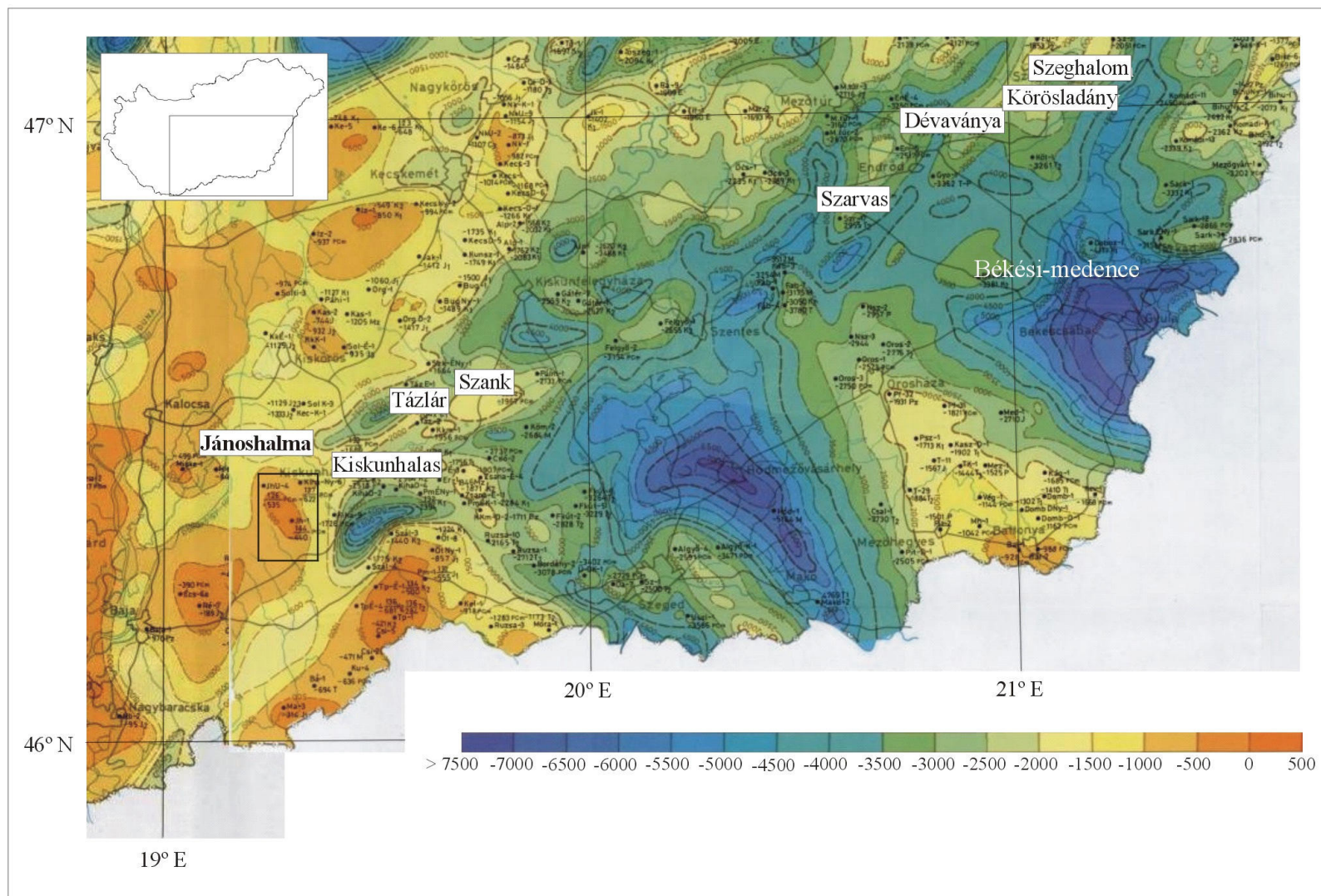
1. táblázat: A paleozoós metamorf medenceajzatot elért fúrások a Jánoshalma aljzat kiemelkedés területén és környezetében.....	16
2. táblázat: A Jánoshalma gneisz minták főelem összetétele XRFS módszerrel meghatározva.....	59
3. táblázat: A Jánoshalma gneisz minták nyomelem összetétele XRFS módszerrel meghatározva.....	59
4. táblázat: A Jánoshalma eklogit minták főelem összetétele XRFS módszerrel meghatározva.....	61
5. táblázat: A Jánoshalma eklogit minták nyomelem összetétele XRFS módszerrel meghatározva.....	61
6. táblázat: A Jánoshalma eklogit minták nyomelem összetétele neutron aktivációs módszerrel meghatározva.....	62
7. táblázat: Reprezentatív klinopiroxén összetételek a Jánoshalma eklogitban.....	65
8. táblázat: Reprezentatív gránát összetételek a Jánoshalma eklogitban	67
9. táblázat: Reprezentatív fengit összetételek a Jánoshalma eklogitban.....	71
10. táblázat: Reprezentatív amfibol összetételek a Jánoshalma eklogitban	72

1. BEVEZETÉS

A Pannon-medence neogén fejlődéstörténetének eredményeképpen az Alföld kristályos kőzetekből álló metamorf medencealjzatának felépítése igen bonyolult, mély medencékből és a köztük elhelyezkedő kiemelt helyzetű vonulatokból/hátakból tevődik össze (**1. ábra**). Ez utóbbiak főként különféle gneiszekből és amfibolitokból állnak. Szerkezetük igen összetett, gyakran különböző kőzettípusokból felépülő és metamorf fejlődéstörténetű blokkok összefogazódásából állnak (M. Tóth és tsai., 2000).

A Tisza Egység metamorf kőzeteit harmadidőszaki és fiatalabb üledékek fedik, pár száz méterestől a keleti részen akár több ezer méter vastagságig, ezért kőzeteinek vizsgálata kizárólag fúrómagokon lehetséges. Az aljzatot több száz fúrás elérte, de a fúrás nyújtotta pontszerű mintavétel és a bonyolult szerkezet eredményeképpen a különböző kőzettestek kiterjedése és a közöttük lévő kapcsolat felismerése igen nehézkes és gyakran nem tisztázott. Fúrásonként gyakran csak egy magminta áll rendelkezésre, ezért nem rendelkezünk pontos ismerettel a kőzetoszlopról, és az egyes kőzettípusok érintkezési viszonyairól. Folytonosság hiányában az egymástól gyakran nagy távolságban lévő kőzetminták hasonlóságai és különbségei nyújtanak alapot a lehetséges korrelációra.

Az 1950-es évek vége és a 1960-as évek eleje óta a metamorf medencealjzat fedőjében lévő porózus üledékek mellett a szénhidrogénkutatás a repedezett kristályos metamorf kőzetekre is mind nagyobb figyelmet fordít, mivel fény derült arra a tényre, hogy repedéshálózatukban ezek a kőzetek is jelentős mennyiségű szénhidrogént tárolhatnak. Az Alföldön számos területen ekkor kezdődött meg a mélyfúrásos aljzatkutatói tevékenység. A repedezett kristályos kőzetek a szénhidrogénekén kívül forró vizet, esetenként gőzt is tárolhatnak, így fontos szerepet tölthetnek be a geotermikus energia kutatás szempontjából.



1. ábra: Az Alföld pretercier medencealjzatának felszíne (Kelényi és Sefara, 1989 alapján)

Az Alföld metamorf medencealjzatának kutatása a múlt század végén a Paksi Atomerőmű radioaktív hulladékának magyarországi elhelyezésével kapcsolatban is előtérbe került. A világon elterjedt gyakorlat szerint a kristályos kőzetekből álló formációk megfelelő kritériumrendszer alkalmazásával alkalmasak lehetnek erre a célra.

A kis- és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére alkalmas terület kijelölésére irányuló átfogó vizsgálatot 2000-ben végezték el Magyarországon. A vizsgálat az összes, Magyarország területén előforduló geológiai formációt megvizsgálta az erre való alkalmasság szempontjából. Ez a folyamat egy úgynevezett háromlépcsős kritériumrendszer alapján zajlott, amely egyrészt az addigi hazai és nemzetközi kutatási eredmények, másrészt a hazai (a „Földtani és bányászati követelmények a nukleáris létesítmények és a radioaktív hulladék elhelyezésére szolgáló létesítmények telepítéséhez és tervezéséhez” című 62/1997. (XI. 26.) IKIM rendelet; „Nukleáris létesítmény és a radioaktív hulladék tároló biztonsági övezetéről” rendelkező 213/1997. (XII.1.) Korm. rendelet) és nemzetközi szabályzatok és rendeletek (Nukleáris Hulladék Konvenció; IAEA (International Atomic Energy Agency)) teljes körű figyelembevételével készült el. Ez volt az első olyan kutatás, amely valamely szempontrendszer szerint az összes magyarországi geológiai formációt megvizsgálta. Az Alföld kristályos metamorf medencealjzatának Körös Komplexumba sorolt Jánoshalma területe, e vizsgálat során merült fel. A vizsgálat idején ismereteink csupán a Jánoshalma dómot felépítő metamorf kőzetek minőségére és típusára, továbbá az aljzatkiemelkedés méreteire vonatkozóan voltak kielégítőek. A felépítő kőzettípusok metamorf fejlődéstörténetét, a dóm szerkezeti felépítését és esetleges rokonságát más Tisza Egységen belüli, vagy azon kívüli kőzettestekkel nem vizsgálták.

A kritériumrendszer első lépcsője során, amely a részletes vizsgálat előtti kizárás fázisa (negatív szűrés), a Jánoshalma dóm nem került kizárásra. A következő fázis, a potenciálisan alkalmasnak minősíthető képződmények azonosítása (pozitív szűrés) során

kizárólagosan a kőzettest pontos felépítésének, homogenitásának és szerkezetének ismertsége hiányában nem felelt meg.

A repedezett fluidum tárolók kutatásában döntő jelentőségű a töréshálózat tulajdonságainak minél részletesebb megismerése. Az Alföld metamorf aljzatában a legjelentősebb töréses deformációval járó esemény a Pannon medence neogén süllyedéséhez kapcsolható. A különböző ásványos összetételű és szövetű kőzetek ugyanazon feszültségtérre eltérő deformációval reagálnak, ezért a különböző kőzetek különböző módon repednek. Az aljzat bonyolult szerkezete miatt a repedéshálózat vizsgálatához ezért mindenekelőtt a kőzetváz alapos ismeretére van szükség.

A Jánoshalma aljzatkiemelkedés a metamorf medencealjzat egyik legjobban kiemelt helyzetben lévő metamorf komplexuma; a fúrások a legmagasabb helyzetben lévő részét 400 mBf körüli mélységben érték el (**1. táblázat**). A fent említett alkalmazási lehetőségek miatt ezért részletes vizsgálata különösen indokolt. A dolgozat célja a Jánoshalma metamorf hát minden hozzáférhető fúrómag mintájának feldolgozása alapján az alkalmazott földtani kutatások alapját képező földtani fejlődéstörténet pontos rekonstruálása, és ennek alapján a kőzetváz modell megalkotása.

Fúrás	EOV Y	EOV X	A metamorf medencealjzat mélysége a felszín alatt (mBf)
Jh-1	668678,22	111583,76	-446,27
Jh-2	667335,17	112712,39	-414,88
Jh-3	665829,97	114156,08	-500,68
Jh-4	668705,38	114832,05	-529,50
Jh-5	666232,28	110263,33	-536,67
Jh-6	670564,14	110276,95	-554,00
JhU-1	667499,83	111478,82	-403,35
JhU-2	667715,13	109732,03	-406,89
JhU-4	664810,4	118349,64	-537,60
JhU-5	666983,02	113368,34	-417,21
JhU-6	667098,64	115991,92	-446,81
JhU-11	667962,43	117216,04	-464,40
JhU-12	666706,76	111998,35	-407,97
JhU-13	668426,24	110706,7	-446,18
JhU-14	666739,2	109496,25	-463,33
JhU-15	667115,05	114725,83	-440,54
JhU-16	665814,13	118350,92	-530,33
JhU-17	668370,71	111713,23	-439,73
JhU-18	665987,21	113212,37	-437,84
JhU-19	665705,76	111930,77	-476,83
Kiha-9	676214,16	113090,25	-1730,30
Kiha-Ny-1	677957,49	123035,97	-1683,80
Kiha-Ny-3	672847,98	122103,71	-1058,67
Kiha-Ny-4	671968,23	120883,69	-850,04
Kiha-Ny-5	673391,9	119798	-926,70
Kiha-Ny-6	670245,98	118664,91	-626,05
Kiha-DNy-1	674352,71	112368,33	-775,80
Kunf-1	679525,39	116965,60	-2330,32
Kunf-2	677730,25	115896,80	-2548,35
Kec-Ny-2	666901,91	126931,58	-1732,24
Kec-K-2	675921,58	127181,67	-2287,51
Tá-6	688079,78	127181,83	-1948,21
Tá-7	690656,36	127178,4	-2050,15
Tá-12	690645,28	130072,68	-2205,66
Tá-13	689757,55	130286,73	-2182,92
Tá-20	688172,38	129562,08	-2324,68
Tá-8	688535,32	130098,62	-2381,16
Tá-10	688935,36	128776,18	-1947,69
Sü-1	651412,43	103912,16	-203,70
Sü-3	652446,23	102781,33	-209,28
Sü-4	649503,71	103620,7	-331,06
Sü-5	653279,43	104699,43	-279,88
Écs-3	651595,06	101750,29	-358,76
Écs-6/a	649026,37	98773,91	-414

Jh	Jánoshalma
JhÚ	Jánoshalma-Új
Kiha	Kiskunhalas
Kunf	Kunfehértó
Kec	Kecel
Tá	Tázlár
Sü	Sükösd
Écs	Érsekcsanak

1. táblázat: A paleozoós metamorf medencealjzatot elért fúrások a Jánoshalma aljzat kiemelkedés területén és környezetében

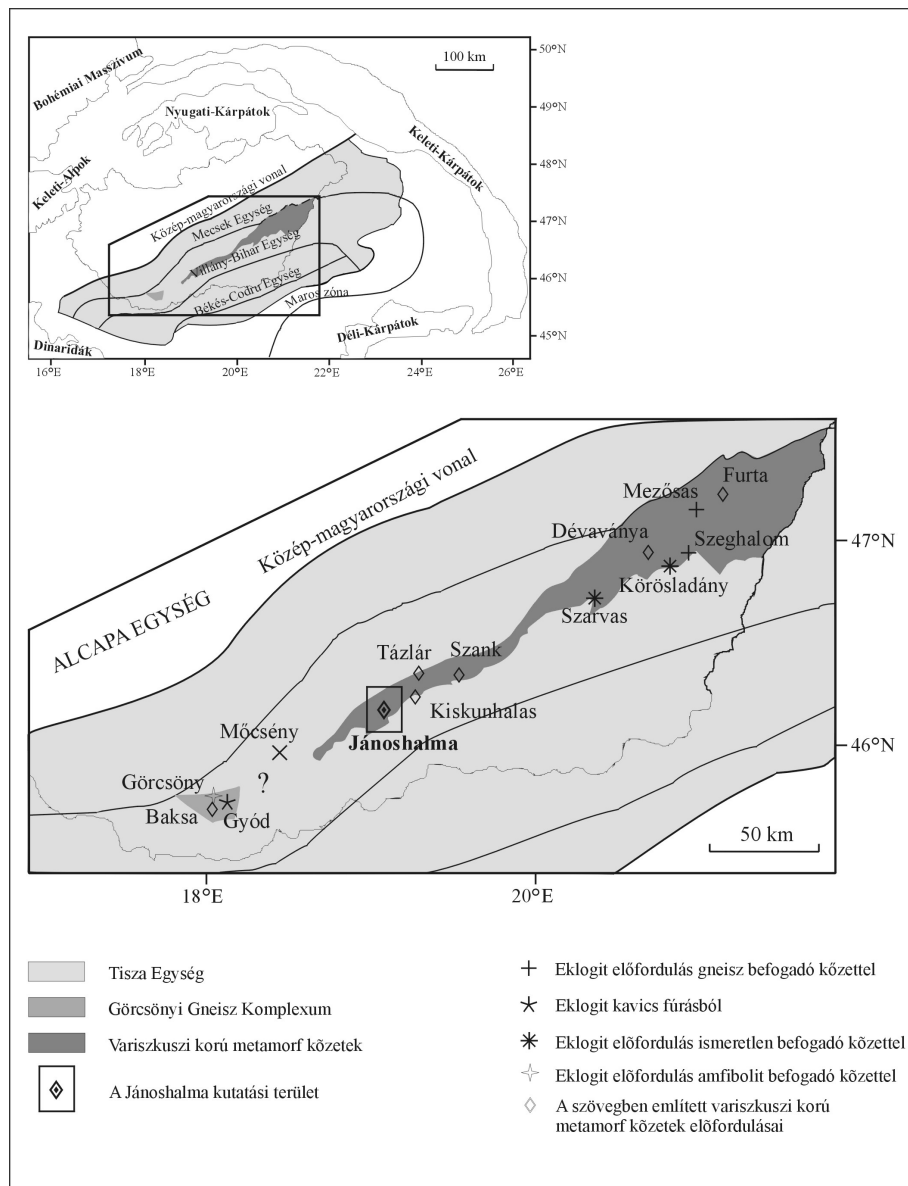
2. FÖLDTANI HÁTTÉR

2.1. A Jánoshalma metamorf hát

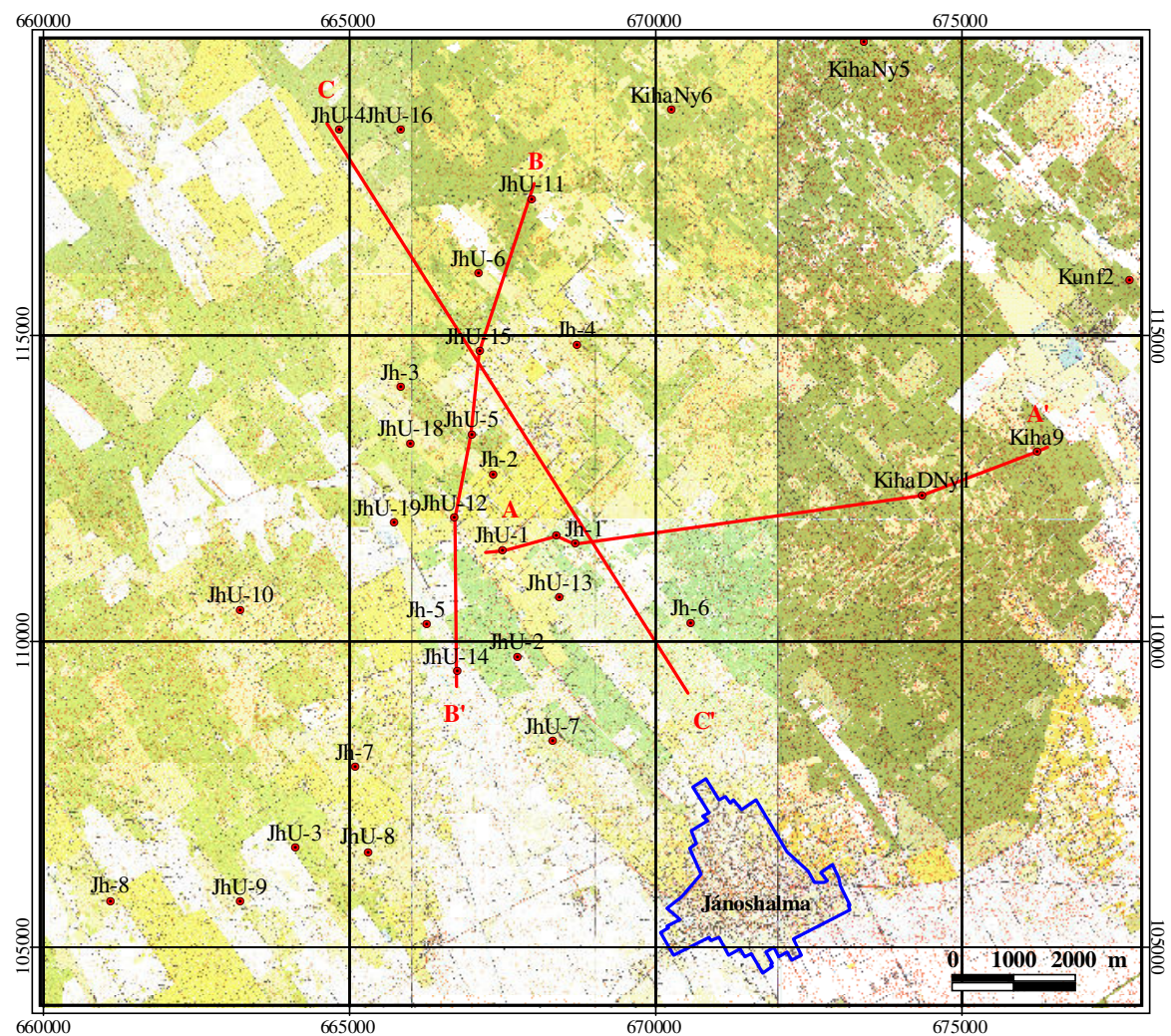
Az Alföld metamorf medencealjzatának vizsgálata a Duna-Tisza köze Illancs és Alsó-Kiskunság közötti részén található Jánoshalma – Sükösd – Érsekcsanád területen (**2. és 3. ábra**) az 1940-es évek elején graviméteres mérésekkel kezdődött. A területen három, ÉK-DNy-i irányú gravitációs maximumot tártak fel a jánoshalmi, sükösdi és rémi területen, amelyek a kristályos metamorf medencealjzat kiemelkedéseéhez köthetők (**1. ábra**).

A jánoshalma-sükösdi kiemelt rögcsoportot mezozoós, miocén és pliocén üledékkel kitöltött neogén süllyedékek övezik (**1. függelék**). Délen a mélykúti és vaskúti mélyedések választják el a madaras-tompai vonulattól, K-en a mélykúti mélyedés kiskunhalasi kiszélesedő része határolja (**4. ábra**). Északon a rögcsoport mélyebbre zökkent miskei és soltvadkertjei része található. A legkeletebbi kiemelkedés a jánoshalmi maximum, melynek területén fúrásos kutatás/tevékenység a neogén üledékekre irányuló szénhidrogén kutatási céllal indult 1959-ben 8 Jh (Jánoshalma) jelű fúrás mélyítésével (**3. és 5. ábra**). A jánoshalmi gravitációs maximumnál lemélyített Jh-1 fúrás pliocén rétegek alatt 590 m mélységben üttötte meg a paleozoós metamorf kőzetekből álló medencealjzatot; az ettől ÉNy felé eső Jh-2 fúrás magasabban, 559 m mélységben, a Jh-3, 4, 5, 6 pedig mind mélyebben érték el (**1. táblázat**). A kristályos kőzetek lepusztult felszínét helyenként 20 – 50 m vastagságban konglomerátum fedi (Csíky, 1956). A Jh-7 és Jh-8 fúrások miocén (Jh-7), illetve mezozoós rétegekben (Jh-8, 622 m) álltak meg. Csíky (1956) és Dank (1963) vizsgálatai alapján a Jánoshalma aljzatkiemelkedés területén feltárt kristályos metamorf magmintákat 6 közettípusba sorolták: ortogneisz, paragneisz, gránitgneisz, csillámpala,

gránit és migmatit. A terület metamorf kőzeteit a DNy-Dunántúl variszkuszi korú metamorf képződményeivel párhuzamosították, azok ÉK-i folytatásának határozták meg.

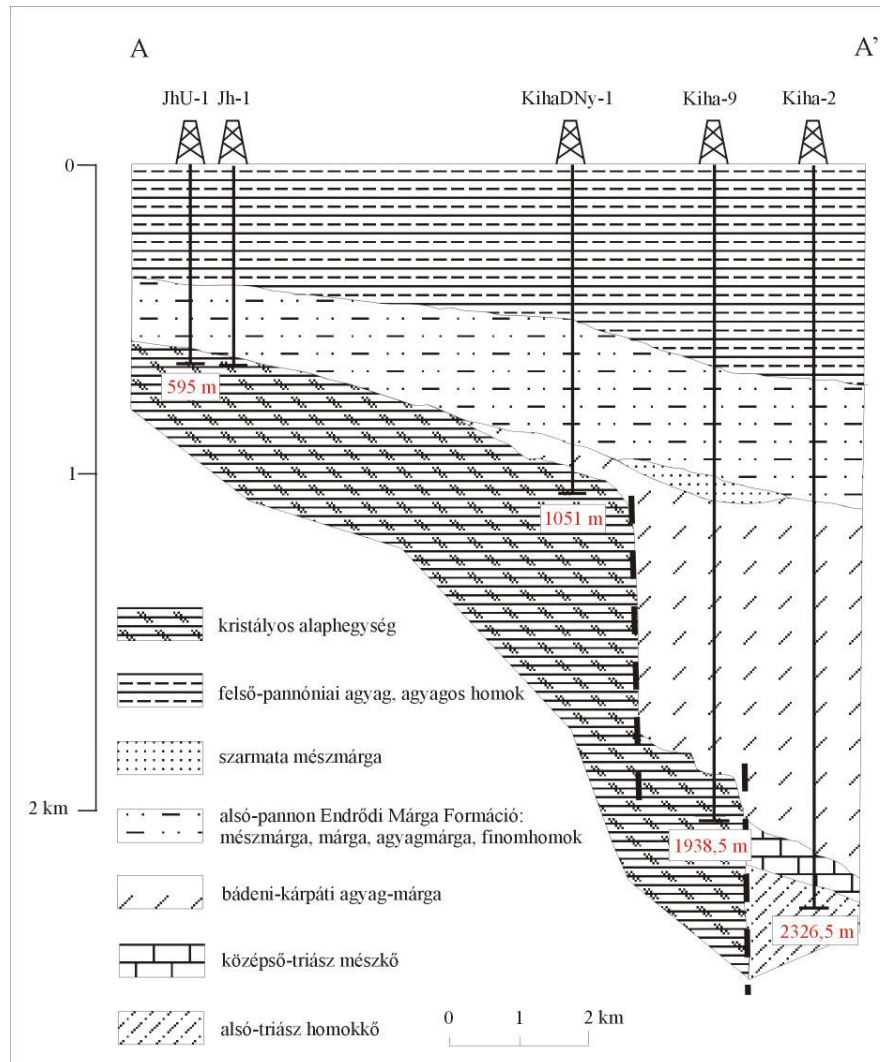


2. ábra: a) A Jánoshalma kutatási terület elhelyezkedése a Kárpátok-Alpok-Dinaridák rendszerben; b) A Jánoshalma kutatási terület elhelyezkedése a Tisza Egységen belül a Tisza Egység más megkutatott területeivel

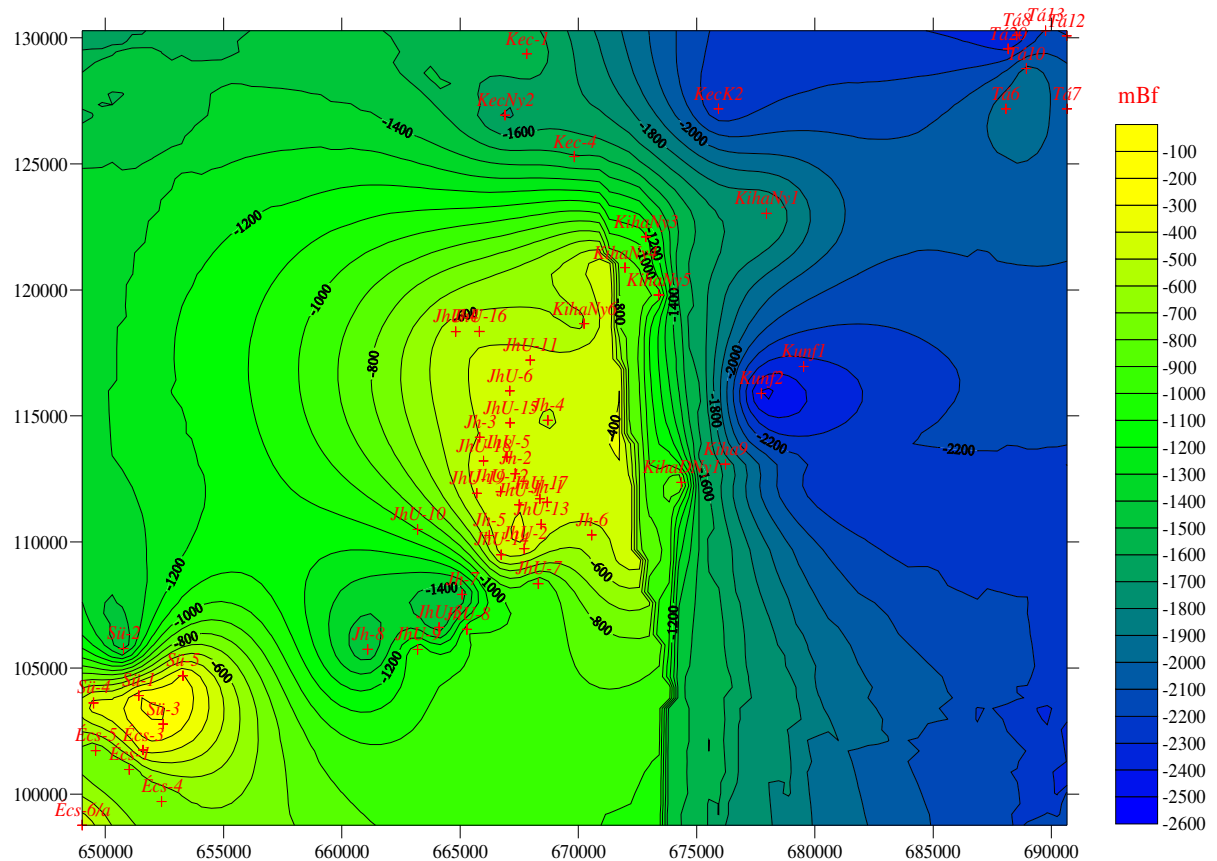


3. ábra: A Jánoshalma dómot és környezetét feltáró fúrások elhelyezkedése Jánoshalma településhez viszonyítva (EOV koordináta rendszerben)

1982 és 1985 között szintén szénhidrogén kutatási célzattal további 16, JhÚ (Jánoshalma-Új) jelű fúrást mélyítettek Jánoshalma környékén (3. és 5. *ábra*). A fúrások magmintáit Balázs és társai (1986) vizsgálták és a biotit-muszkovit gneiszet találták a leggyakoribb kőzettípusnak, míg a JhÚ-2 fúrás anyagát migmatitnak határozták meg.



4. ábra: A Jánoshalma metamorf hát Kiskunhalas felé eső keleti határa (az A-A' szelvény helyzetét a 3. ábrán mutatjuk be)



5. ábra: A metamorf medencealjzat felszíne a Jánoshalma hát területén a feltáró fúrásokkal (EOV koordináta rendszerben ábrázolva)

2.2. Metamorf hátak az Alföld aljzatában

A következőkben ismertetett kutatási területek elhelyezkedése a **2. ábrán** látható.

A Jánoshalma-hát az Alföld nyugati peremén helyezkedik el, a Közép-magyarországi vonaltól délre, amely elválasztja a Tisza Egységet az attól északnyugatra lévő ALCAPA Egységtől (Csontos, Nagymarosi, 1998). A Kodru takaró front a vizsgált területtől délre helyezkedik el. Mind délnyugat (Baksai, Görgetegi Komplexumok), mind északkelet felé viszonylag jól ismert a metamorf medencealjazat felépítése. A legközelebbi megkutatott terület az észak-északkelet felé lévő Kiskunhalas, Tázlár terület.

Tázláron kis metamorf fokú kvarc fillit, karbonát fillit, Kiskunhalason pedig muszkovit-biotit gneisz, csillámszegény gránit, gránitgneisz és amfibolit van jelen legnagyobb részben. A görcsönyi medencealjzat délnyugat Magyarországon túlnyomórészt különböző metamorf fokú csillámpalákból és gneiszekből áll, helyenként vastag mészsilikát márvány, vékonyabb dolomit márvány és amfibolit betelepülésekkel. A területen folyamatos átmenet figyelhető meg a klorit zónától a szillimanit zónáig (Szederkényi, 1976, 1977).

Árkai és tsai. (1999) óramutató járásával megegyező metamorf utat határoztak meg a Baksa-2 fúrás paragneiszeiben megfigyelt, egymást követő ásványegyüttesekből. Két prográd és egy retrográd fázist különítettek el; az első prográd fázisra kianit megjelenése jellemző, 480 ± 50 °C és 0.47 ± 0.07 GPa hőmérsékleti és nyomás viszonyokkal. A metamorfózis csúcspontját a kianit és staurolit együttes jelenléte határozta meg (660 ± 25 °C; 0.75 ± 0.05 GPa). A harmadik, retrográd, nyomáscsökkenésre utaló szakaszt a szillimanit megjelenése jelzi 650 ± 40 °C és 0.44 ± 0.02 GPa PT viszonyokkal.

Az, hogy létezik-e bármiféle kapcsolat a Tisza Egység aljzatának nyugati (Görcsöny) és keleti (Körös komplexum) részei között, a mai napig nem tisztázott kérdés. Lehetséges korrelációs pontként felmerülhetnek a Tisza Egységből feltárt, elszórtan megjelenő eklogit előfordulások (Ravasz-Baranyai, 1969; M. Tóth, 1995, 1996, 1997; Horváth és tsai., 2003). Főként a Körös komplexumra jellemzőek, de két minta előkerült a görcsönyi terület aljzatából is (Ravasz-Baranyai, 1969; Horváth és tsai., 2003).

A következőkben összegezzük a Körösi Komplexumban és a Görcsönyi hátságban előkerült eklogitokra vonatkozó előzetes kutatások eredményeit.

M. Tóth (1995) egymást követő ásványegyüttesek alapján kvalitatív PT utat határozott meg a Körösladány-5, Szeghalom-2 és Szeghalom-40 fúrások által feltárt retrográd

eklogitokból, míg a Szarvas-16 fúrásból előkerült eklogit részben megőrződött eklogit fáciesű ásványtársulásából termobarometriai számítások segítségével a metamorfózis csúcspontjának körülményeire is tett becslést (M. Tóth, 1997b). A Körösladány-5 (Köl-5) fúrásból feltárt retrográd eklogit klinopiroxén + gránát + rutil + fengit ásványegyütteséből a metamorfózis csúcspontjára $T \sim 600\text{ }^{\circ}\text{C}$ és $P > 1.2\text{ GPa}$ körülményeket becsült M. Tóth (1995) és M. Tóth és Schubert (1998). A nagy nyomású metamorfózist nyomás és hőmérséklet csökkenés követte zöldpala fácies körülmények közé, amelyre az albit + tremolit szimplektit jelenléte utal. Az ezt követő felfűtésre utal az amfibol, az $\text{Ab}_{60}\text{An}_{40}$ összetételű plagioklász és az ilmenit képződése Amfibol-plagioklász termometria (Holland és Blundy, 1994) $510\text{ }^{\circ}\text{C}$ hőmérsékletet adott a szimplektit fázisaira, $700\text{--}720\text{ }^{\circ}\text{C}$ -t pedig a metamorfózis csúcspontjának hőmérsékletére (M. Tóth és tsai., 2000). A szeghalmi minták az előrehaladott hidratáció és retrogresszió miatt nem voltak alkalmasak a metamorfózis csúcspontjának megbecslésére. Csupán a visszaoldódott, $X_{\text{pi}} = 0.35$ tartalmú, apró gránátszemcsék, szimplektites szövet, korona szerkezetek és átalakulási termékeik utalnak egy előző nagy nyomású metamorf eseményre. A nagy nyomásra utaló ásványfázisok azonosítása csupán az átalakulási termékeik alapján volt lehetséges; a kőzet mátrixát alkotó amfibol-plagioklász szimplektit klinopiroxén egykori jelenlétére utal, míg a tremolit + epidot + magnetit + ilmenit + klorit ásványtársulás elsődleges crossit jelenlétét valószínűsíti a kőzetben (Yardley, 1982; Maruyama és tsai., 1986). Ez a metamorfózis alacsony – közepes ($<550\text{ }^{\circ}\text{C}$) hőmérsékletére utal (M. Tóth, 1995). A nagy nyomású fázisokat helyettesítő ásványtársulás zöldpala fáciesű körülményekre ($450\text{--}480\text{ }^{\circ}\text{C}$, $<0.5\text{ GPa}$), azaz, a metamorf csúcst követő csökkenő hőmérsékletre és nyomásra utal. A finomszemcsés mátrix ásványok között újonnan kialakult Ca-amfibol és $\text{Ab}_{55\text{--}65}\text{An}_{35\text{--}45}$ összetételű plagioklász földpát figyelhető meg, amelyek amfibolit fáciesű metamorf felülbélyegzésre utalnak. A Szarvas-16 fúrás által feltárt eklogit hasonló szövettel

rendelkezik, de a gránátja ($\text{Alm}_{35-40}\text{Pi}_{35-40}\text{Grs}_{15-20}\text{Adr}_{0-5}\text{Sps}_{0-2}$) apró, diopszid összetételű ($\text{Di}_{70-75}\text{Hd}_{25}\text{Jd}_{0-3}$) klinopiroxén, kianit és fengit zárványokat tartalmaz. Ezen fázisok lehetővé tették a metamorf fejlődéstörténet egyes fázisai körülményeinek megbecslését ill. meghatározását, de mivel a teljes egykori eklogit fáciesű ásványtársulás nem maradt fenn a kőzetben, csupán a csúcskörülmények durva becslése volt megvalósítható. A gránát pirop tartalma alapján a szarvasi eklogit közepes hőmérsékletű ($<650\text{ }^{\circ}\text{C}$), B-típusú eklogit (Coleman, 1965). Ezt a hőmérsékletet figyelembe véve a fengit Si tartalma (Massone és Schreyer, 1987) 1.0-1.2 GPa nyomást jelez. Krogh és Raheim (1978) és Green és Hellman (1982) gránát-fengit Fe^{2+} -Mg termométerei alapján, gránát mag és fengit összetételeket figyelembe véve a metamorfózis csúcspontjának hőmérséklete $600 - 650\text{ }^{\circ}\text{C}$ -nak adódott. A retrográd viszonyokat a TWEEQ szoftver (Berman, 1991) segítségével becsülte meg, a $\text{CaO} - \text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO} - \text{TiO}_2$ rendszert figyelembe véve ($500 - 520\text{ }^{\circ}\text{C}$, $0.8 - 0.9\text{ GPa}$). A Körösladány eklogitban megfigyelt amfibolit fáciesű felülbélyegzés a Szarvas eklogit esetében is megfigyelhető. Szomszédos fúrásokból Szederkényi (1984) $580 - 600\text{ }^{\circ}\text{C}$ -t és $0.4 - 0.6\text{ GPa}$ -t határozott meg az amfibol – plagioklász ásványpárokból. A Körös egységből feltárt összes eklogit protolitja tholeiites bazalt összetételű lehetett (M. Tóth és Zachar, 2002).

Lelkes-Felvári és tsai. (2003) a Mezősas-2 fúrásból eklogitot határoztak meg, amely a Tisza Egységben eddig feltárt eklogitok közül a legkeletibb előfordulás. A minta amfibolit fáciesű felülbélyegzésen esett át, az egykori eklogit fáciesű ásványegyüttest (gránát – omfacit – hornblende $\pm$ fengit – kvarc – apatit – rutil) átalakulási termékek és reakciószövetek alapján határozták meg. A kőzet alapanyagát a valószínűleg omfacit utáni diopszid – plagioklász szimplektit alkotja, amelyben – az egykori eklogit fáciesű ásványegyüttes jelenlévő maradványaként – gránát és hornblende porfiroblasztok találhatók.

A görcsönyi eklogitot kis mélységből (122 m), a pannon üledékek feküjében lévő metamorf medencealjzatból tárta fel a Görcsöny-1 fúrás. Ez a minta jelentősen különbözik a Körös egység eklogitjaitól, mivel Ravasz-Baranyai (1969) ortopiroxént határozott meg az eklogit fáciesű ásványtársulás részeként. Ezt figyelembe véve a Görcsöny eklogit a magas hőmérsékletű, C-típusú eklogitok (Coleman, 1965) közé sorolható. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy ez a megfigyelés mikroszkópi megfigyelésen alapul, műszeres mérés az összetételre vonatkozóan nem történt, így az pontosan nem ismert.

Horváth és tsai. (2003) eklogit és gránátos amfibolit kavicsokat talált a Tisza Egység délnyugati része metamorf medencealjzatának fedőjében lévő miocén konglomerátumban. A metamorfózis tetőpontja ásványtársulásának omfacitos klinopiroxént, gránátot, rutilt és kvarcot határozott meg. Ebből 600 – 650 °C-t és 1.3-1.5 GPa-t becsült a metamorfózis csúcspontjának körülményeire.

Az Alföld metamorf medencealjzatának fúrásokkal egyik legjobban feltárt és megkutatott szegmense a Békési-medence északi peremén elhelyezkedő Szeghalom és az annak kelet felé közvetlen szomszédságában lévő Furta-Mezősas aljzat-kiemelkedés, amelyek jó összehasonlítási alapként szolgálhatnak az aljzat más részeinek megismeréséhez. A következőkben összegezzük meglévő ismereteinket a Szeghalom és a Mezősas-Furta háta közettípusairól, az egyes közettípusok metamorf fejlődéstörténetéről és a kőzettani felépítéséről.

2.2.1. Szeghalom-hát

A fúrásokkal jól feltárt Szeghalom-dóm (SzD) a Békési-medencétől É-ra helyezkedik el. Legnagyobb hányadban különböző amfibolit és gneisz típusok építik fel, alárendelten csillámpalával és leptinittel. A négy leggyakoribb közettípus az ortogneisz, a szillimanitos

biotit-gneisz, a gránátos amfibolit és az amfibol-biotit gneisz. A Szeghalom dóm déli lejtőjét a jelenlegi felszín alatt megközelítőleg 4000 m mélységben érték el a fúrások (Körösladány-3,-4, -5, -13, -18). Az összes innen származó magminta (gránátos-amfibolit, biotit-szillimanit-gneisz) azonos metamorf körülményre utal. A hát déli lejtőjének legnagyobb részét a biotit-szillimanit gneisz alkotja, amelyben a gránátos amfibolit betelepüléseként jelenik meg. A gneiszek legmagasabb hőmérsékleti viszonyát jelző ásványegyüttes a biotit + plagioklász + káliföldpát + kvarc + ilmenit $\pm$ gránát $\pm$ szillimanit. A metamorfózis csúcspontjának körülményeire DOMINO termobarometriai modellezés (de Capitani, 1994) alapján $T > 700\text{ }^{\circ}\text{C}$ -t és $P = 0.55\text{--}0.56\text{ GPa}$ -t becsültünk (Zachar, 2000). A K-Ar mérések 261 ± 16 és $267 \pm 10\text{ Ma}$ (amfibol) és $265 \pm 10\text{ Ma}$ (biotit) kort jeleznek (M. Tóth és tsai., 2000). A hát legkiemeltebb, központi részét szintén biotit-szillimanit gneisz és gránátos amfibolit építi fel. Az amfibolitok nagy nyomásra utaló reliktfázisokat tartalmaznak a déli lejtő amfibolitjaihoz hasonlóan. Habár ezekből ásványkémi és termobarometriai vizsgálatok még nem készültek, figyelembe véve a szöveti, és az ásványos összetételben megfigyelhető hasonlóságokat (M. Tóth és Schubert, 1998), a metamorfózis körülményei hasonlóak lehettek, mint a hát déli lejtőjén. 3 amfibolit magmintából származó amfibol-plagioklász ásványpárokból számított átlaghőmérséklet (Holland és Blundy, 1994) $705\text{ }^{\circ}\text{C}$ -nak adódott. A gneisz ebben a zónában helyenként migmatitos és gyakran tartalmaz biotit szélein és hasadásai mentén megjelenő fibrolitos szillimanitot. A déli lejtővel zónával ellentétben a gránát nagyon ritka. A DOMINO modellezés eredményei arra utalnak, hogy a muszkovit teljesen felhasználódott a biotit képződése során ($600\text{ }^{\circ}\text{C}$ körüli hőmérsékleten), míg a metamorfózis csúcspontjának körülményeire $T > 700\text{ }^{\circ}\text{C}$ -t és $P < 0.6\text{ GPa}$ -t kaptunk (Zachar, 2000). Ez jó egyezést mutat az amfibolitokból kapott adatokkal. A metamorfózis kora amfibol K/Ar adatok alapján 214 ± 8.4 , 217 ± 9 és $218 \pm 15\text{ Ma}$ (M. Tóth és tsai., 2000). A hát északi részének kőzettani

felépítése eltér a déli és a központi rész felépítésétől. Az amfibolitok jellemzően halványzöld amfibolból és $An < 30$ plagioklászból állnak. A jellemző titánfázis a titanit. Tíz amfibol-plagioklász ásványpáron elvégzett termometriai számítás (Holland és Blundy, 1994) eredményeként 580-620 °C-t kaptunk a metamorfózis csúcspontja hőmérsékletének 0.5 GPa nyomáson. A dóm északi részét felépítő gneiszek szövete és ásványos összetétele jelentősen eltér az előzőekben leírtaktól. Az előzőekkel ellentétben a szillimanit teljesen hiányzik, a biotit hasadásai mentén pedig szintelen Mg-klorit van jelen. A kőzet titán fázisa a titanit. Egy mintában irányítatlanul elhelyezkedő nagyméretű, visszaoldódott szemcseszélű, pargazitos összetételű Ca-amfibolok vannak jelen (M. Tóth és tsai., 2000). Jellemző a poligonális földpátszövet és igen gyakori a mirmekites, helyenként a pertites földpát szemcsék megjelenése. A gneiszek két jellemző járulékos elegyrésze a sajátalakú apatit és cirkon. Előbbi jellemzője a léces, tűs termet. A szöveti megfigyelések alapján ezt a gneisz típust ortogneisznak határoztuk meg. A nagyméretű, irányítatlanul elhelyezkedő amfibol szemcséket xenokristályokként értelmeztük (Zachar és M. Tóth, 2003). Az ortogneisz metamorfózisának csúcspontja DOMINO termobarometriai modellezéssel $T=550-600$ °C hőmérsékletnek és $P < 0.7$ GPa nyomásnak adódott (M. Tóth és tsai., 2000). A Szeghalom-15 fúrás felzikus granulitot tárt fel gránát + biotit + kordierit + szillimanit + káliföldpát ásványos összetétellel (Zachar és M. Tóth, 2003). Mind a granulit alatt, mind felette ortogneiszt tárt fel a fúrás. Ezek alapján a granulitot xenolitiként értelmeztük az ortogneiszben (Zachar és M. Tóth, 2003). A gneiszek gyakran nyírt szövetűek (milonitos nyírás).

A Szeghalom dómot felépítő három (biotit-szillimanit gneisz, amfibol-biotit gneisz, ortogneisz.), eltérő metamorf fejlődéstörténetű blokk neogén tektonikai mozgások során került egymás mellé (M. Tóth és tsai., 2000).

2.2.2. *Mezősas-Furta-hát*

A Mezősas-Furta dóm (MFD) a Szeghalom dómtól K-re, annak közvetlen szomszédságában helyezkedik. A Furta terület a hát legkiemeltebb központi része, míg a Mezősas rész ugyanazon hát déli lejtőjét foglalja el. A petrográfiai vizsgálatok alapján M. Tóth és Zachar (2006) hat kőzettípust különített el: ortogneisz, mafikus és ultramafikus kőzetzárványok, gránit, amfibol-biotit gneisz, szillimanit-biotit gneisz és gránátos amfibolit. A dóm felépítését és szerkezetét tekintve legalul a xenolitokat és xenokristályokat tartalmazó, gránit erekkel átjárt ortogneisz; felette gránátos amfibolit betelepüléseket tartalmazó szillimanitos gneisz, majd a kőzetoszlopban legfelül amfibol biotit gneisz található. Az ortogneisz mindkét helyen legnagyobbbrészt két földpátból, kvarcból és biotitból áll. A járulékos elegyrészek közül az apatit és a cirkon jelentős, amelyek sajátalakúak; az apatitra léces tűs termet jellemző. A titanit, az epidot, és a biotit hasadásai mentén megjelenő színtelen Mg-klorit alapján a metamorf fok durván becsülhető, míg a szillimanit teljes hiánya (még a muszkovit gazdag mintákban is) jelzi a felső hőmérsékleti határt. Habár a kőzet szövete nyilvánvalóan metamorf eredetre utal, a reliktpoligonális földpátszövet, ill. helyenként a kvarc és a földpát granoblasztos szövete utal a magmás eredetre. Többek között Vernon és Collins (1988) említi a poligonális szövetet, mint a magmás eredet legfontosabb bizonyítékát. A magmás eredetet alátámasztja a káliföldpátok gyakran pertites, illetve mirmekites szövete is. Az ortogneisz mind Mezősason, mind Furtán különböző xenokristályokat tartalmaz, amelyek közül leggyakoribb a gránát, amely gyakran klorittá és karbonáttá alakult. Helyenként a földpát és kvarc mátrixban lévő gránát is S-alakú zárványsorokat tartalmaz. Helyenként atoll gránát is megjelenik. Elszórtan visszaoldódott szemcseszélű amfibol szemcsék figyelhetők meg, a legtöbb esetben különálló, egymástól elszigetelt, de optikailag folytonos amfibol darabok utalnak az egykori nagy amfibol szemcse jelenlétére. Más helyeken az amfibol

xenokristályok klinopiroxén és gránát zárványokat tartalmaznak. Furtán igen gyakoriak a nagy méretű zárványdús földpát porfiroblasztok az ortogneiszben. A leggyakoribb zárványok a kvarc, a gránát, az amfibol, a rutil és az ilmenit. A zárványok irányítottan helyezkednek el az egyes földpátszemcséken belül, de a különböző szemcsékben eltérő az orientációjuk. Ezen szöveti jegyek alapján az ortogneisz jól elkülöníthető a Mezősas-Furta dóm egyéb gneisz típusaitól, habár egyes esetekben a metamorfózist követő milonitos deformáció – amely számos mintára jellemző – megnehezíti a szöveti jegyek felismerését.

Az ortogneisz a xenokristályokon kívül számos mafikus és ultramafikus összetételű xenolitot is tartalmaz. A leggyakoribb a gránátos amfibolit, amelynek számos altípusa jelen van. Az aktinolit pala, az antofillit pala és a serpentinit xenolitok képviselik az ultramafikus xenolitokat. A mafikus és ultramafikus xenolitok és a befogadó ortogneisz között folyamatos átmenet van, az ortogneisz felé csökken az amfibol szemcsék mennyisége. Az itt található amfibolokra általánosan jellemző a hullámos, visszaoldódott szemcsehatár.

A fentiek alapján megállapítható, hogy kőzettani felépítés, a közetszöveti jellemzők és a szerkezet alapján a Mezősas-Furta dóm és a Szeghalom dóm hasonlóságot mutat, és az aljzatban egymás folytatásaként értelmezhetők. A SzD esetében is csak az ortogneisz tartalmaz eklogitot, továbbá gránát és amfibolit xenokristályokat. Az eklogitok ritka előfordulása és elszórt térbeli elhelyezkedése miatt valószínűsíthető, hogy az eklogit nem összefüggő zónaként van jelen az aljzatban, hanem az MFD gneiszében feltárt felzikus, mafikus és ultramafikus xenolitokhoz hasonlóan szintén xenolitokként értelmezhető.

3. ALKALMAZOTT MÓDSZEREK

A fő- és nyomelemeket (S, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cs, Ba, Pb, La, Ce, Pr, Nd, Th) XRFS módszerrel (röntgenfluoreszcens spektrometria) határoztuk meg. A mérések a Veszprémi Egyetemen készültek, egy Philips PW 2404 röntgenfluoreszcens spektrométeren, 4 kV gerjesztési feszültségű Rh csővel és LiF (200), PE és PX1 analízáló kristályokkal. A minta-előkészítés során a mintákat 20 µm-es szemcseméretnél kisebbre őrölték, majd 105 °C-on szárították. 0.12 GPa nyomás alatt pasztillákat préseltek a pormintákból, majd ezek roncsolásmentesen kerültek vizsgálatra. A vizsgálattal kapcsolatos mérési hibákat a IV.3.1 és IV.3.3. fejezet tartalmazza.

Neutron aktivációs módszert alkalmaztunk a következő nyomelemek meghatározására: Ba, Ce, Cs, Eu, Hf, La, Nd, Rb, Sm, Th, U, Yb. A mérések a Budapesti Műszaki Egyetem nukleáris reaktorában készültek. A mérési hibákat az IV.3.3. fejezet tartalmazza.

Az elektron mikroszkopos mérések (**2. függelék**) a pozsonyi Geológiai Szolgálatnál (GÚDŠ) készültek egy Cameca SX-100 készüléken 15 kV gyorsítási feszültség és 15 nA áramerősség alkalmazásával. 2 µm sugárnyaláb átmérőt alkalmaztunk a gránát és a klinopiroxén, 10 µm-t a csillámok és 5 µm-t az amfibol, zoizit, káliföldpát és az egyéb ásványok esetében. A kalibráláshoz természetes és szintetikus standardokat használtunk.

Előzetes elektron mikroszkopos mérések (**2. függelék**) történtek a Leobeni Egyetemen (Montanuniversität, Leoben), egy ARL-SEMQ 30 mikroszkopon. A mérés 15-20 keV feszültségen, 30 nA áramerősségen történt természetes standardok alkalmazása mellett.

A termobarometriai számításokat két, egymástól független módszerrel végeztük el. Egyrészt termobarometriai modellezéssel (THERIAK/DOMINO programcsomag, De

Capitani, 1994); másrészt ásvány-pár összetételeken és megoszlási együtthatókon alapuló, kísérleti úton kalibrált geotermométereket és geobarométereket alkalmaztunk.

A THERIAK/DOMINO termobarometriai modellező programcsomag (De Capitani, 1994) moláris közet összetételt, egy konzisztens ásvány adatbázist és keveredési modelleket használ bemeneti (input) paraméterekként. Termodinamikai adatbázisként a Berman által bevezetett (1988) Meyre és tsai. (1997) által kiegészített rendszert használtuk. A THERIAK/DOMINO termobarometriai programcsomag a legújabb aktivitás és keveredési modelleket alkalmazza mind az ásványokra, mind a fluid fázisokra egyaránt. A THERIAK legkisebb Gibbs energiával rendelkező ásványegyütteseket számol adott kémiai összetétel esetén a beviteli paraméterként (input) megadott nyomás és hőmérséklet pontban (6. *ábra*); a program kimenete egy ásványegyüttes, a fázisok moláris mennyiségének és összetételének feltüntetésével (7. *ábra*). A DOMINO ugyanezen elv alapján, egy adott nyomás-hőmérséklet ablakban modellez, az adott PT ablakban lévő reakcióizográdot és a hozzájuk tartozó reakciókat mutatja be.

THERIN - Jegyzetömb	
Fájl	Szerkesztés Formátum Nézet Súgó
500.00 5000.0 EMAX=10 TEST=1E-7 MPOLMAX=4x MAMAX=31 LO1MAX=300 GCMAX=100 DELXSTAR=1E-2 STEPSTAR=25 EQUALX=1E-4 DELXSCAN=1.00 STEPMAX=15 DELXMIN=1E-7 0 SI(1067)TI(10)AL(268)FE(54)MG(52)CA(23)NA(92)K(64)H(130)O(2833) * 2. 1/1.2	

6. *ábra*: A THERIAK termobarometriai modellező program (de Capitani, 1994) bemeneti paraméterei; 1. sor: hőmérséklet (°C); nyomás (bar) és a közet molban számított kémiai összetétele (alsó sor)

OUT - Jegyzetkönyv							
Fájl	Szerkesztés	Formátum	Nézet	Súgó			
TEST = 1.0000E-07 DELXSCAN = 1.0000E+00		LO1MAX = 300 DELXSTAR = 1.0000E-02		EQUALX = 1.0000E-04 STEPSTAR = 25		DELXMIN = 1.0000E-07 STEPMAX = 15	
						GCMAX = 100	
P = 5000.00 bar stable phases: 8 G(-) = 2.70180E-09		P(Gas) = 5000.00 bar loop = 12 G(System) = -1412046677.17		T = 500.00 C = 773.15 K R = 8.3143000			
act. (x)	phase	N	mol%		x	x	Activity
-----	-----	-	----		-	-	-----
0 9 ILM		10.000000	1.329787	ILMENITE	.961074	9.61074E-01	9.61074E-01
9.61074E-01				GEIKELITE	.038926	3.89263E-02	3.89263E-02
3.89263E-02							
0 10 BIOTITE		26.999807	3.590398	PHLOGOPITE	.637174	6.37174E-01	6.37174E-01
6.37174E-01				ANNITE	.362826	3.62826E-01	3.62826E-01
3.62826E-01							
0 12 WHITE MICA		33.000000	4.388296	PARAGONITE	.003689	3.68861E-03	5.36298E-01
5.36297E-01				MUSCOVITE	.996311	9.96311E-01	9.96369E-01
9.96369E-01							
0 13 PLAGIOCLASE		114.878276	15.276359	ALBITE	.799788	7.99788E-01	7.99788E-01
7.99788E-01				ANORTHITE	.200212	2.00212E-01	2.00212E-01
2.00212E-01							
0 15 FLUID		5.000193	.664919	STEAM	.999961	9.99961E-01	9.99961E-01
9.99961E-01				HYDROGEN	.000039	3.85307E-05	3.85307E-05
3.85307E-05							
45 0 MAGNETITE		5.000193	.664919				
55 0 POTASSIUM FELDSP		4.121917	.548127				
60 0 A-QUARTZ		553.000000	73.537196				

7. *ábra*: A THERIAK termobarometriai modellező program (de Capitani, 1994) kimenete az ásványos összetétel és az elegykristályok összetételének feltüntetésével

4. EREDMÉNYEK

4.1. Makroszkópos leírás

A kőzetek osztályozása és elnevezése a mikroszkópos vizsgálatok után történt meg, mivel a gyakran átalakult, nyírt kőzetek makroszkópos meghatározása sok esetben nem volt egyértelmű.

4.1.1. Gneisz

A Jánoshalma aljzat-kiemelkedésből feltárt leggyakoribb kőzettípus a gneisz (8. *ábra*). A kőzet szürke színű, közepeszemcsés, ásványos összetételét tekintve kvarc, földpát, biotit

és muszkovit építi fel. Általában üde. A feltárt magminták között vannak csillámban szegényebbek és gazdagabbak. A JhÚ-11 fúrás deformálatlan gránát tartalmú csillámszegény muszkovit gneiszt tárt fel (**9. ábra**). Helyenként a csillámban gazdag változatokban kvarc és földpát összetételű sávok láthatóak (**10. és 11. ábra**). A kőzet irányított szövetű, a palássági irány változik a különböző magokon, előfordul függőleges palásság (JhÚ-2 fúrásban), de a vízszinteshez közeli palássági irány a leggyakoribb és előfordulnak áttekinthetetlenül gyüredezett magminták is (**12. ábra**). A gneisz helyenként bontott, zöldes szürkés színű, amely a biotit kloritosodásából adódik. A bontottság főleg a deformált magmintákon figyelhető meg és szintén ezeken jelenik meg a zavaros gyüredezettség is (**13.-16. ábra**). A JhÚ-6 fúrásból származó magminta üde, csillámdús, deformált mintájában szürkésfekete kerek kihengerelt földpátblasztok láthatóak (**17. ábra**). A JhÚ-13 és JhÚ-17 fúrás barnás-szürkés bontott amfibolos gneiszt tárt fel.

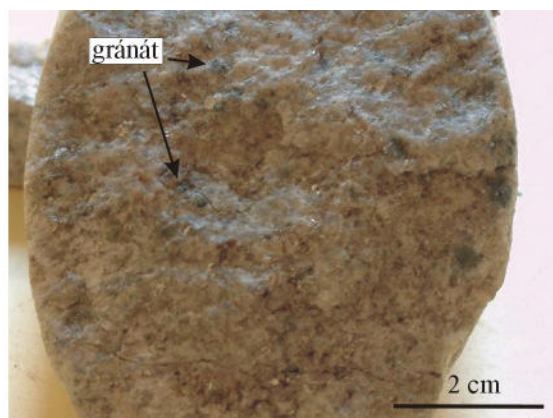
A gneisz általában repedésekkel átjárt (**18. ábra**, JhÚ-5), de előfordulnak repedésmentes magminták is (JhÚ-2). A JhÚ-6 fúrás tárta fel a legjobban deformált gneisz mintát (**19. ábra**).

4.1.2. Amfibolit

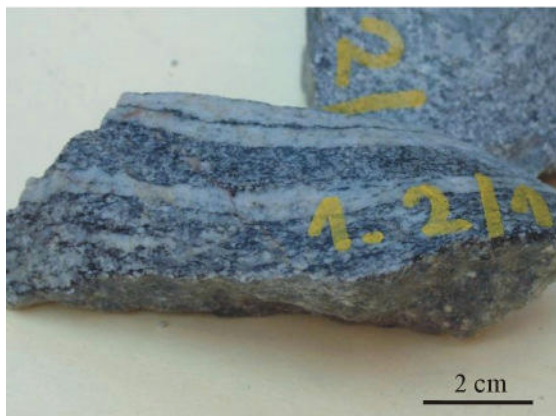
Amfibolitot három fúrás tárt fel (JhÚ-2, JhÚ-6, JhÚ-15). A kőzet finomszemcsés, zöldesszürke színű, túlnyomórészt amfibolból és plagioklász földpátból áll (**20. és 21. ábra**). A kőzet erősen bontott, az amfibol kloritosodott. A bontottabb szakaszokon a kőzet porlik (**22. ábra**). Függőleges irányú sötétzöldes-fekete, kb. 1 mm szélességű, egymással párhuzamos sávok járók át (**23. ábra**).



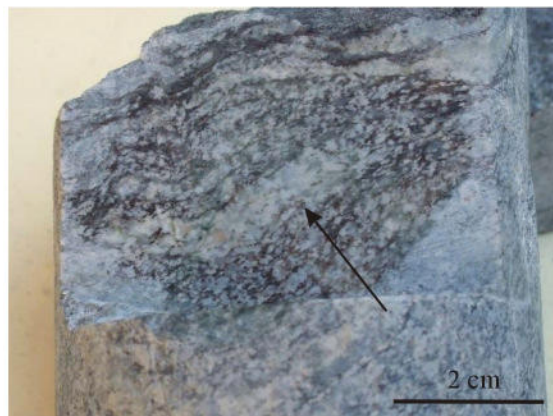
8. ábra: Üde biotit-muszkovit gneisz
JhÚ-11 fúrás 1/1.mag



9. ábra: Gránát tartalmú csillámszegény
muszkovit gneisz
JhÚ-11 fúrás 3/1. mag



10. ábra: Kvarc-földpát sávok biotit-muszkovit
gneiszben; JhÚ-1 fúrás 2/1.mag



11. ábra: Kvarc-földpát sávok biotit-muszkovit
gneiszben; JhÚ-1 fúrás 3/1.mag



12. ábra: Gyüredezett, enyhén bontott biotit-
muszkovit gneisz; JhÚ-4 fúrás 1/2.mag



13. ábra: Bontott biotit-muszkovit gneisz
JhÚ-18 fúrás 2/2.mag



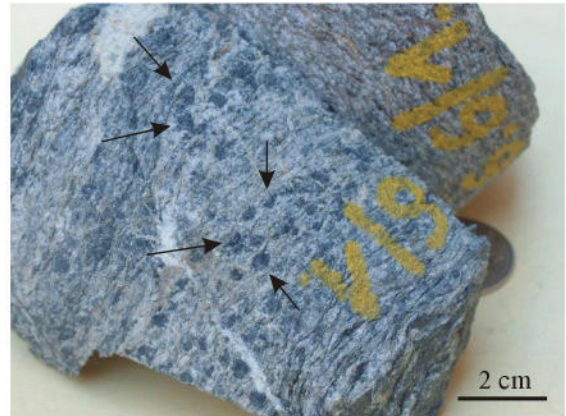
14. ábra: Nyírt bontott repedezett muszkovit-biotit gneisz; JhÚ-12 fúrás 1/2.mag



15. ábra: Nyírt, bontott muszkovit-biotit gneisz; JhÚ-6 fúrás 3/1.mag



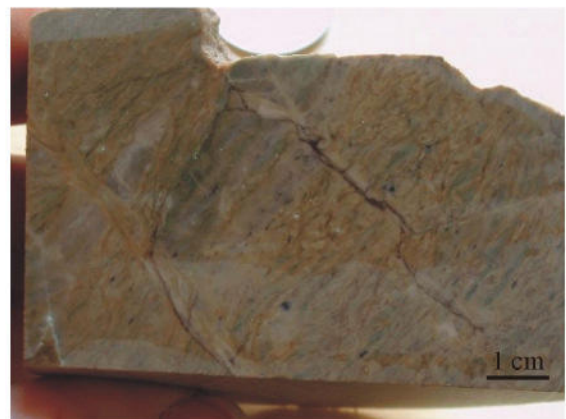
16. ábra: Nyírt enyhén bontott biotit-muszkovit gneisz; JhÚ-6 fúrás 6/2.mag



17. ábra: Kihengerelt földpátblasztok nyírt, bontott biotit-muszkovit gneiszben JhÚ-6 fúrás 6/1.mag



18. ábra: Repedezett, bontott muszkovit-biotit gneisz; JhÚ-5 fúrás 1/1.mag



19. ábra: Erősen nyírt, bontott muszkovit-biotit gneisz; JhÚ-6 fúrás 3/1.mag



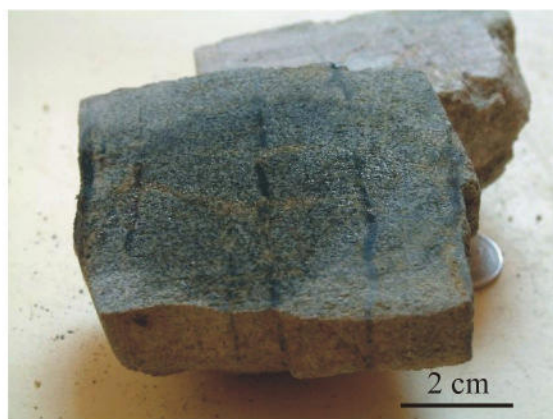
20. ábra: Repedezett bontott amfibolit
JhÜ-15 fúrás 1/2. mag



21. ábra: Repedezett bontott amfibolit
JhÜ-15 fúrás 1/1. mag



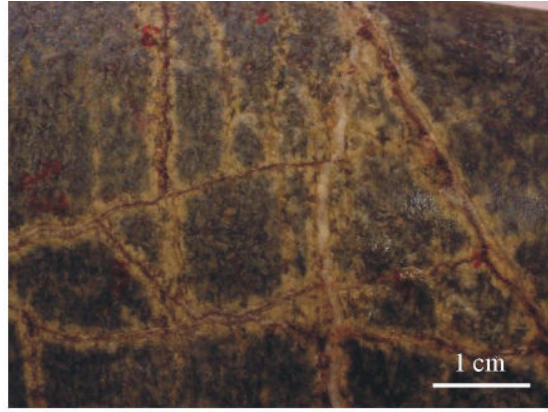
22. ábra: Erősen bontott, porló amfibolit
JhÜ-2 fúrás 1/2. mag



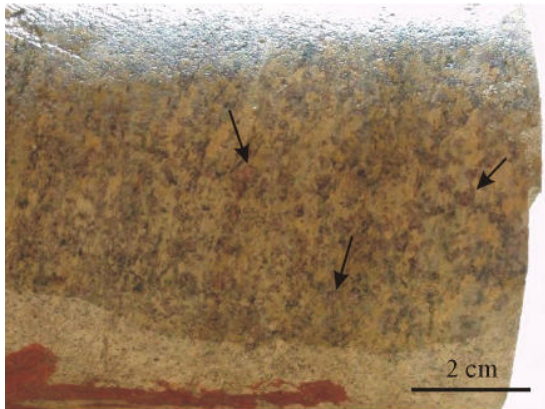
23. ábra: Erősen bontott amfibolit
JhÜ-2 fúrás 1/2. mag



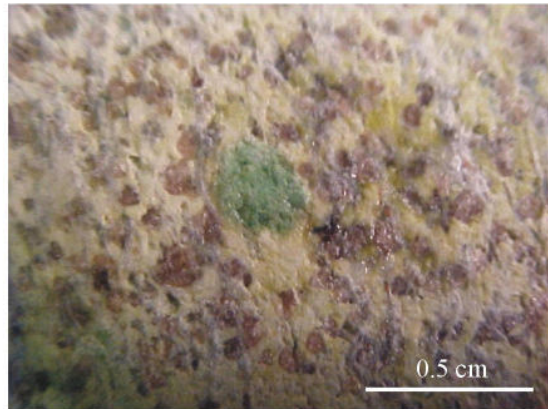
24. *ábra:* Repedezett retrográd eklogit
JhÚ-16 fűrés 1/3. mag



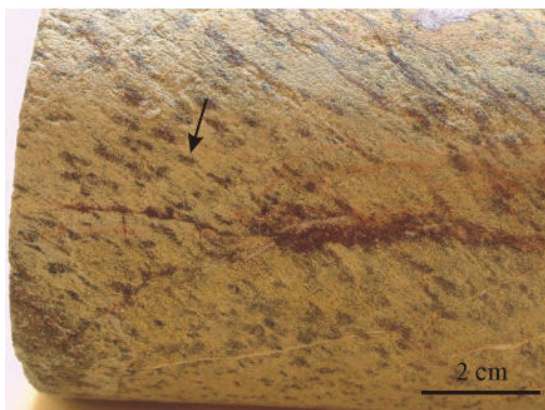
25. *ábra:* A retrográd eklogit (zöld) repedései
mentén megjelenő karbonát (sárga)
JhÚ-16 fűrés 1/3. mag



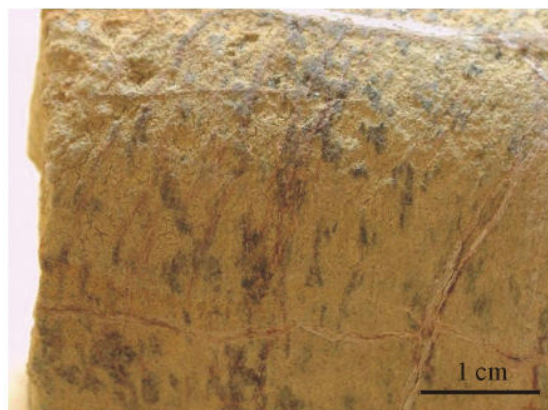
26. *ábra:* Teljes mértékben karbonátosodott
retrográd eklogit közetalkotó mennyiségű
gránáttal (fekete nyilak)
JhÚ-16 fűrés 1/1. mag



27. *ábra:* Zöld klinopiroxén porfiroblaszt és
gránátok a karbonátosodott eklogit mátrixában
JhÚ-16 fűrés 1/1. mag



28. *ábra:* Gránát retrográd átalakulásából származó
nyírt, ellipszoid alakú biotit porfiroblasztok
a karbonátosodott, mállott eklogit mátrixában
JhÚ-16 fűrés 1/5. mag



29. *ábra:* A retrográd eklogit teljesen mállott,
porló változata; JhÚ-16 fűrés 1/6. mag

4.1.3. Eklogit

A JhÚ-16 fúrás által feltárt magminta zöld színű finomszemcsés kőzet (**24. ábra**). Erősen repedezett, a repedéseket karbonát tölti ki. A repedések mentén kb. 1 cm szélességben a kőzet átalakult/karbonátosodott, sárga színű (**25. ábra**), a feltárt magszakasz egyes részei azonban teljes mértékben átalakultak. Ezeken a helyeken a kőzet megközelítően 25 %-át az 1-2 mm átmérőjű halvány rózsaszínű gránát alkotja (**26. ábra**). A kőzetben elszórta 1-2 mm átmérőjű kerekded alakú élénk zöld klinopiroxén porfiroblasztok láthatóak (**27. ábra**). A többi elegyrész – amely a sárga színű karbonátosodott mátrixot alkotja – makroszkóposan nem meghatározható. A kőzet egyes szakaszokon deformált, a valószínűleg gránát átalakulásából származó biotit blasztok ellipszoid alakúak (**28. ábra**). Ezeken a helyeken teljesen bontott, porlik a kőzet (**29. ábra**).

4.1.4. Gránit

A kutatási területről egy fúrás (JhÚ-14) által feltárt kőzettípus a gránit. A kőzet durvaszemcsés, legnagyobb részt kvarc és földpát építi fel. A földpát fehér színű, sajátalakú és akár 0.5 cm-t is elérheti a mérete (**30. ábra**). A biotit a kőzet kb. 1 %-át teszi ki, általában zöldes színű, kloritosodott. A repedésmentes magmintán deformáció nyoma nem látható (**31. ábra**).



30. ábra: Durvaszemcsés csillám-szegény gránit; JhÚ-14 1/II. mag



31. ábra: Sajátalakú földpátok a gránitban; JhÚ-14 1/II. mag

4.2. Mikroszkópos leírás

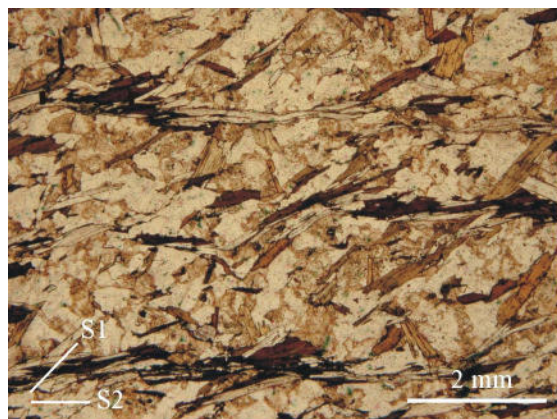
4.2.1. *Gneisz*

A vizsgált területen egy gneisz típus jelenik meg, amely szöveti bélyegei alapján polimetamorf fejlődéstörténettel rendelkezik. Kőzetalkotóként káliföldpát, plagioklász földpát, biotit, fehércsillám és kvarc alkotja. A biotit és fehércsillám minden vizsgált gneisz mintában jelen van, de arányuk igen eltérő lehet. A biotit vöröses barna, általában üde, vagy gyengén kloritosodott a hasadásai mentén és a szemcseszéleken. A csillámok határozzák meg a két foliációs síkot (S1, S2), amely a gneisz típus egyik jellemzője (32. és 33. *ábra*). A gneisz mátrixában helyenként gránát is megjelenik (34-36. *ábra*). Az elszórtan megjelenő gránát szemcsék fehércsillám, biotit és kvarc zárványokat tartalmaznak.

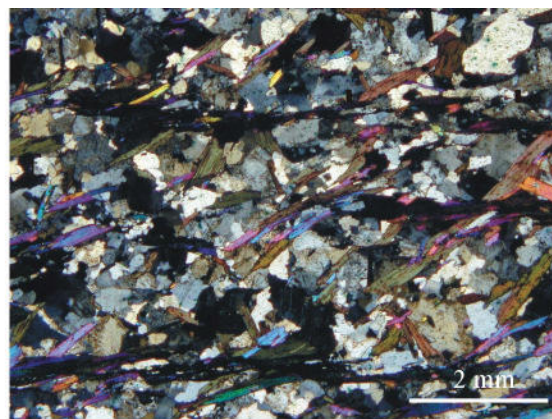
A gneisz járulékos elegyrészekként idiomorf cirkont (34. *ábra*) és léces, tűs termetű apatitot tartalmaz (37. *ábra*). Megjelenhetnek zárványként földpátban és kvarcban, vagy mátrix ásványként. A kőzet titánfázisa az ilmenit.

Egy esetben hajlott szillimanit kötegek jelenlétét dokumentáltuk S2 fehércsillámban (JhÚ-12 fúrás) (38-41. *ábra*), amelyek orientációja közel merőleges az S2 és párhuzamos az S1 foliációs irányokkal. A kisebb szemcseméretű fehércsillám szemcsék nem tartalmaznak szillimanitot, de bennük rendszeresen megjelennek hasonló orientációjú (S1) opak zárványsorok (42. és 43. *ábra*).

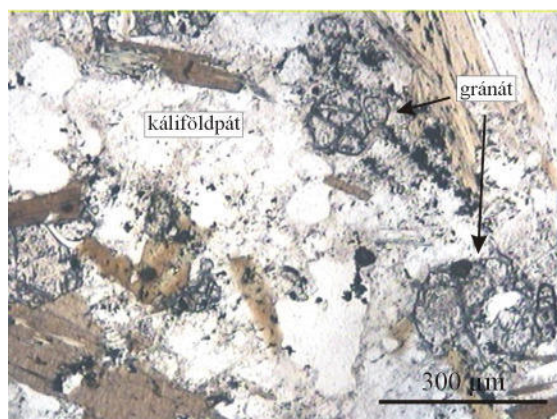
A gneiszben helyenként megfigyelhető rezorbeált atoll gránátok (44-49. *ábra*) és nagyméretű táblás, vagy megnyúlt habitusú amfibol szemcsék (50-53. *ábra*) jelenléte. Az amfibolok irányítatlanul helyezkednek el, „úsznak” a gneisz fent említett kvarc-földpát mátrixában. Az amfibolok mindig rezorbeáltak, hullámos szemcsehatárokkal, kvarc és földpát beöblösödésekkel a szemcseszéleken; rájuk előrehaladott kloritosodás jellemző.



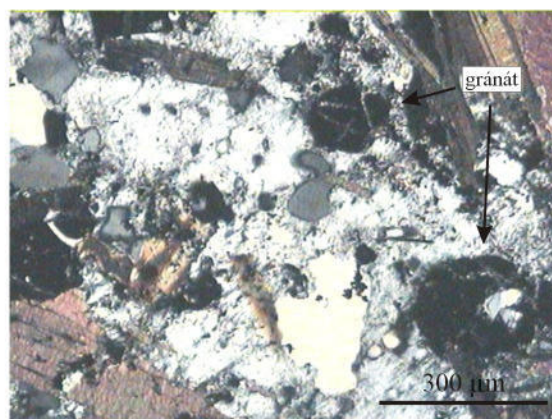
32. *ábra:* A Jánoshalma gneisz szöveti képe az S1S2 palássági irányokkal; JhÚ-11 fúrás 1/1. mag, 1 N



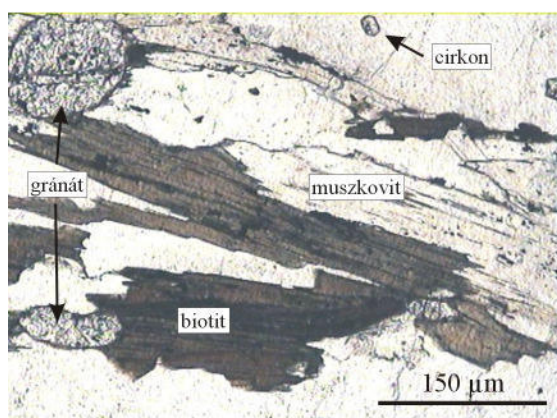
33. *ábra:* A Jánoshalma gneisz szöveti képe az S1S2 palássági irányokkal; JhÚ-11 fúrás 1/1. mag, XN



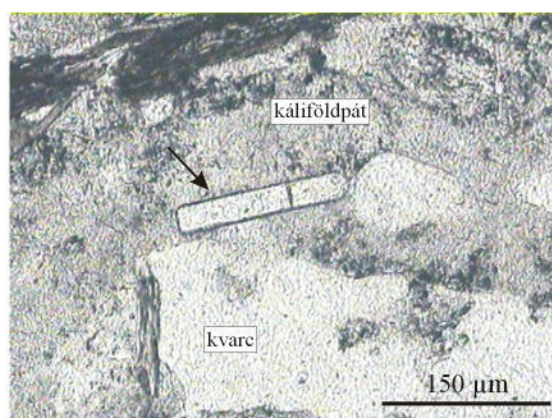
34. *ábra:* Gránát szemcsék a Jánoshalma gneiszben JhÚ-4 fúrás 1/2. mag, 1 N



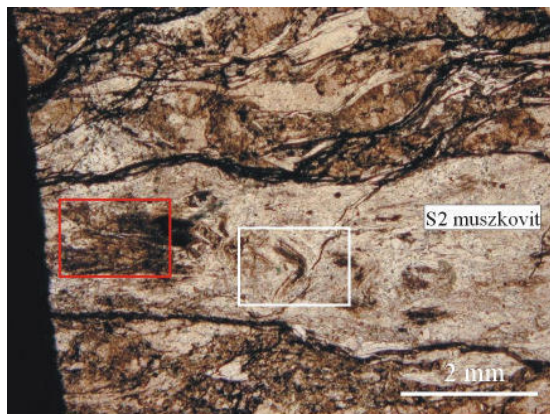
35. *ábra:* Gránát szemcsék a Jánoshalma gneiszben JhÚ-4 fúrás 1/2. mag, X N



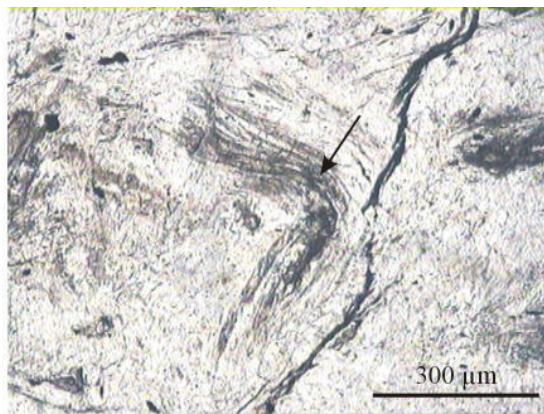
36. *ábra:* Gránátok és sajátalakú cirkon a Jánoshalma gneiszben; JhÚ-4 fúrás 1/2. mag, 1 N



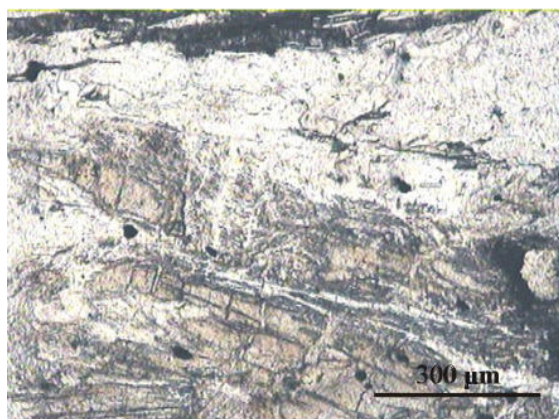
37. *ábra:* Léces apatit (nyíl) a Jánoshalma gneiszben JhÚ-4 fúrás 1/2. mag, 1 N



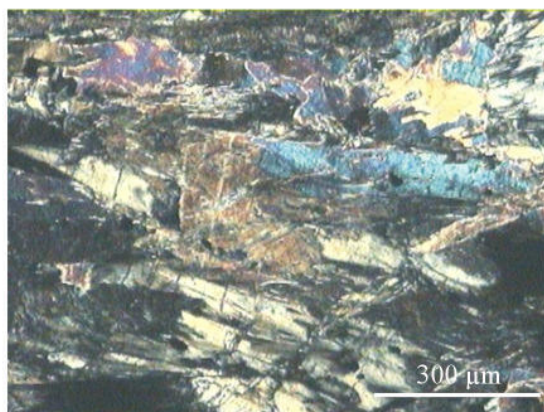
38. *ábra*: Prekinematikus (S1) szillimanit szöveti helyzete S2 muszkovitban; JhÚ-12 fúrás 1/1. mag, 1 N (a fehér keretben lévő részlet a 39. *ábrán*, a piros keretben lévő a 40. és 41. *ábrán* látható)



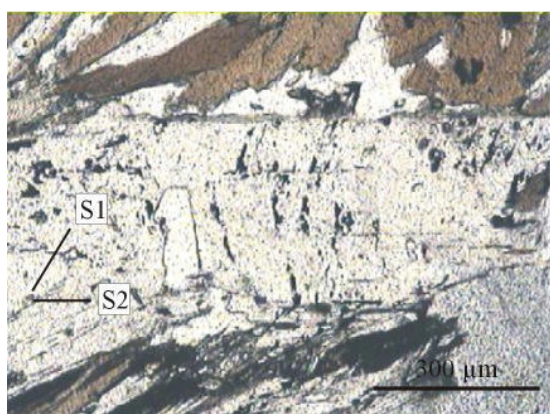
39. *ábra*: Hajlott S1 szillimanit S2 muszkovitban JhÚ-12 fúrás 1/1. mag, 1 N



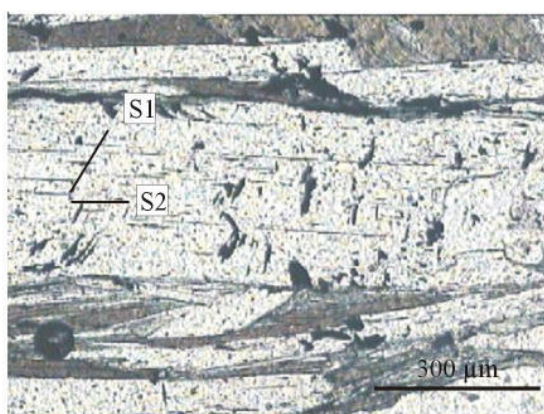
40. *ábra*: Az S1 szillimanit S2 muszkovit által történő helyettesítése; JhÚ-12 fúrás 1/1. mag, 1 N



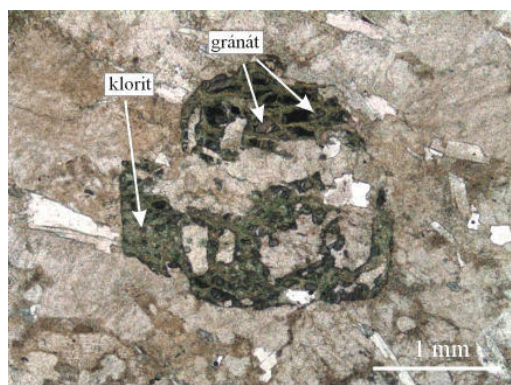
41. *ábra*: Az S1 szillimanit S2 muszkovit által történő helyettesítése; JhÚ-12 fúrás 1/1. mag, X N



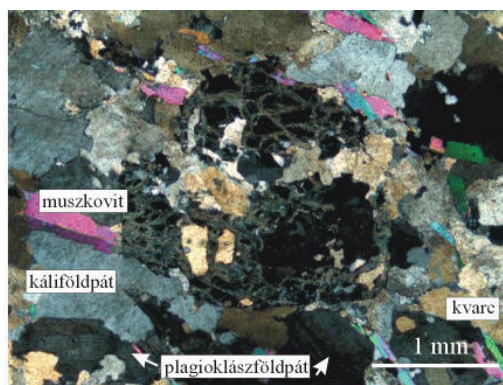
42. *ábra*: S1 orientációjú opak zárványsorok S2 muszkovitban; JhÚ-4 fúrás 1/1. mag, 1 N



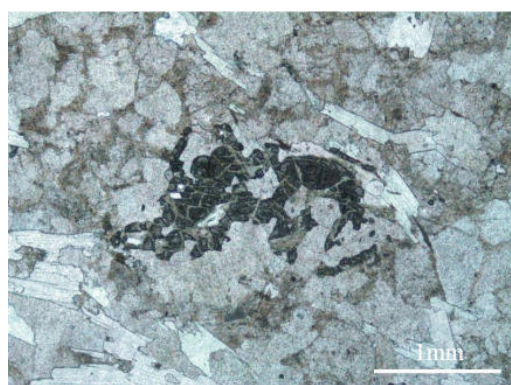
43. *ábra*: S1 orientációjú opak zárványsorok S2 muszkovitban; JhÚ-4 fúrás 1/1. mag, 1 N



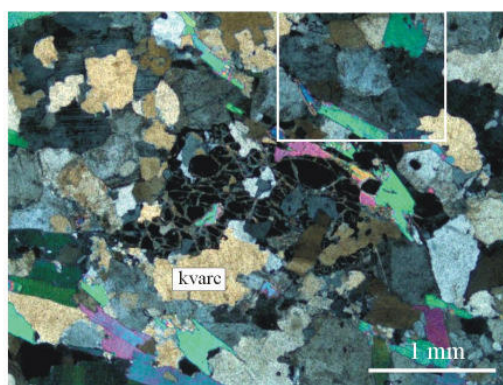
44. ábra: Nagyméretű visszaoldódott és kloritosodott atoll gránát a gneisz mátrixában, I N JhÚ-11 fúrás 3/1. mag



45. ábra: Nagyméretű visszaoldódott és kloritosodott atoll gránát a gneisz mátrixában, XN JhÚ-11 fúrás 3/1. mag



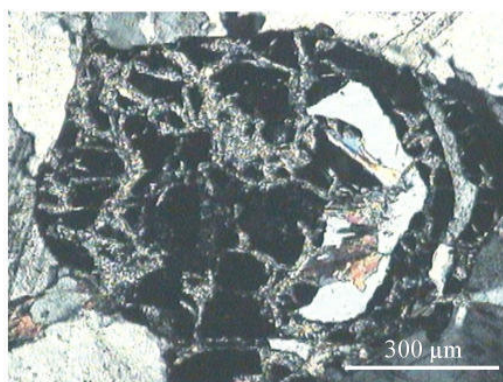
46. ábra: Nagyméretű gránátszemcse visszaoldódott, atoll szövetű maradványa a gneisz mátrixában, I N JhÚ-11 fúrás 3/1. mag



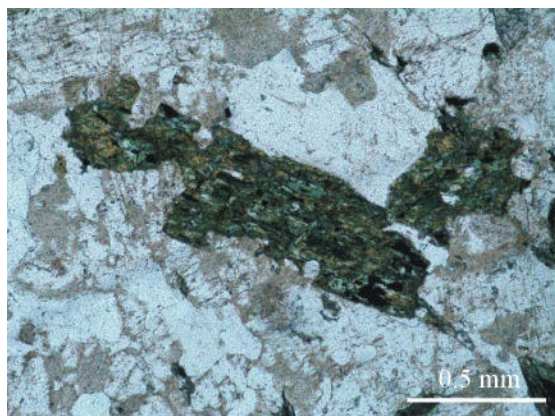
47. ábra: Nagyméretű gránátszemcse visszaoldódott, atoll szövetű maradványa a gneisz mátrixában, XN JhÚ-11 fúrás 3/1. mag
(fehér keret: polygonális földpátszövet a gneisz mátrixában)



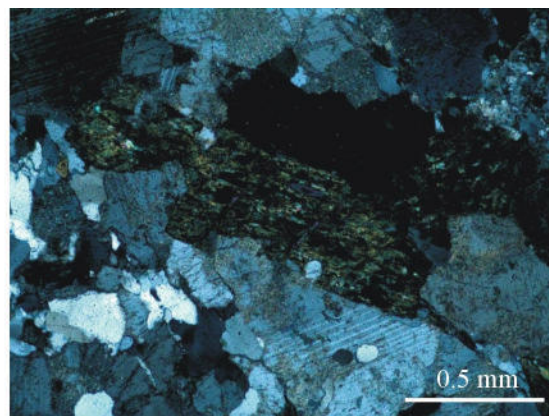
48. ábra: Sajátalakú atoll gránát a gneisz mátrixában, I N JhÚ-11 fúrás 3/1. mag



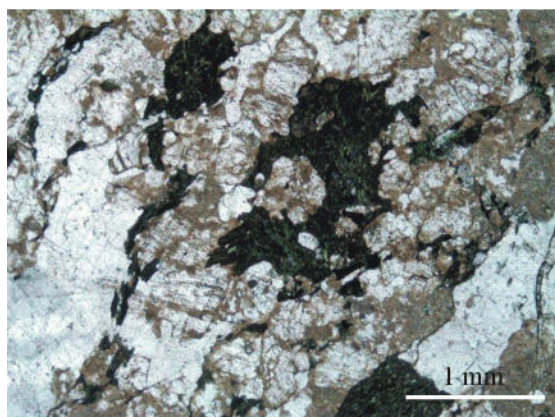
49. ábra: Sajátalakú atoll gránát a gneisz mátrixában, II N JhÚ-11 fúrás 3/1. mag



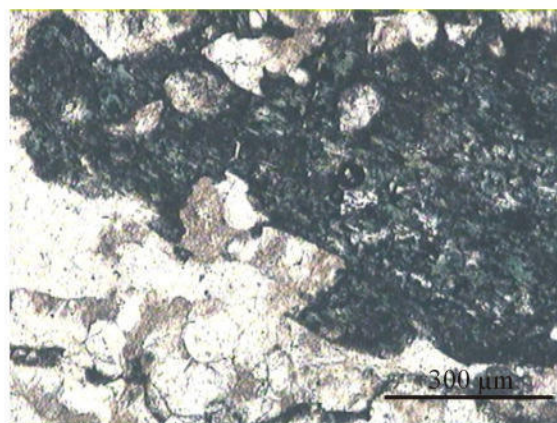
50. ábra: Visszaoldódott szemcseszélű kloritosodott amfibol a gneisz mátrixában, 1 N JhÚ-13 fúrás 2/1. mag



51. ábra: Visszaoldódott szemcseszélű kloritosodott amfibol a gneisz mátrixában, XN JhÚ-13 fúrás 2/1. mag

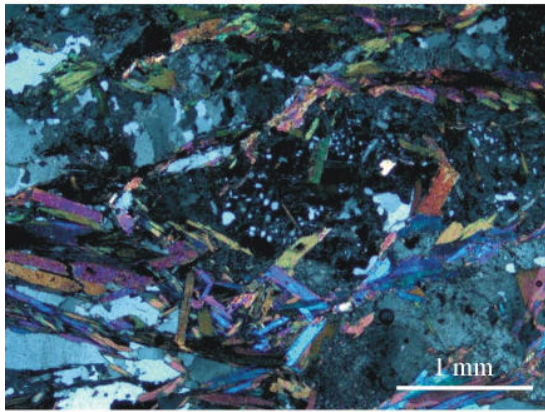


52. ábra: Visszaoldódott szemcseszélű kloritosodott amfibol a gneisz mátrixában, 1 N JhÚ-13 fúrás 2/1. mag

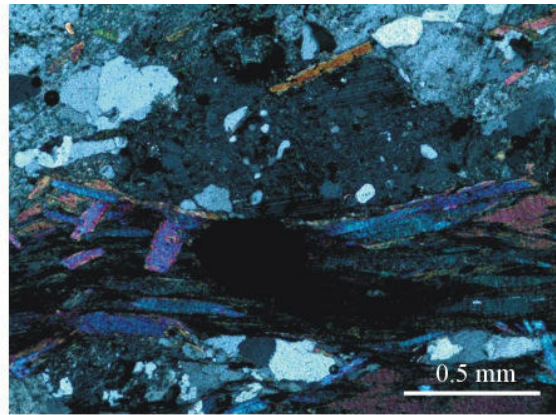


53. ábra: Visszaoldódott szemcseszélű kloritosodott amfibol a gneisz mátrixában, 1 N JhÚ-13 fúrás 2/1. mag

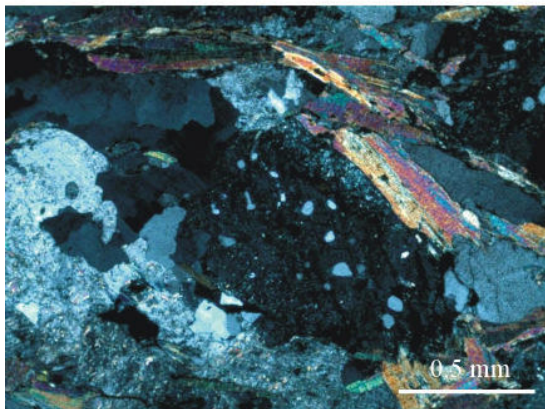
A földpátok három jellemző megjelenési formája figyelhető meg a Jánoshalma gneiszben. Az első nagy szemcseméretű (3500 mikron méretet is elérő), lencse alakú porfiroblasztok, főleg plagioklászok formájában jelenik meg, de káliföldpát is előfordul. A szemcsék általában mirmekitesek (**54-61. ábra**), visszaoldódott szegélyek és erőteljes szericitedés jellemző. A második megjelenési forma a zárványmentes, a porfiroblasztoknál kisebb szemcseméretű káliföldpát. Ezek helyenként poligonális szövetű halmazokat alkotnak (**62-65. ábra**). Jellemző átalakulás a szericitedés. Általánosan megfigyelhető, hogy üde földpát (harmadik típus) helyettesíti mind a mirmekites (**57-61. ábra**), mind a kisebb méretű zárványmentes szericites földpátokat (**66. és 67. ábra**). A helyettesítő földpátban helyenként kerekded kvarc zárványok láthatók, amelyeket az eredeti mirmekites földpátszemcsék tartalmaztak (**57. és 59. ábra**). A földpát porfiroblasztok tartalmazhatnak csillám, kvarc, helyenként gránát és ritkán rutil zárványokat. A földpátszemcsék nem deformáltak, de erősen rezorbeáltak és átalakultak (agyagosodtak). Egy esetben sajátalakú plagioklászföldpát jelenlétét dokumentáltuk szericites mátrix káliföldpátban (**68. ábra**). A szimmetrikus zónában mért kioltási szög alapján a plagioklászok összetétele albit-andezin. A kink-band szerkezet általános mind a biotiton, mind a fehércsillámon (**69. ábra**). A földpáton gyakran jelenik meg book-shelf szerkezet (**70.-72. ábra**). A mátrix kvarc erősen unduláló kioltást mutat, helyenként rendkívül tagolt szemcsehatárokkal (**73. ábra**), amely alacsony hőmérsékletű rekristallizációra utal. A nyírt mintákban a csillámok gyakran finomszemcsés halmazokat alkotnak (**73. ábra**) és gyakoriak a csillámhalak is (**74. és 75. ábra**) körülvéve finomszemcsés fehér csillámmal. A gneisz minták közül számos erősen átalakult. Az átalakulás leginkább a nyírt mintákra jellemző. Ezekben a mintákban a biotitot teljes mértékben helyettesítette a klorit, a helyettesítési frontok mentén megjelenő rutil tűk (szagenit rács) utalnak az előző csillám fázisra (biotit).



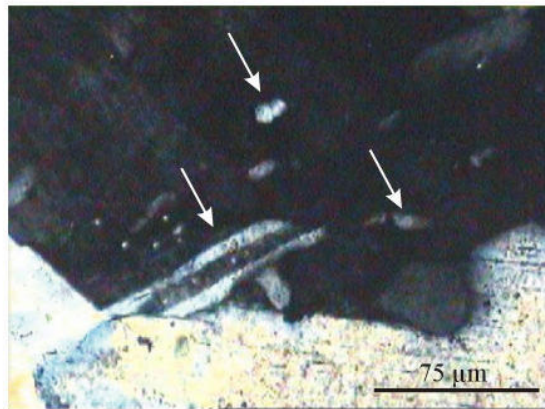
54. *ábra*: Nagyméretű mirmekites káliföldpát porfiroblaszt a gneisz mátrixában, X N JhÚ-4 fúrás 1/2. mag



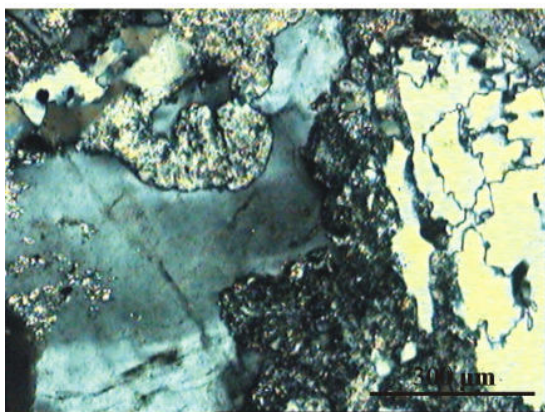
55. *ábra*: Mirmekites plagioklászfeldpát porfiroblaszt a gneisz mátrixában, X N JhÚ-4 fúrás 1/2. mag



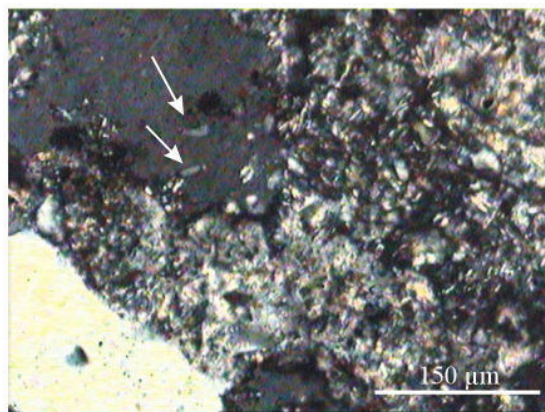
56. *ábra*: Mirmekites káliföldpát a gneisz mátrixában X N; JhÚ-4 fúrás 1/2. mag



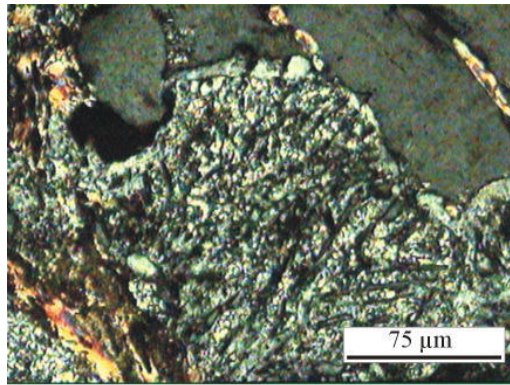
57. *ábra*: Mirmekites szericites káliföldpát üde káliföldpáttal való helyettesítése; az üde földpát körülveszi a mirmekit eredetű kvarcot, X N JhÚ-11 fúrás 2/1. mag



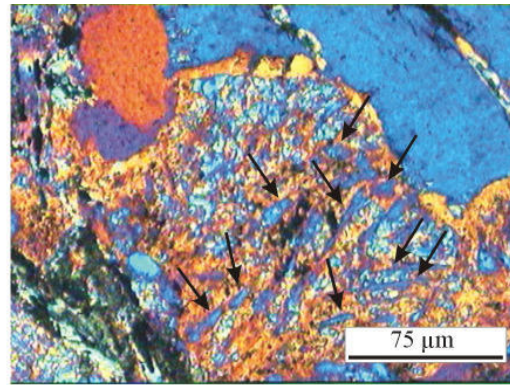
58. *ábra*: Mirmekites szericites káliföldpát üde káliföldpáttal való helyettesítése, X N JhÚ-19 fúrás 5/1. mag



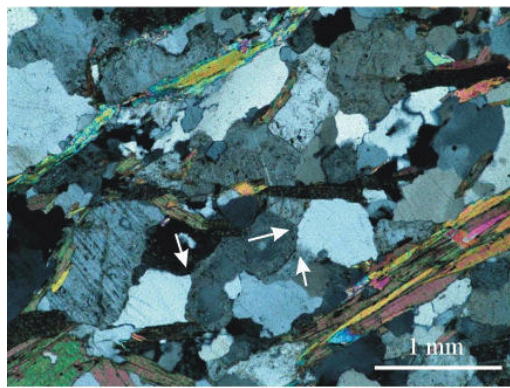
59. *ábra*: Mirmekites szericites káliföldpát üde káliföldpáttal való helyettesítése; az üde földpátban a helyettesítés során visszamaradt mirmekit eredetű kvarc látható (nyilak) X N JhÚ-19 fúrás 5/1. mag



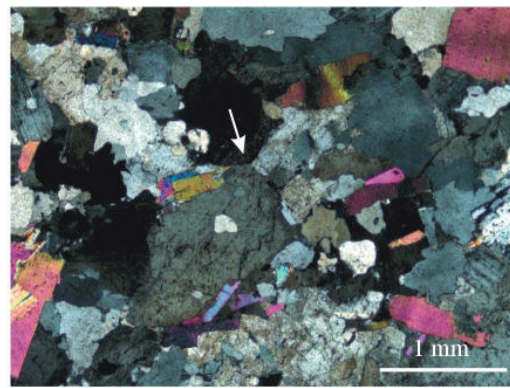
60. ábra: Mirmekites szericites káliföldpát üde káliföldpáttal való helyettesítése; X N JhÚ-19 fúrás 5/1. mag



61. ábra: Mirmekites szericites káliföldpát üde káliföldpáttal való helyettesítése, X N; a segédlemez alkalmazásával jól látható a mirmekites kvarc azonos optikai orientációja; JhÚ-19 fúrás 5/1. mag



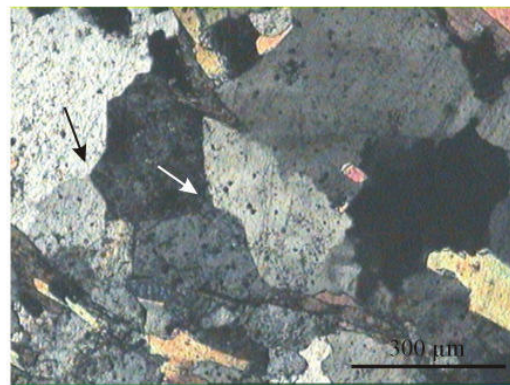
62. ábra: Polygonális szövet közel 120°-os szemcsehatárokkal, X N; JhÚ-2 fúrás 1/1. mag



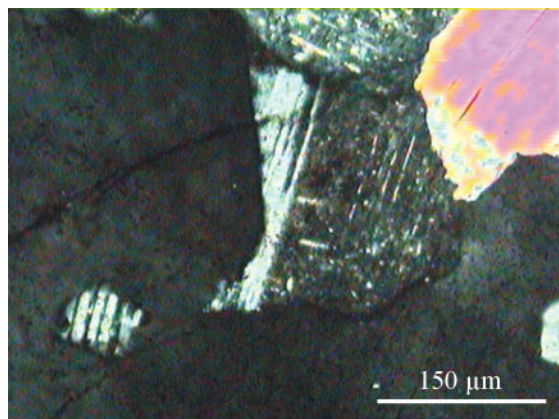
63. ábra: Szericites káliföldpátok polygonális szövete közel 120°-os szemcsehatárokkal, X N JhÚ-11 fúrás 3/1. mag



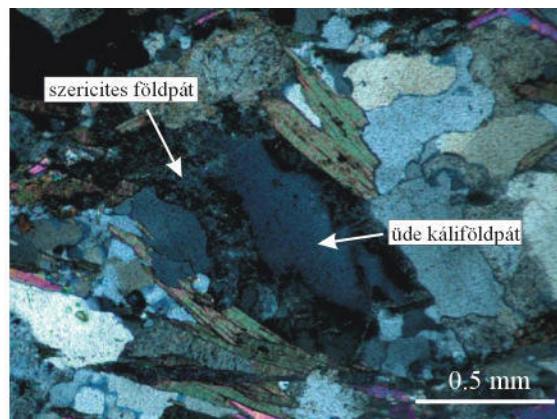
64. ábra: Polygonális szövetű szericites káliföldpátok 120°-os szemcsehatárokkal a gneisz mátrixában, X N JhÚ-4 fúrás 1/2. mag



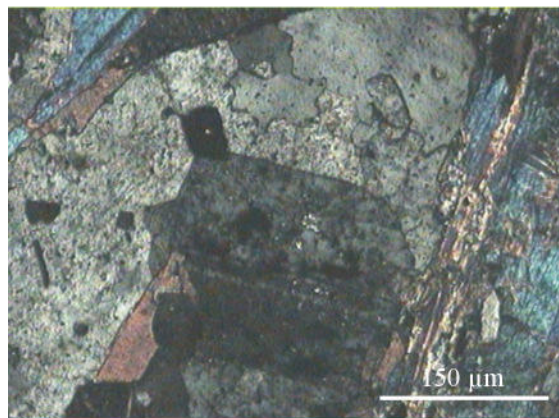
65. ábra: Polygonális szövetű szericites káliföldpátok közel 120°-os szemcsehatárokkal a gneisz mátrixában, X N JhÚ-11 fúrás 3/1. mag



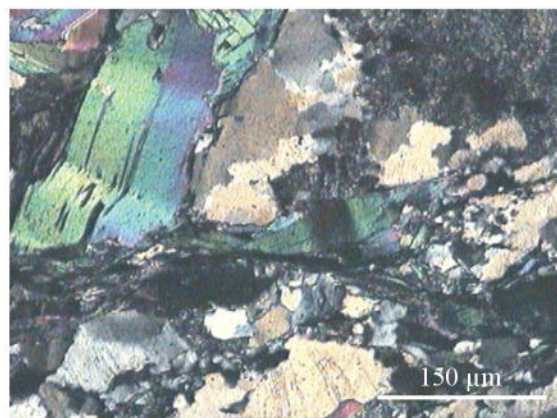
66. *ábra*: Szericitcs plagioklászföldpát üde káliföldpáttal való helyettesítése, X N JhÚ-11 fúrás 3/1. mag



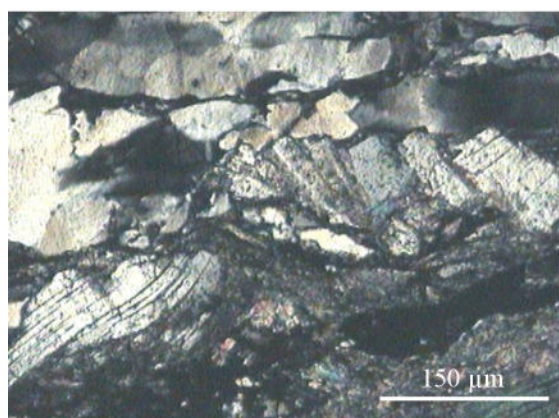
67. *ábra*: Szericitcs földpát üde káliföldpáttal való helyettesítése, X N; JhÚ-2 fúrás 1/1. mag



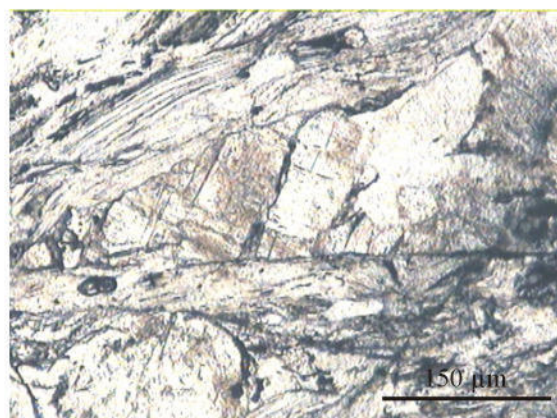
68. *ábra*: Sajátalakú plagioklászföldpát szericitcs mátrix káliföldpátban, X N JhÚ-11 fúrás 3/1. mag



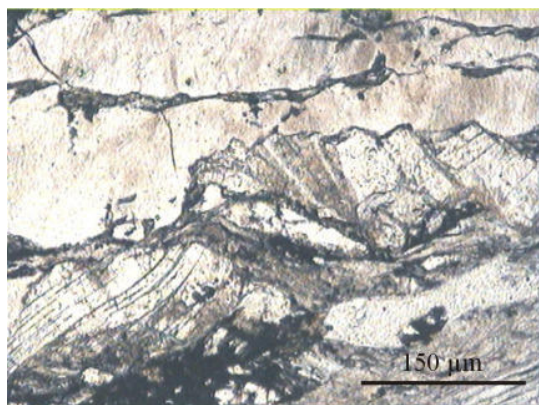
69. *ábra*: Kink-band szerkezet muszkoviton és csillámhal nyírt gneiszben, X N JhÚ-5 fúrás 1/1. mag



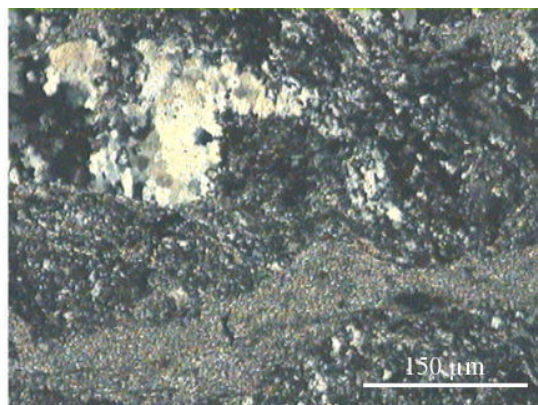
70. *ábra*: Bookshelf szerkezet földpáton nyírt gneiszben, X N; JhÚ-5 fúrás 1/1. mag



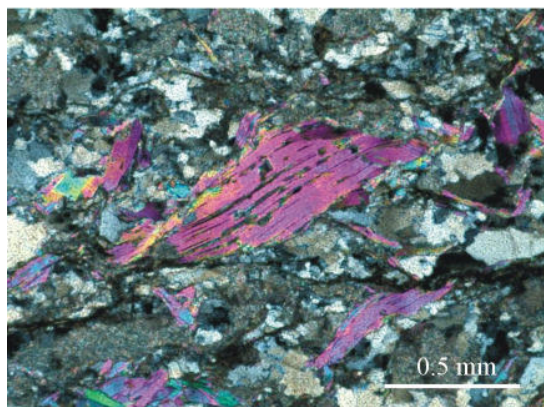
71. *ábra*: Bookshelf szerkezet földpáton nyírt gneiszben, 1 N; JhÚ-5 fúrás 1/1. mag



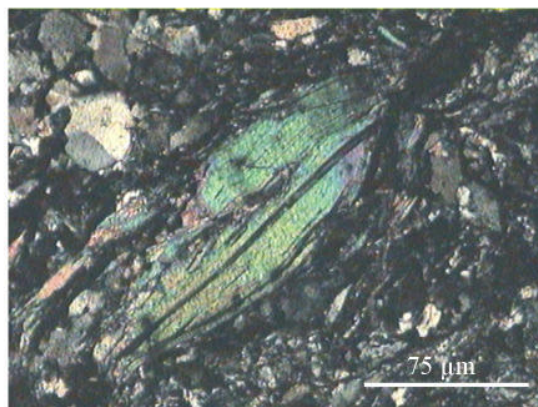
72. *ábra*: Bookshelf szerkezet földpáton nyírt gneiszben, 1 N; JhÚ-5 fúrás 1/1. mag



73. *ábra*: Finomszemcsés csillámhalmazok és tagolt szemcsehatárú finomszemcsés kvarc halmaz erősen nyírt gneiszben, X N; JhÚ-6 fúrás 6/1. mag



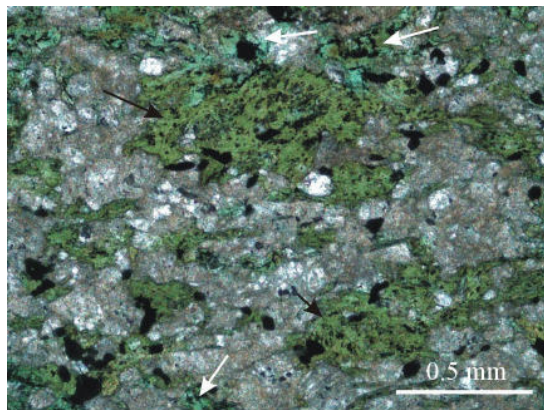
74. *ábra*: Csillámhal nyírt gneiszben, X N
JhÚ-5 fúrás 1/1. mag



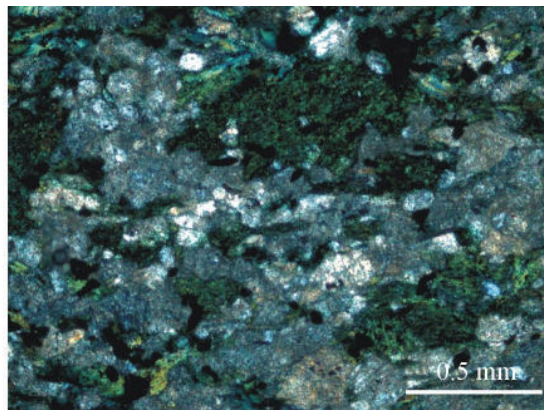
75. *ábra*: Csillámhal nyírt gneiszben, X N
JhÚ-12 fúrás 1/1. mag

4.2.2. Amfibolit

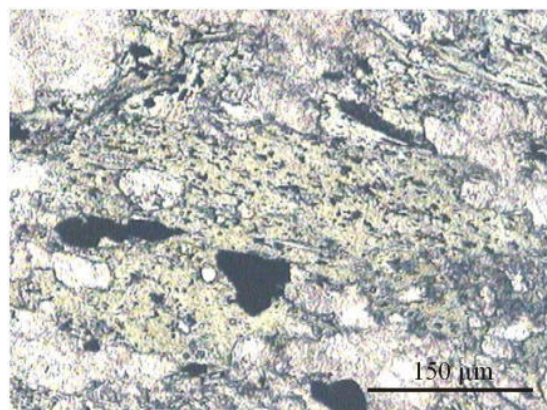
A Jánoshalma kutatási területen feltárt amfibolit minták mind ásványos összetételben, mind szövetben nagy hasonlóságot mutatnak. Különbség az egyes ásványok mennyiségében (amfibol, földpát, titanit, ilmenit), továbbá az átalakultság és a deformáció mértékében van. Kőzetalkotó ásványok az amfibol, a plagioklász, a klorit és a kvarc; járulékos elegyrészként káliföldpát, biotit, apatit és cirkon van jelen. Az amfibol orientált elrendeződést mutat, zöld színű, gyenge pleokroizmussal; kvarc, apatit és ilmenit zárványokat tartalmazhat. Csak átalakult szemcsék vannak jelen, a hasadások mentén és a szemcseszéleken kloritosodás figyelhető meg (**76.-79. ábra**). A karbonátosodás is jellemző átalakulás; előfordul olyan klorit és/vagy karbonát pszeudomorfózák jelenléte, amelyben egymástól elszigetelt, optikailag folytonos amfibol szigetek láthatóak (**80. ábra**). A szintén kloritosodott biotit titanit és apatit zárványokat tartalmaz; a helyettesítési front mentén apró rutiltűk jelennek meg. Megnyúlt termet, kiváló hasadás, halványzöld szín és gyenge pleokroizmus jellemző az ebben a szöveti helyzetben megjelenő kloritra (**81. ábra**). A jellemző földpát a plagioklász, káliföldpát csupán járulékos elegyrészként van jelen. Erőteljes szericitedés és karbonátosodás jellemző (**76., 77. és 81. ábra**), a poliszintetikus ikerlemezek nehezen felismerhetőek. A jellemző titán fázis az ilmenit, titanit csak átalakulási termékként jelenik meg. Az apatit és a cirkon sajátalakú.



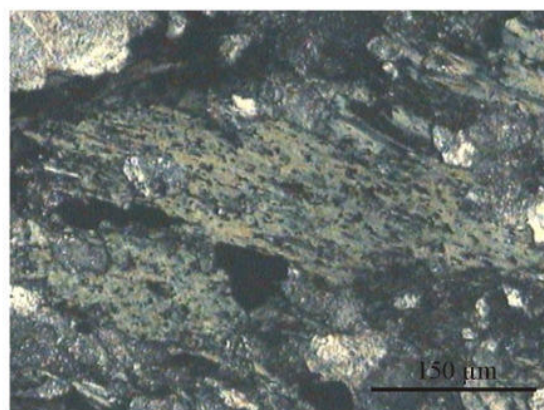
76. *ábra*: Kloritosodott amfibolok (fekete nyíl), kloritosodott biotit (fehér nyíl) és szericites földpátok erősen bontott amfibolitban, 1 N; JhÚ-15 fúrás 1/2. mag.



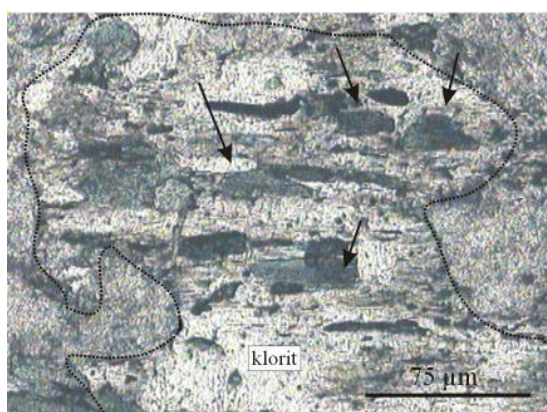
77. *ábra*: Kloritosodott amfibolok, kloritosodott biotit és szericites földpátok erősen bontott amfibolitban, X N; JhÚ-15 fúrás 1/2. mag.



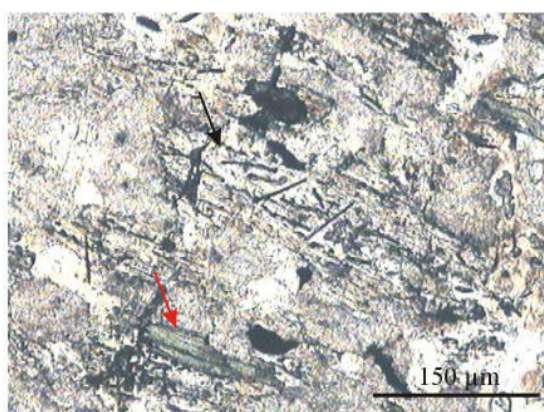
78. *ábra*: Klorit pseudomorfóza amfibol után bontott amfibolitban, 1 N; JhÚ-15 fúrás 1/2. mag



79. *ábra*: Klorit pseudomorfóza amfibol után bontott amfibolitban, X N; JhÚ-15 fúrás 1/2. mag



80. *ábra*: Klorit pseudomorfóza amfibol után bontott amfibolitban, 1 N; a kloritban optikailag folytonos apró amfibolszemcsék figyelhetők meg (nyílak); az amfibol eredeti szemcsehatárát szaggatott vonal jelzi JhÚ-2 fúrás 1/2. mag



81. *ábra*: Klorit pseudomorfóza amfibol (fekete nyíl) és biotit (piros nyíl) után bontott amfibolitban, 1 N; JhÚ-2 fúrás 1/2. mag

4.2.3. *Eklogit*

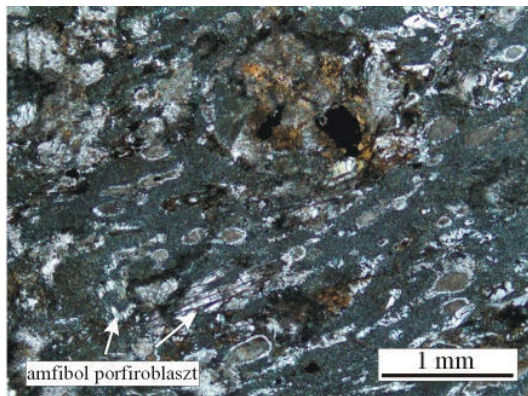
A nagy nyomású metamorfózisra utaló kőzetek két típusa jelenik meg a Jánoshalma területén. Az egyik zöld, a másik sárga színű kézipéldányon. A sárga változat (eklogit2; **26. ábra**) a zöld színű kőzet (eklogit1; **24. ábra**) repedései mentén jelenik meg. Az altípusok mikroszkópos vizsgálatok alapján ásványos összetételben is jelentős különbséget mutatnak. Mindkét változat amfibol és plagioklász szimplektitből áll (amfibol1) (**82.-85. ábra**), a sárga változat esetében azonban az amfibol karbonátosodott (**84. és 85. ábra**). Gránát és szintelen amfibol porfiroblasztok (amfibol2) megjelenése a szimplektitben mindkét típusban jellemző (**82.-85. ábra**). Az amfibol2 sajátalakú, gyenge színbeli zónásságot mutat, a mag szintelen, míg a szemcseszélek felé halványzöld színű (**86. ábra**). Zárványként gránátot és finomszemcsés csillám halmazokat tartalmaz, melyeket földpát korona vesz körül (**87. ábra**). Irányított elrendeződés, unduláló kioltás és deformációs lamellák jelenléte jellemző. Az eklogit1 változatban az amfibol üde (**82. és 86. ábra**), míg a sárga típusban a hasadások mentén és a szemcseszéleken karbonátosodás figyelhető meg (**88. és 89. ábra**).

A kőzetben legnagyobb mennyiségben megjelenő ásvány a gránát, amely 300 – 2400 mikron méretű a sárga változatban (**84. és 90. ábra**), míg a zöldben az erősen rezorbeált szemcsék csak helyenként, elszórva jelennek meg. Az utóbbi esetben sötétzöld amfibolból (amfibol3) és plagioklászból álló korona (**92. és 93. ábra**), vagy finomszemcsés biotit aggregátum veszi körül (**82. ábra**). A gránát három, jól elkülöníthető zónára osztható. A gránát magja igen zárvány dús; kianit, káliföldpát, rutil, kvarc és plagioklász zárványokat tartalmaz. A szélek felé ezt követően egy zárványokban jóval szegényebb és nagyobb méretű (5–20 µm), káliföldpát, klinozoizit, fengit zárványokat tartalmazó zóna következik, míg a szemcseszéleken egy hasonló vastagságú, szinte teljesen zárványmentes zóna látható. Az utóbbi erősen rezorbeált, egyes szemcséken teljesen visszaoldódott, ennek

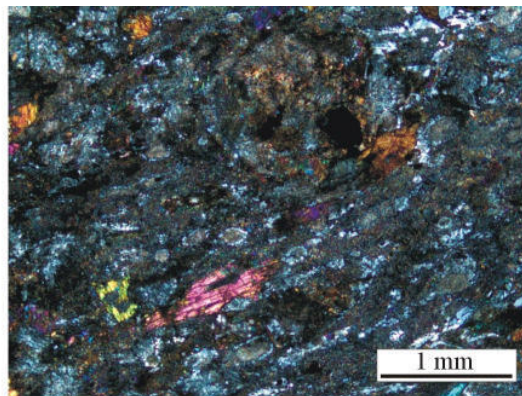
következtében a kerek, zárvány dús mag gyakran nem a szemcse közepében helyezkedik el. Jelentős különbség a két eklogit változat között az üde kianit és klinozoizit lécek (**94.-97. ábra**), illetve finomszemcsés koronával szegélyezett klinopiroxén jelenléte (**98.-100. ábra**) a sárga változatban. Itt a kianit szélein korund – plagioklász szimplektit jelenik meg (**100. ábra**). Ezen fázisok közül csak a kianit jelenik meg a zöld változatban, itt ovális dupla korona szerkezet közepében jelenik meg: radiálisan elhelyezkedő finomszemcsés fehércsillám veszi körül, amelyet egy nagy törésmutatójú, anortit dús földpáthéj, majd egy kisebb törésmutatójú, anortit szegény földpáthéj követ (**101-103. ábra**). A jellemző titán fázis a rutil, amely megjelenik zárványként gránátban és mátrixásványként is (**97. és 104. ábra**).

4.2.4. Gránit

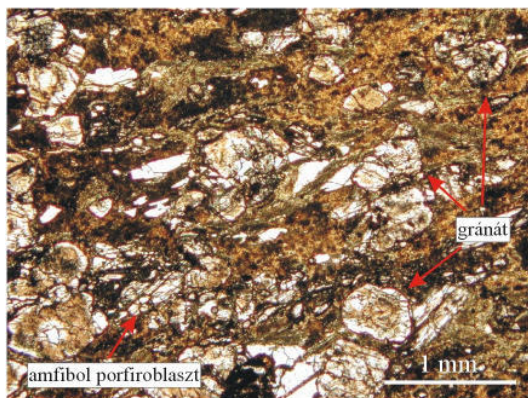
A kutatási területről egy fúrás (JhÚ-14) által feltárt kőzettípus a durvaszemcsés, csillámszegény, bontott gránit (**105. és 106. ábra**). Kőzetalkotó mennyiségben a földpát, kvarc és klorit jelenik meg; járulékos elegyrészek az apatit és a cirkon. A félig sajátalakú – sajátalakú földpátszemcsék mérete a 0.5 cm-t is elérheti (**107. ábra**), mind plagioklász, mind káliföldpát jelen van. A földpátok optikailag zónásak (**108. ábra**) és helyenként biotit és kvarc zárványokat tartalmaznak. A földpátszemcsék között a kőzet mátrixában dinamikus rekrisztallizációs bélyegeket mutató, szutúrás szemcsehatárokkal jellemezhető, finomszemcsés kvarc van jelen. A sajátalakú apatit és cirkon megjelenhet földpátban zárványként, vagy mátrixásványként is. A földpátok unduláló kioltása és a megnyúlt kvarc szalagok jelenléte (**109. és 110. ábra**) a gránit kismértékű deformációjára utal.



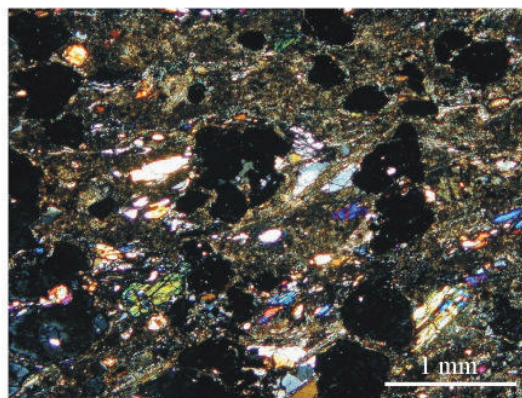
82. *ábra*: A Jánoshalma eklogit zöld színű változatának (eklogit1) szöveti képe amfibol1-plagioklász szimplektitvel, amfibol porfiroblasztokkal (amfibol2) és korona szerkezetekkel, 1 N; JhÚ-16 3/1. mag



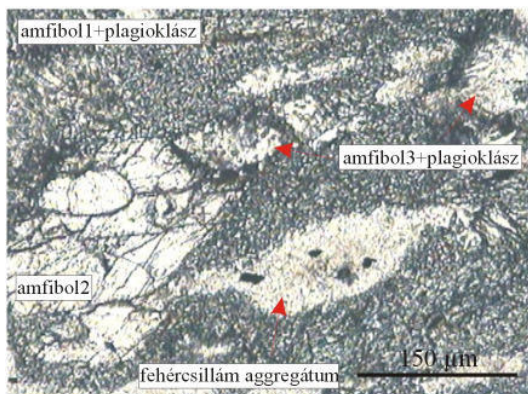
83. *ábra*: A Jánoshalma eklogit zöld színű változatának (eklogit1) szöveti képe amfibol1-plagioklász szimplektitvel, amfibol porfiroblasztokkal (amfibol2) és korona szerkezetekkel, X N; JhÚ-16 3/1. mag



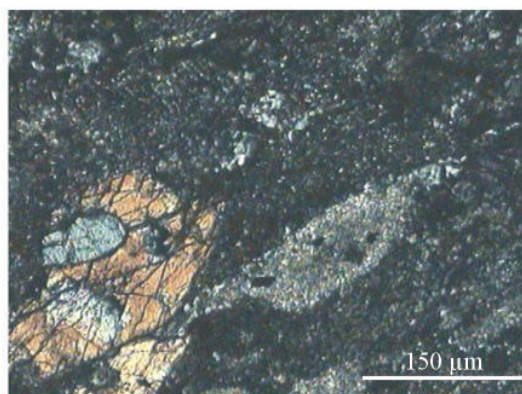
84. *ábra*: A Jánoshalma eklogit sárga színű változatának (eklogit2) szöveti képe karbonátosodott amfibol1-plagioklász szimplektitvel, gránát és amfibol (amfibol2) porfiroblasztokkal, 1 N; JhÚ-16 1/1. mag



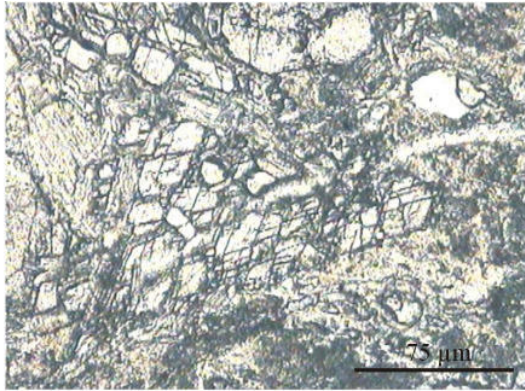
85. *ábra*: A Jánoshalma eklogit sárga színű változatának (eklogit2) szöveti képe karbonátosodott amfibol1-plagioklász szimplektitvel, gránát és amfibol (amfibol2) porfiroblasztokkal, X N; JhÚ-16 1/1. mag



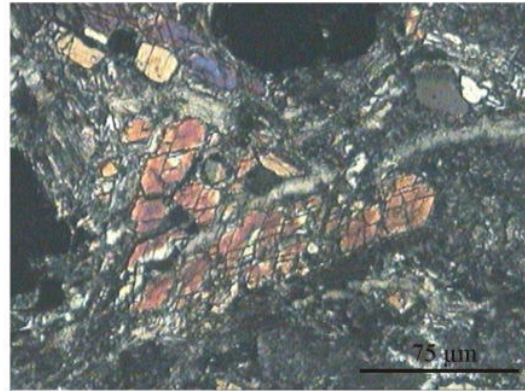
86. *ábra*: Sajátalakú üde amfibol2 porfiroblaszt, plagioklász-ambifol (amfibol3) korona szerkezetek és ellipszoid alakú fehércsillám aggregátum az eklogit1 amfibol1-plagioklász szimplektitjében, 1 N; JhÚ-16 3/1. mag



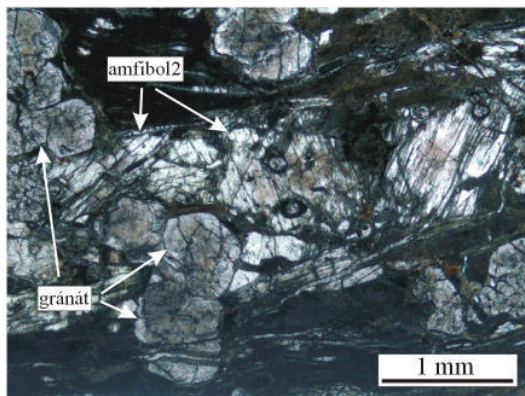
87. *ábra*: Sajátalakú üde amfibol2 porfiroblaszt, plagioklász-ambifol (amfibol3) korona szerkezetek és ellipszoid alakú fehércsillám aggregátum az eklogit1 amfibol1-plagioklász szimplektitjében, X N; JhÚ-16 3/1. mag



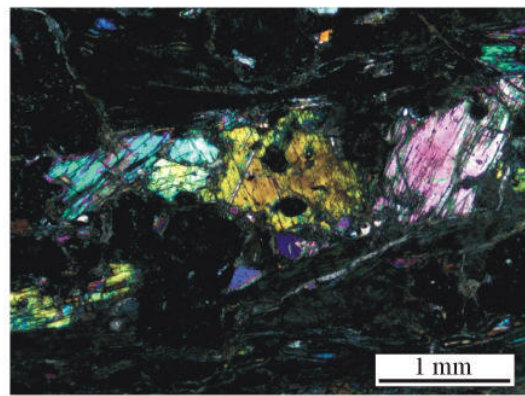
88. *ábra*: Sajátalakú karbonátosodott amfibol2 porfiroblaszt, az eklogit2 karbonátosodott amfibol1-plagioklász szimplektitjében, 1 N; JhÚ-16 1/1. mag



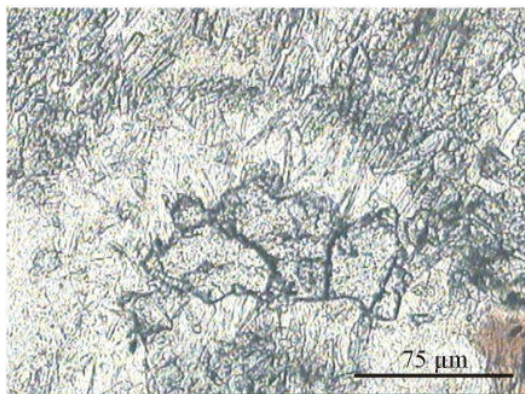
89. *ábra*: Sajátalakú karbonátosodott amfibol2 porfiroblaszt, az eklogit2 karbonátosodott amfibol1-plagioklász szimplektitjében, X N; JhÚ-16 1/1. mag



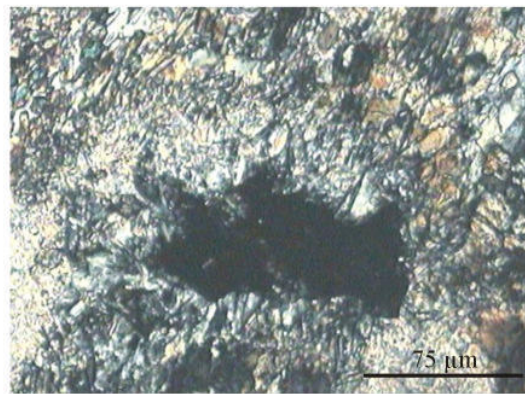
90. *ábra*: Karbonátosodott amfibol2 porfiroblasztok és gránátok az eklogit2-ben, 1 N; JhÚ-16 1/1. mag



91. *ábra*: Karbonátosodott amfibol2 porfiroblasztok és gránátok az eklogit2-ben, X N; JhÚ-16 1/1. mag



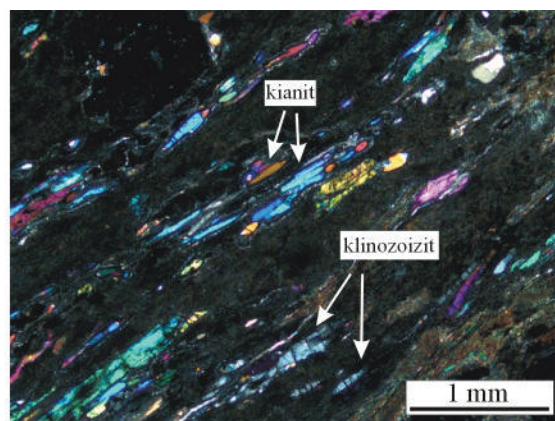
92. *ábra*: Plagioklász-ambifol (amfibol3) korona szerkezet gránát körül az eklogit1-ben, 1 N; JhÚ-16 3/1. mag



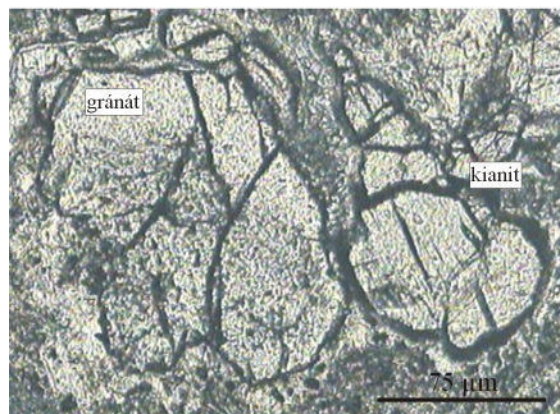
93. *ábra*: Plagioklász-ambifol (amfibol3) korona szerkezet gránát körül az eklogit1-ben, X N; JhÚ-16 3/1. mag



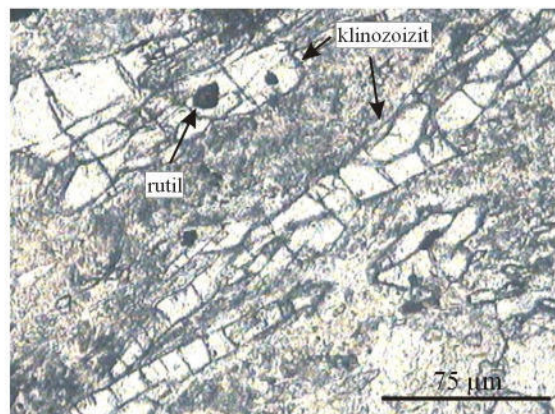
94. *ábra*: Kianit és klnozoizit finomszemcsés spinel-plagioklász szimplektitben, eklogit2, 1 N JhÚ-16 1/1. mag



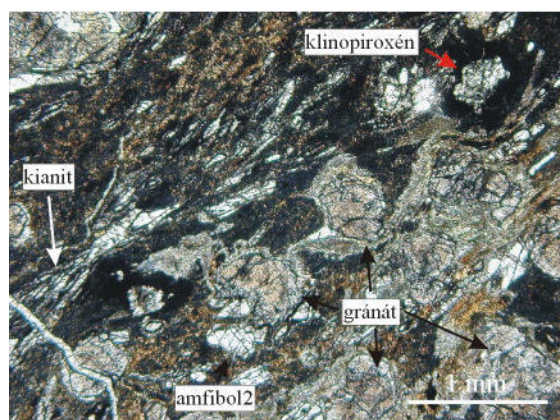
95. *ábra*: Kianit és klnozoizit finomszemcsés spinel-plagioklász szimplektitben, eklogit2, X N JhÚ-16 1/1. mag



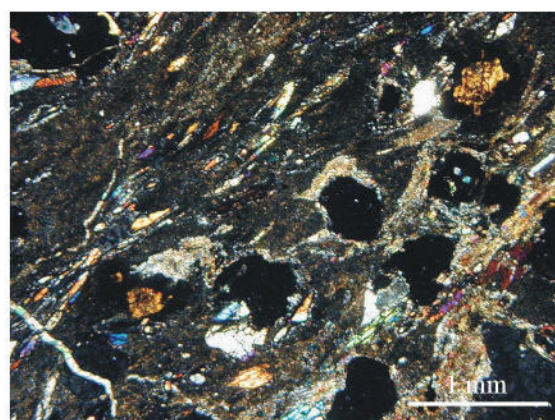
96. *ábra*: Kianit és gránát, eklogit2, 1 N JhÚ-16 1/1. mag



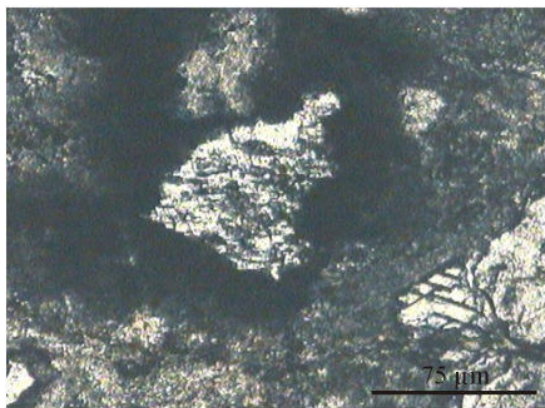
97. *ábra*: Klnozoizit a karbonátosodott amfibol11-plagioklász szimplektitben, eklogit2, 1 N JhÚ-16 1/1. mag



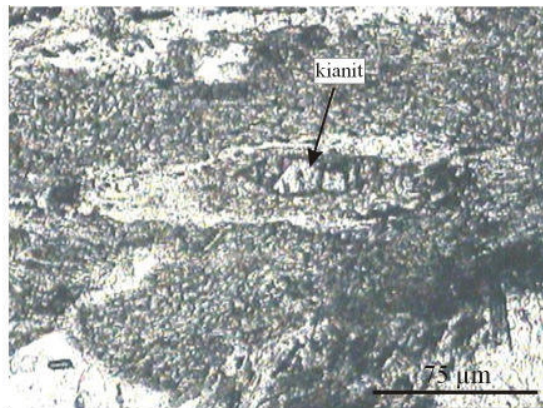
98. *ábra*: Zöld klinopiroxén, gránát és amfibol2 porfiroblasztok és kianit az eklogit2-ben, 1 N JhÚ-16 1/1. mag



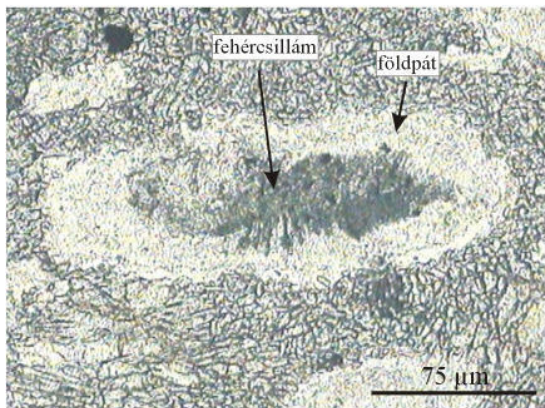
99. *ábra*: Klinopiroxén, gránát és amfibol2 porfiroblasztok és kianit az eklogit2-ben, X N JhÚ-16 1/1. mag



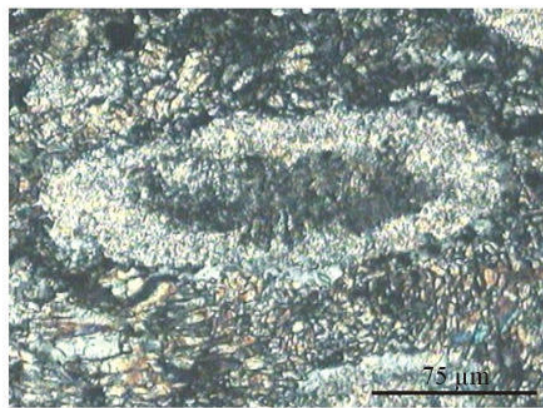
100. ábra: Zöld klinopiroxén porfiroblaszt finomszemcsés koronaszerkezetben az eklogit2-ben, 1 N, JhÚ-16 1/1. mag



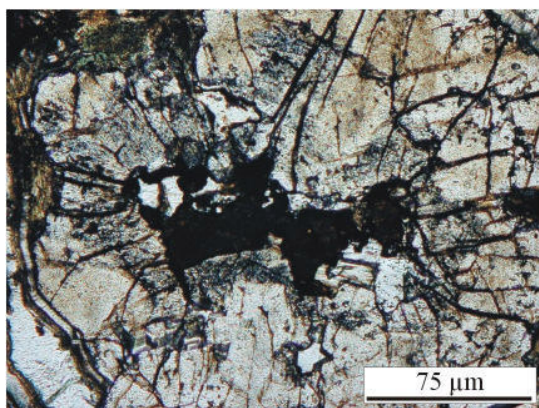
101. ábra: Kianit finomszemcsés, fehércsillámból és földpátból álló ovális koronaszerkezet közepén az eklogit1-ben, 1 N, JhÚ-16 1/3. mag



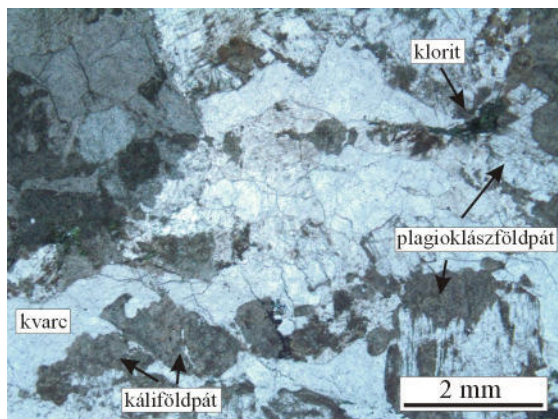
102. ábra: Finomszemcsés, radiálisan elhelyezkedő fehércsillámból és földpátból álló ovális koronaszerkezet kianit után az eklogit1-ben, 1 N JhÚ-16 1/3. mag



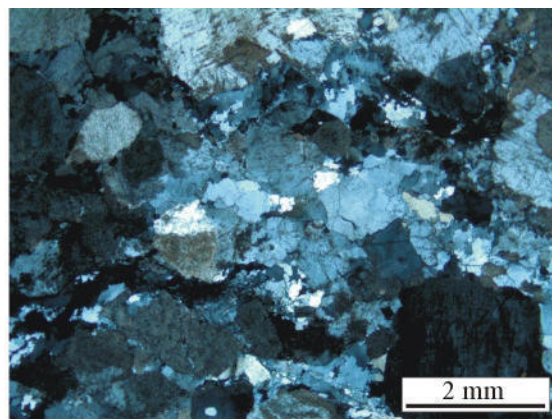
103. ábra: Finomszemcsés, radiálisan elhelyezkedő fehércsillámból és földpátból álló ovális koronaszerkezet kianit után az eklogit1-ben, X N JhÚ-16 1/3. mag



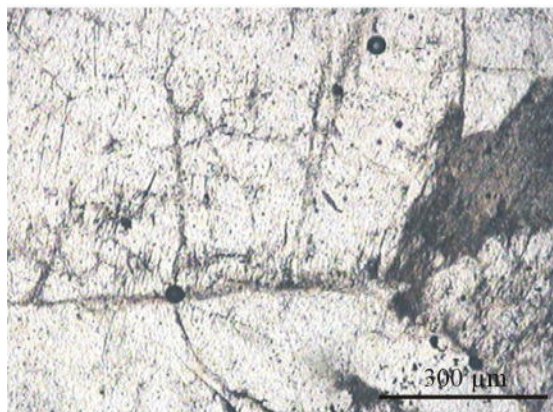
104. ábra: Rutil zárvány gránátban az eklogit2-ben, 1 N, JhÚ-16 1/1. mag



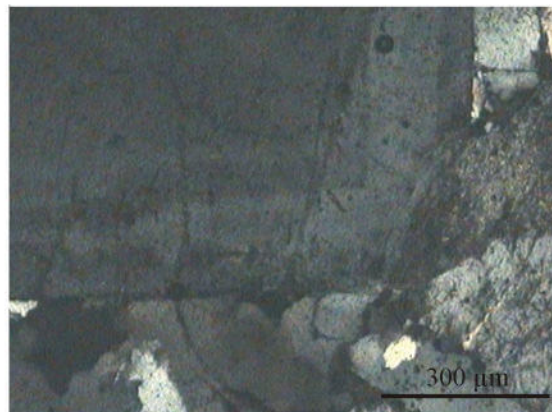
105. ábra: A csillámszegény durvaszemcsés gránit szövete nagy méretű szericites földpátokkal és kvarccal, 1 N JhÚ-14 fúrás 1/II. mag



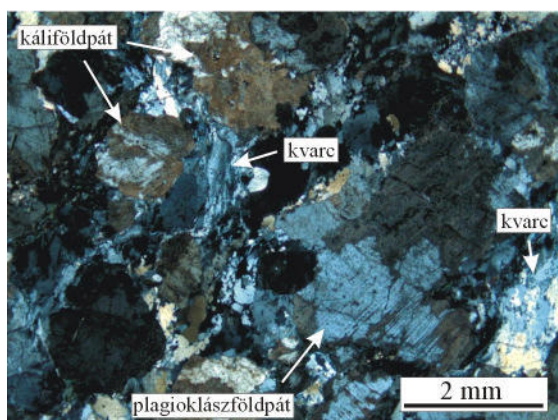
106. ábra: A csillámszegény durvaszemcsés gránit szövete nagy méretű szericites földpátokkal és szuturás szemcsehatárú kvarccal, X N JhÚ-14 fúrás 1/II. mag



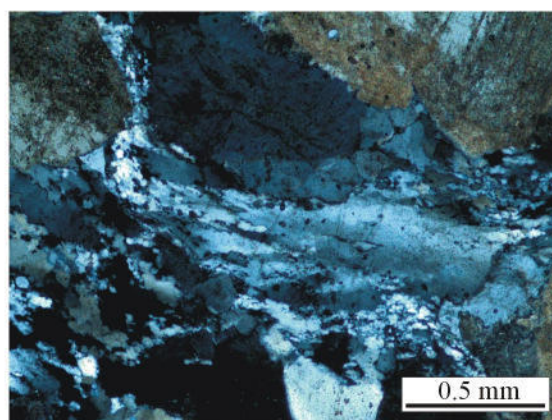
107. ábra: Sajátalakú kálifeldpát a csillámszegény durvaszemcsés gránitban, 1 N JhÚ-14 fúrás 1/II. mag



108. ábra: Sajátalakú optikailag zónás kálifeldpát a csillámszegény durvaszemcsés gránitban, X N JhÚ-14 fúrás 1/II. mag



109. ábra: Szuturás szemcsehatárú kvarc nagyméretű szericites földpátok között a csillámszegény durvaszemcsés gránitban, X N JhÚ-14 fúrás 1/II. mag

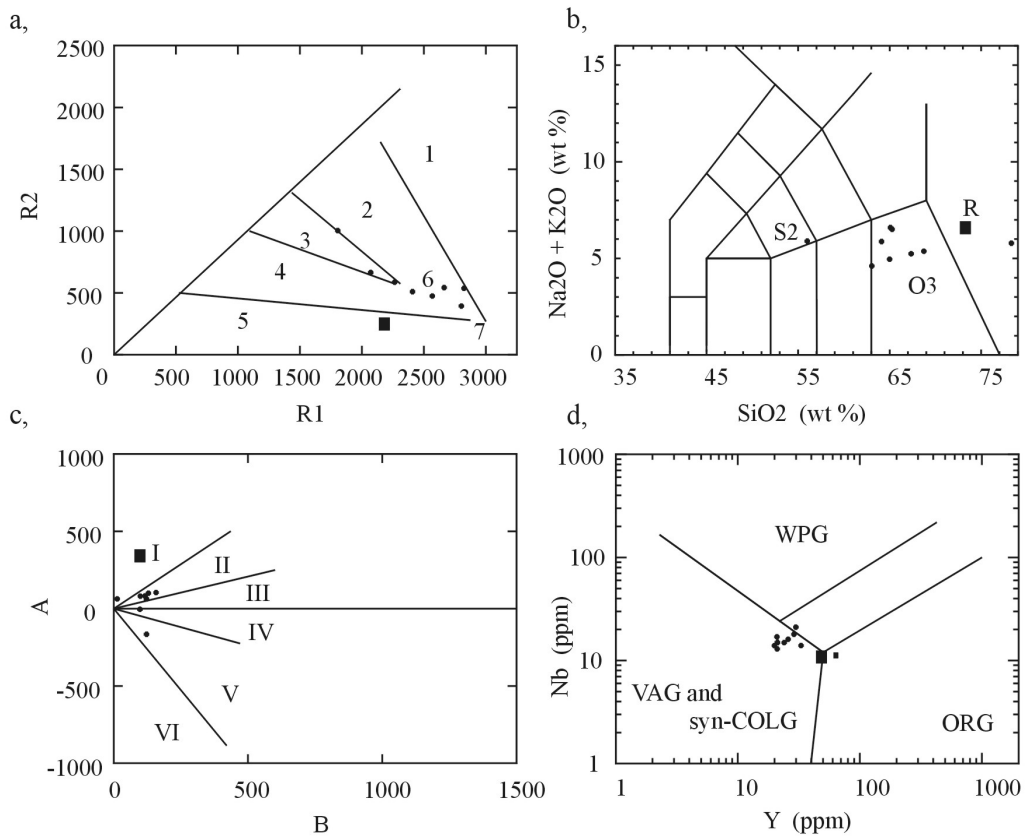


110. ábra: Nyírt, szuturás szemcsehatárú kvarc nagyméretű szericites földpátok között a csillámszegény durvaszemcsés gránitban, X N JhÚ-14 fúrás 1/II. mag

4.3. Kőzetkémia

4.3.1. Gneisz

Kilenc gneisz mintának vizsgáltuk meg a fő- és nyomelem összetételét (2., 3. táblázat). A TAS diagram (Le Maitre 1989) alapján a legtöbb gneisz minta összetétele a granodiorit mezőbe esik. A gneisz jellege Debon és LeFort (1983) diagramja alapján peraluminios. Pearce és tsai. (1984) Y-Nb diagramja szerint a gneisz geokémiai jellege szin-kollíziós eredetre utal, míg Batchelor és Bowden (1985) módszere egy lehetséges poszt-kollíziós kiemelkedési eredetre is utal (111a-d ábra).



111. ábra: A Jánoshalma gneisz geokémiai jellemzői; a) $R1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$; $R2=6Ca+2Mg+Al$ (Batchelor and Bowden, 1985), 3: poszt-kollíziós kiemelkedés, 6: szin-kollíziós eredet, 7: poszt-orogén eredet b) $SiO_2-Na_2O+K_2O$ (Le Maitre, 1989), S2: bazaltos trachandezit, O3: dácit, R: riolit. c) $A=Al-(K+Na+2Ca)$; $B=Fe+Mg+Ti$ (Debon and Le Fort, 1983), I, II, III: peraluminios összetétel, muszkovit vagy muszkovit > biotit (I); biotit > muszkovit (II); biotit (III). d) Y- Nb (Pearce et al., 1984), VAG: vulkáni szigetív gránit; syn-COLG: szin-kollíziós gránit, ORG: Az egyetlen feltárt gránitminta (JhŰ-14 fúrás) geokémiai jellemzőit az ábrán négyzettel jelöltem.

tömeg%	gneisz minták								
	JhÚ-1	JhÚ-2	JhÚ-4	JhÚ-6	JhÚ-11/1	JhÚ-11/2	JhÚ-12	JhÚ-16	JhÚ-17
SiO₂	65,20±1,30	64,12±1,28	68,69±1,37	62,99±1,26	67,34±1,35	78,27±1,57	64,99±1,30	55,99±1,12	51,50±1,03
TiO₂	0,55±0,02	0,80±0,02	0,75±0,02	0,53±0,02	0,63±0,02	0,05±0,01	0,78±0,02	0,59±0,02	0,87±0,02
Al₂O₃	16,16±0,48	13,64±0,41	13,91±0,42	13,75±0,41	12,49±0,37	2,89±0,39	14,81±0,44	11,13±0,33	15,88±0,48
MgO	1,79±0,05	2,09±0,06	2,24±0,07	1,77±0,05	1,67±0,05	0,21±0,01	1,91±0,06	2,59±0,08	3,99±0,12
CaO	1,70±0,03	1,30±0,03	1,44±0,03	1,08±0,02	0,63±0,02	0,67±0,02	1,47±0,03	6,14±0,12	3,19±0,06
Fe₂O₃	4,71±0,09	4,29±0,09	4,67±0,09	7,78±0,16	3,82±0,08	0,49±0,10	5,23±0,10	3,65±0,07	8,95±0,18
Na₂O	3,43±0,10	2,85±0,09	2,80±0,08	2,60±0,08	2,76±0,08	3,83±0,11	2,81±0,08	3,55±0,11	3,48±0,10
K₂O	3,06±0,06	3,03±0,06	2,60±0,05	2,03±0,04	2,48±0,05	1,96±0,04	2,15±0,04	2,34±0,05	1,39±0,03
LOI* %	2,09	1,97	2,36	9,46	1,63	1,03	5,51	7,33	8,77
total	98,69	94,09	99,46	101,99	93,45	89,4	99,66	93,31	98,02

* izzítási veszteség

2. táblázat: A Jánoshalma gneisz minták főelem összetétele XRFS módszerrel meghatározva

[ppm]	gneisz minták								
	JhÚ-1	JhÚ-2	JhÚ-4	JhÚ-6	JhÚ-11/1	JhÚ-11/2	JhÚ-12	JhÚ-16	JhÚ-17
Cr	15	59	56	58	45	<10	68	28	171
Co	8	10	13	47	10	<4	13	17	29
Ni	<5	24	29	129	27	<5	41	54	34
Cu	<4	19	15	140	12	6	14	25	19
Pb	18	10	18	29	21	27	19	7	10
Zn	70	61	87	81	65	46	67	68	110
Rb	113	117	108	83	97	55	76	86	52
Sr	144	128	186	160	150	131	213	175	179
Y	21	29	30	21	21	20	26	33	28
Zr	151	208	195	103	194	27	198	180	122
V	78	87	84	141	70	<4	98	60	165
Cs	17	17	9	<7	<7	13	<7	16	<7
Ba	747	562	367	365	366	134	543	481	659
La	<7	22	29	37	30	8	17	24	26
Ce	<11	57	71	59	79	26	31	74	24
Pr	<4	<4	8	8	8	<4	<4	7	7
Nd	13	22	25	16	16	<4	5	27	18
Nb	17	18	21	13	15	14	16	14	14
Th	<3	15	13	7	12	<3	11	18	8

3. táblázat: A Jánoshalma gneisz minták nyomelem összetétele XRFS módszerrel meghatározva

4.3.2. Amfibolit

A feltárt amfibolit minták előrehaladott bontottsága miatt kőzetkémiai mérések nem készültek ebből a kőzettípusból.

4.3.3. Eklogit

Hat eklogit mintának (4., 5., 6. táblázat) vizsgáltuk meg a fő- és nyomelem összetételét. Az eklogit minták közül mindegyik ugyanazon fúrás három méteres szakaszához tartozik (JhÚ-16). A kőzet különböző fokú bontottsága miatt az összes minta kémiai összetételének ismeretét fontosnak tartjuk az anyakőzet geokémiai tulajdonságainak meghatározásához.

A főelem összetétel alapján az eklogit vizsgált 1/1. magmintájának Mg száma ($\text{mg\#} = 100 \text{ MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$; O'Neill és Wood, 1979) ~ 40 . Winchester és Floyd (1977) diagramja alapján a vizsgált minták az andezit, andezit-bazalt mezőbe esnek. Pearce és Cann (1973) összes Ti-Zr, Ti-Zr-Y és Ti-Zr-Sr diagramja a bazalt mészkalkáli jellegére utal. A geokémiai sajátosságok továbbá a minták pusztuló lemezszegélyen keletkezett (Wood, 1980), vulkáni szigetív bazalt (Meschede, 1986) eredetére utalnak (**112a-d ábra**).

A fentiek alapján a Jánoshalma eklogit anyakőzete pusztuló lemezszegélyhez kapcsolódó vulkáni szigetív eredetű mészkalkáli andezit-bazalt összetételű lehetett.

tömeg %	Eklogit minták				
	1/1	1/2	1/3	1/4	1/5
SiO₂	42,89±1,12	53,07±1,38	51,87±1,35	47,29±1,23	48,21±1,25
TiO₂	0,84±0,05	0,97±0,06	0,77±0,04	0,96±0,06	0,75±0,04
Al₂O₃	15,52±0,90	13,88±0,81	17,43±1,01	17,09±0,99	15,44±0,90
MgO	5,44±0,41	2,85±0,22	6,74±0,51	3,58±0,27	4,02±0,30
CaO	12,63±1,02	9,94±0,81	7,19±0,58	5,31±0,43	6,71±0,54
MnO	0,31±0,04	0,11±0,01	0,09±0,01	0,12±0,01	0,10±0,01
Fe₂O₃	8,37±0,27	6,41±0,21	6,89±0,22	9,06±0,29	8,01±0,26
Na₂O	3,01±0,46	3,06±0,47	3,16±0,49	2,90±0,45	3,05±0,47
K₂O	0,78±0,02	0,88±0,03	1,70±0,05	1,83±0,06	1,28±0,04
P₂O₅	0,13±0,01	0,11±0,01	0,09±0,01	0,08±0,01	0,07±0,01
S	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
LOI*	9,32	7,48	3,22	10,75	10,71
Totál	99,24	98,76	99,15	98,97	98,35

*: izzítási veszteség

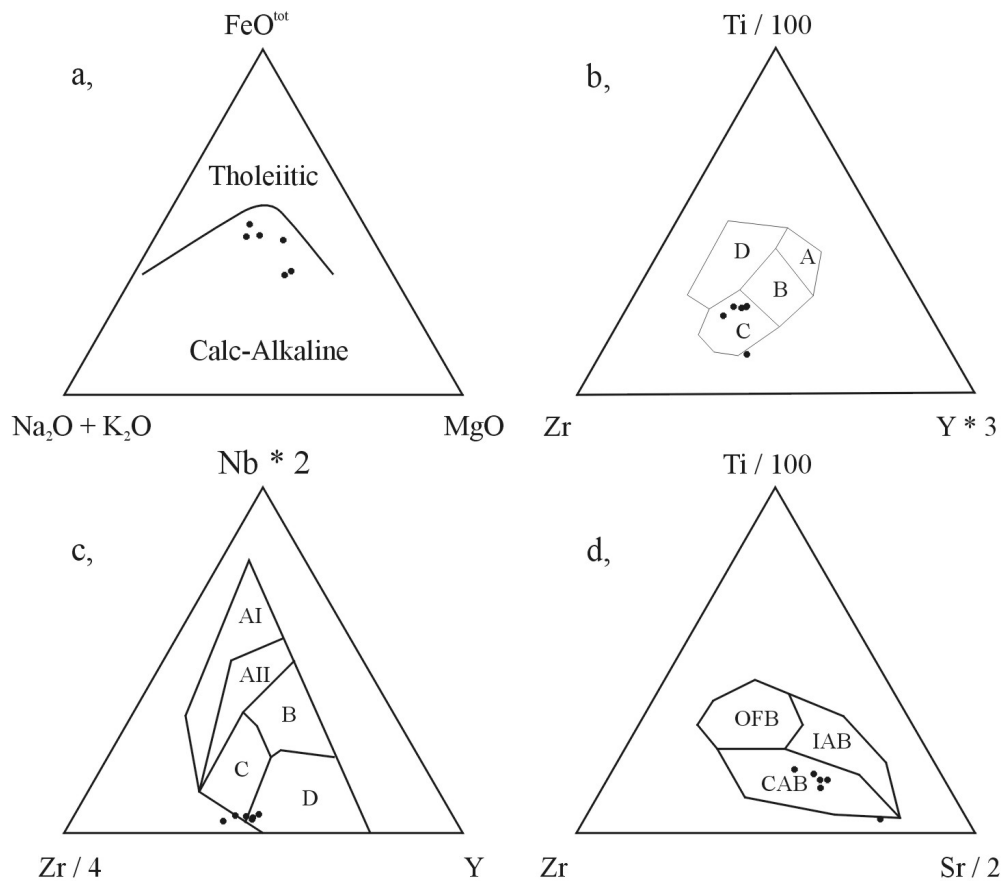
4. táblázat: A Jánoshalma eklogit minták főelem összetétele XRFS módszerrel meghatározva

[ppm]	Eklogit minták				
	1/1	1/2	1/3	1/4	1/5
Cr	193±18	206±19	182±17	167±16	120±11
Co	45±2	25±1	33±1	46±2	65±3
Ni	197±9	111±5	132±6	163±8	391±19
Cu	37±2	72±3	30±1	56±2	141±6
Pb	13±1	17±1	13±1	21±1	19±1
Zn	54±2	61±2	48±2	110±4	215±7
Rb	25±1	32±1	58±2	73±3	48±2
Sr	289±4	463±6	220±3	396±6	300±4
Y	20±2	22±2	18±2	23±2	16±1
Zr	89±2	134±4	86±2	103±3	86±2
Mo	<1	<1	<1	<1	<1
V	98±3	144±5	118±4	166±6	88±3
Cs	7±4	17±7	10±6	8±5	7±4
Ba	231±29	360±45	275±34	566±70	209±26
La	13±1	9±1	9±1	8±1	15±2
Ce	<9	<9	<9	<9	12±1
Pr	<6	<6	<6	<6	<6
Nd	<6	8±1	<6	12±2	<6
Nb	<1	<1	<1	<1	<1
Th	7±1	10±2	6±1	8±1	8±1

5. táblázat: A Jánoshalma eklogit minták nyomelem összetétele XRFS módszerrel meghatározva

	1/1	1/3	1/4	1/5
Ba	182±30	225±40	445±40	235±30
Ce	18,7±0,6	10,5±0,5	18,4±0,7	11,7±0,5
Cs	2,41±0,12	3,23±0,16	4,96±0,18	6,03±0,22
Eu	0,74±0,05	0,48±0,03	0,93±0,04	0,65±0,03
Hf	2,05±0,09	2,31±0,12	2,61±0,13	1,95±0,10
La	7,77±0,21	4,59±0,15	7,09±0,20	5,51±0,15
Lu	0,27±0,01	0,21±0,01	0,31±0,02	0,19±0,01
Nd	9,5±2,1		6,8±1,6	
Rb	25±3	57±5	67±5	50±5
Sm	2,79±0,09	1,69±0,05	3,15±0,10	1,96±0,06
Th	2,13±0,09	1,80±0,10	2,14±0,08	1,71±0,06
U			0,85±0,07	
Yb	1,77±0,08	1,44±0,06	2,12±0,09	1,28±0,08

6. táblázat: A Jánoshalma eklogit minták nyomelem összetétele neutron aktivációs módszerrel meghatározva



112. ábra: A Jánoshalma eklogit geokémiai jellemzői a) FeO^{tot} – MgO –Alk (Irvine and Baragar, 1971) b) Ti – Y – Zr (Pearce and Cann, 1973), B, C: mész-alkáli bazalt. c) Nb – Y – Zr (Meschede, 1986), C, D: vulkáni szigetív bazalt. d) Ti – Sr – Zr (Pearce and Cann, 1973), CAB: mész-alkáli bazalt

4.3.4. Gránit

Az egyetlen feltárt gránit magminta (JhÚ-14 fúrás) fő- és nyomelem összetételére vonatkozó eredményeket a gneiszekkel azonos ábrán mutatjuk be.

A TAS diagram (Le Maitre, 1989) alapján a vizsgált minta a riolit mezőbe esik. A gránit jellege Debon és LeFort (1983) diagramja alapján peraluminios. Pearce és tsai. (1984) Y-Nb diagramja alapján a gránit geokémiai jellege szin-kollíziós eredetre utal, míg Batchelor és Bowden (1985) szerint orogén kiemelkedési eredet valószínűsíthető (**IIIa-d ábra**).

4.4. Ásványkémia

4.4.1. Gneisz

A kőzet egyszerű ásványos összetételéből (biotit-muszkovit-káliföldpát-plagioklász-földpát $\pm$ gránát $\pm$ szillimanit) adódóan ásványkémiai mérések elvégzését nem találtuk indokoltnak. Bár a kvantitatív termobarometriai számítások szempontjából kiemelten fontos biotit, és elszórtan gránát is jelen van a kőzetben, a petrográfiai vizsgálatok alapján az S1 ásványtársuláshoz tartozó gránát S2 biotittal érintkezik. Mivel nem azonos körülmények között keletkezett ásványtársulásokhoz tartoznak, közöttük kémiai egyensúlyt nincs okunk feltételezni. Emellett a gránát kis mérete (~100 μ m) (**36. ábra**) és a D1 metamorf esemény magas hőmérséklete miatt feltételezhetően a gránát összetétele homogenizálódott a maximális hőmérsékletet követő lehűlés során. Így a vizsgált gneisz esetében biotit-gránát Fe-Mg cserén alapuló kalibrált geotermométer alkalmazása ezért több szempontból is hibás eredményhez vezetne.

4.4.2. Amfibolit

Az összes rendelkezésre álló amfibolit minta erősen átalakult, általános az amfibolit utáni klorit pszeudomorfózák megjelenése. Ennek okán ásványösszetételre vonatkozó mérések elvégzését e közettípus esetében indokolatlannak találtuk.

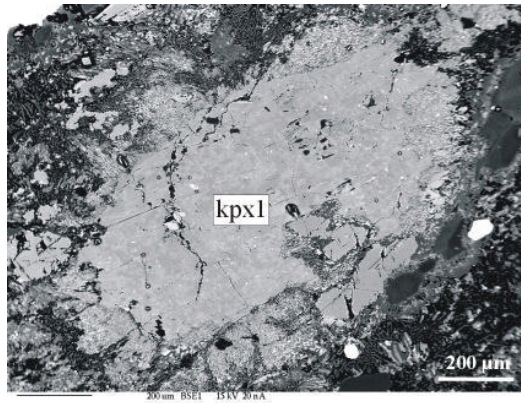
4.4.3. Eklogit

4.4.3.1. Relikt fázisok

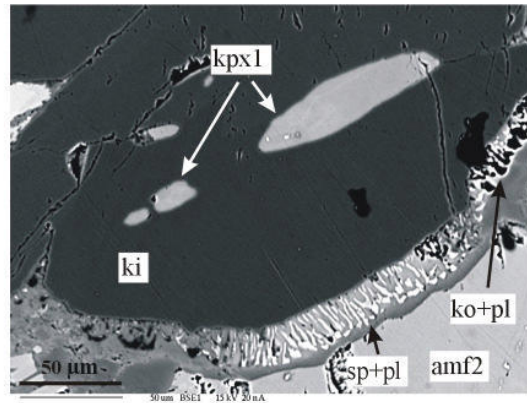
A klinopiroxén 1 (**113. ábra**) összetétele változatos (**7. táblázat**), $X_{jd_{0,320-0,416}}X_{di_{0,468-0,625}}X_{hd_{0,048-0,132}}$. Gyakran kianitban zárványként jelenik meg (**114. ábra**), ezekre a szemcsékre általánosan magas jadeit tartalom jellemző: $X_{jd_{0,401-0,413}}X_{di_{0,536-0,549}}X_{hd_{0,048-0,049}}$. Ezek az omfacit szemcsék képviselik leginkább azt a klinopiroxén összetételt, amely az eklogit fácies körülményei között stabil lehetett. A mátrix szemcsék (**113., 115., 116. ábra**) legtöbbje is hasonló összetétellel rendelkezik. A gránát zárvány klinopiroxének (**117., 118. ábra**) és a bezáró gránátok között a retrográd folyamatok eredményeként valószínűsíthetően Fe^{2+} -Mg diffúzió ment végbe, ezen szemcsék összetételére hasonló jadeit, magasabb hedenbergit és alacsonyabb diopszid tartalom jellemző.

	<i>klinopiroxén zárvány kianitban</i>						<i>klinopiroxén porfiroblaszt a mátrixban</i>	<i>klinopiroxén zárvány gránátban</i>	
SiO₂	56,675	55,641	56,395	55,878	55,925	55,808	56,281	55,237	55,475
TiO₂	0,039	0,051	0,047	0,037	0,052	0,057	0,045	0,099	0,072
Al₂O₃	10,344	10,478	10,115	9,690	10,764	9,697	10,500	8,916	10,781
Cr₂O₃	0,163	0,201	0,063	0,022	0,019	0,013	0,260	1,109	0,000
MgO	10,569	10,133	10,449	10,951	10,155	10,627	10,176	10,899	10,146
CaO	15,321	15,067	15,467	16,154	15,032	15,997	15,264	16,540	14,852
MnO	0,000	0,020	0,028	0,011	0,011	0,004	0,020	0,020	0,039
FeO	1,607	1,642	1,652	1,721	1,713	1,793	1,763	1,939	2,846
NiO	0,005	0,000	0,014	0,035	0,049	0,000	0,000	0,000	0,000
Na₂O	5,849	5,870	5,721	5,017	5,486	5,581	5,986	5,229	5,857
K₂O	0,018	0,002	0,005	0,017	0,002	0,005	0,002	0,000	0,011
F	0,207	0,024	0,000	0,000	0,000	0,295	0,051	0,252	0,651
Cl	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,004	0,010
totál	100,800	99,129	99,956	99,516	99,208	99,877	100,357	100,244	100,740
6 oxigén-atomra számítva									
Si	1,984	1,981	1,991	1,984	1,985	1,979	1,982	1,964	1,955
Ti	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,003	0,002
Al IV	0,016	0,019	0,009	0,015	0,013	0,020	0,018	0,036	0,045
Al VI	0,410	0,421	0,412	0,391	0,437	0,385	0,417	0,337	0,402
Cr	0,005	0,006	0,002	0,001	0,001	0,000	0,007	0,031	0,000
Mg	0,552	0,538	0,550	0,580	0,537	0,562	0,534	0,578	0,533
Ca	0,575	0,575	0,585	0,615	0,572	0,608	0,576	0,630	0,561
Mn	0,000	0,016	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001
Fe	0,047	0,049	0,049	0,051	0,051	0,053	0,052	0,058	0,084
Ni	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,397	0,405	0,392	0,345	0,378	0,384	0,409	0,360	0,400
K	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
totál kation	3,988	4,011	3,992	3,985	3,976	3,993	3,997	3,998	3,984
jd	39,69	40,53	39,17	34,54	37,76	38,37	40,87	36,04	40,01
di	52,76	52,60	53,63	56,36	52,08	55,45	52,39	57,24	47,68
hd	4,70	4,89	4,88	5,11	5,09	5,32	5,19	5,76	8,39
aug	2,85	1,98	2,32	3,99	5,07	0,86	1,55	0,96	3,92

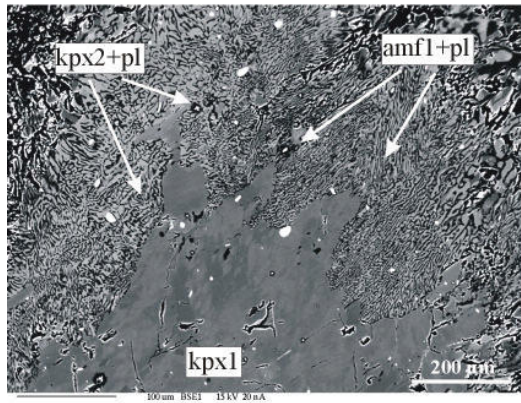
7. táblázat: Reprezentatív klinopiroxén összetételek a Jánoshalma eklogitban



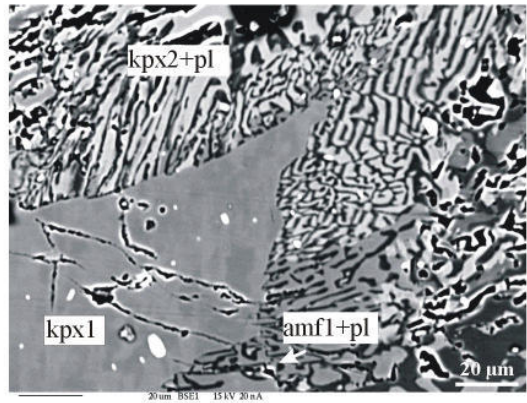
113. ábra: Rezorbeált klinopiroxén porfiroblaszt(kpx1) az eklogit2 karbonátosodott amfibol(amf1)-plagioklász mátrixában



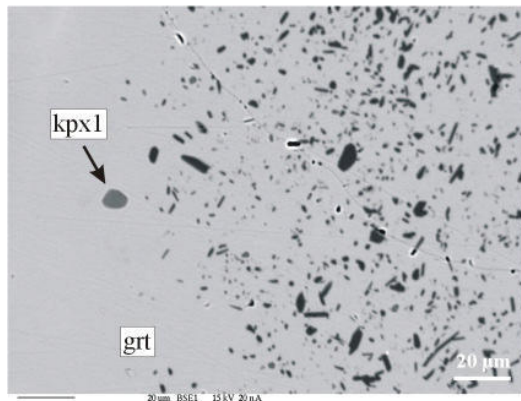
114. ábra: Klinopiroxén1(kpx1) zárvány kianitban(ki); a kianit szélein spinel-plagioklász(sp+pl) és korund-plagioklász(ko+pl) szimplektit látható



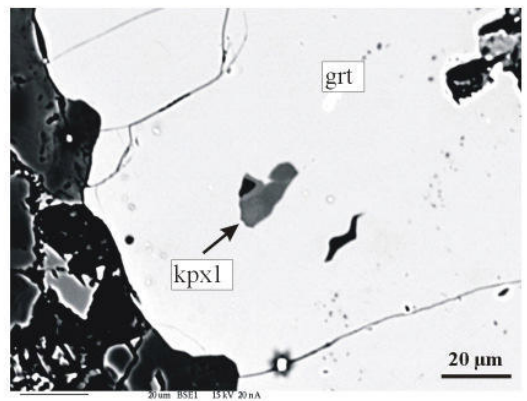
115. ábra: Rezorbeált mátrix klinopiroxén porfiroblaszt(kpx1) diopszid(kpx2)-plagioklász és amfibol(amf1)-plagioklász szimplektitből álló koronaszerkezete



116. ábra: Diopszid(kpx2)-plagioklász és amfibol(amf1)-plagioklász szimplektit a rezorbeált klinopiroxén porfiroblaszt(kpx1) koronaszerkezetében



117. ábra: Klinopiroxén1(kpx1) zárvány a gránát(grt) középő, zárvány szegény zónájában (részleteket lásd a 4.3.2 fejezetben)

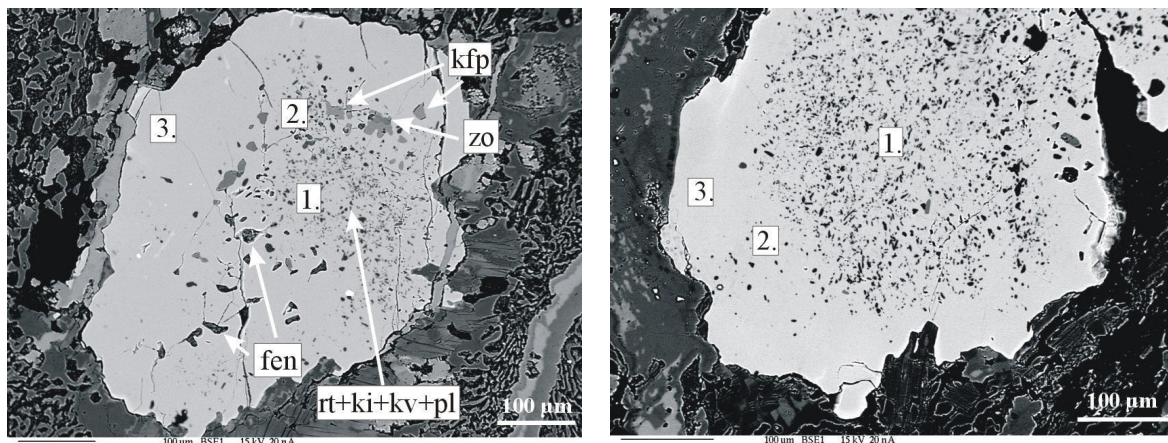


118. ábra: Klinopiroxén1(kpx1) zárvány a gránát(grt) külső, zárványokban legszegényebb zónájában (részleteket lásd a 4.3.2 fejezetben)

A gránátok (**119., 120. ábra**) $X_{\text{pi}0,35 - 0,40}X_{\text{grs}0,17 - 0,24}X_{\text{alm}0,39 - 0,42}X_{\text{sps}0,01}X_{\text{adr}0 - 0,01}$ összetételűek (**8. táblázat, 2. függelék**). A magtól a szemcseszélek felé a Mg tartalomban egy nagyon enyhe növekedés figyelhető meg, amely a vas tartalom ugyanilyen irányú csökkenésével párosul (**121a-c ábra**). A változás mértéke nem haladja meg az ásványformulánkénti 0.1-et. A kalcium általában a vas változásának megfelelően módosul. A gránátok rendszerint homogén összetételűek, de egyes nagyobb szemcsék esetében a mag összetétele jelentősen eltér a külső részekétől. Ez leginkább a pirop tartalom korábbi mérések alapján megállapított, 0.32-re való csökkenésében nyilvánul meg (Zachar, M. Tóth, 2004).

	<i>mag</i>	<i>mag</i>	<i>szél</i>	<i>szél</i>	<i>gránát a fengít zárvány mellett</i>	<i>gránát az omfacit zárvány mellett</i>	<i>gránát az omfacit zárvány mellett</i>
SiO₂	39,786	39,599	39,684	39,467	39,388	39,855	39,424
TiO₂	0,075	0,056	0,009	0,013	0,199	0,011	0,114
Al₂O₃	22,051	22,098	22,132	22,186	21,786	22,397	21,807
Cr₂O₃	0,016	0,000	0,000	0,028	0,000	0,000	0,038
MgO	10,088	10,085	10,081	9,905	9,483	9,661	9,537
CaO	8,019	7,910	7,867	8,136	8,878	8,916	8,754
MnO	0,408	0,371	0,425	0,430	0,385	0,424	0,405
FeO	18,917	18,818	19,119	19,260	18,579	18,984	18,584
Fe₂O₃	0,654	0,412	0,540	0,392	0,631	0,367	0,684
Na₂O	0,033	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000	0,047
totál oxid	100,047	99,364	99,857	99,817	99,329	100,614	99,394
24 oxigén-atomra számítva							
Si	5,996	6,000	5,993	5,972	5,990	5,981	5,992
Ti	0,009	0,006	0,001	0,002	0,023	0,001	0,013
Al	3,917	3,946	3,939	3,957	3,905	3,961	3,906
Cr	0,002	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,005
Mg	2,266	2,278	2,270	2,234	2,150	2,161	2,161
Ca	1,295	1,284	1,273	1,319	1,447	1,434	1,426
Mn	0,052	0,048	0,054	0,055	0,050	0,054	0,052
Fe²⁺	2,384	2,385	2,415	2,437	2,363	2,383	2,362
Fe³⁺	0,074	0,047	0,061	0,045	0,072	0,041	0,078
Na	0,009	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014
totál kation	16,004	15,999	16,006	16,024	16,000	16,016	16,009
Fe/(Fe+Mg)	0,513	0,511	0,515	0,521	0,523	0,524	0,522
alm	39,75	39,78	39,76	40,02	38,86	39,23	38,86
pi	37,79	38,00	37,37	36,69	35,35	35,59	35,55
sps	0,87	0,79	0,90	0,90	0,81	0,89	0,86
grs	21,59	21,42	20,96	21,66	23,79	23,61	23,45
adr	1,24	0,78	1,01	0,73	1,19	0,68	1,29

8. táblázat: Reprezentatív gránát összetételek a Jánoshalma eklogitban



119. ábra: Zárványdús mag (1.), középső zárványszegény (2.) és külső zárványmentes (3.) zóna a gránátban (részleteket lásd a 4.3.2 fejezetben; rt: rutil; ki: kyanit; kv: kvarc; pl: plagioklász; kfp: káliföldpát; zo: zoizit; fen: fengit)

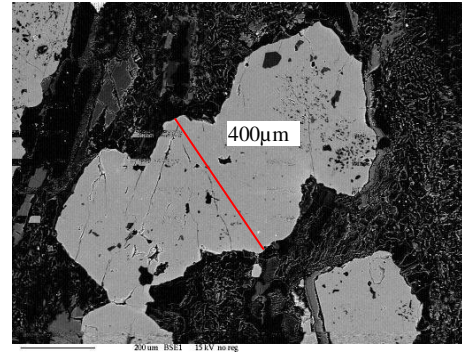
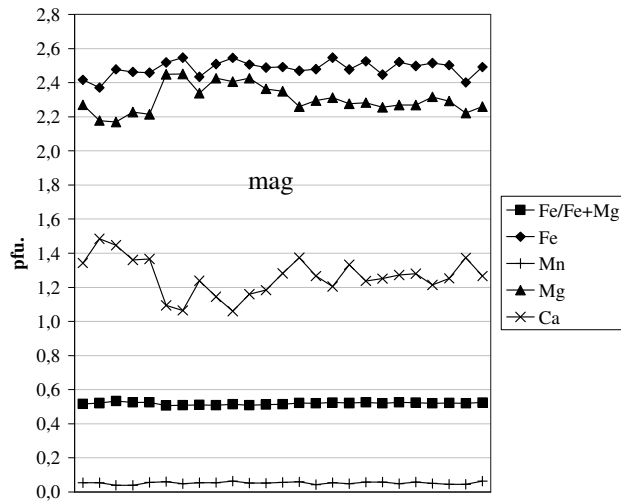
120. ábra: Zárványdús mag (1.), középső zárványszegény (2.) és külső zárványmentes (3.) zóna rezorbeált gránát porfiroblasztban (részleteket lásd a 4.3.2 fejezetben)

A fengitek (**122., 123. ábra**) változatos összetételt mutatnak: $X_{\text{cel}_{0,216} - 0,389} X_{\text{mu}_{0,610} - 0,784}$, eltérő vas tartalommal (**9. táblázat**). A gránát zárvány fengitek összetétele (a legkisebb FeO tartalommal) tekinthető leginkább közel az eredeti, nagy nyomáson stabil fengitekéhez $X_{\text{cel}_{0,219} X_{\text{mu}_{0,780}, 2,035 \text{ wt\% FeO}}$ tartalommal. A fengitek biotit – plagioklász szimplektitké váló átalakulása általános a kőzetben (**122. ábra**). Ily módon a fengit és biotit, illetve a fengit zárvány és a bezáró gránát között végbemenő Fe^{2+} -Mg csere a fengitben az eredeti összetételhez képest megnövelheti annak FeO tartalmát.

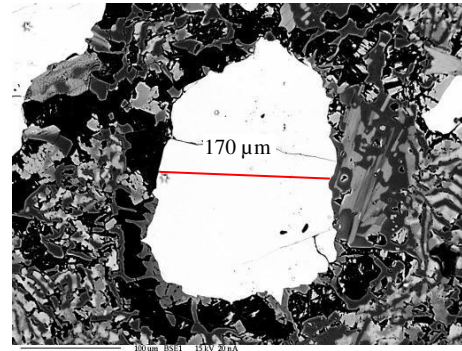
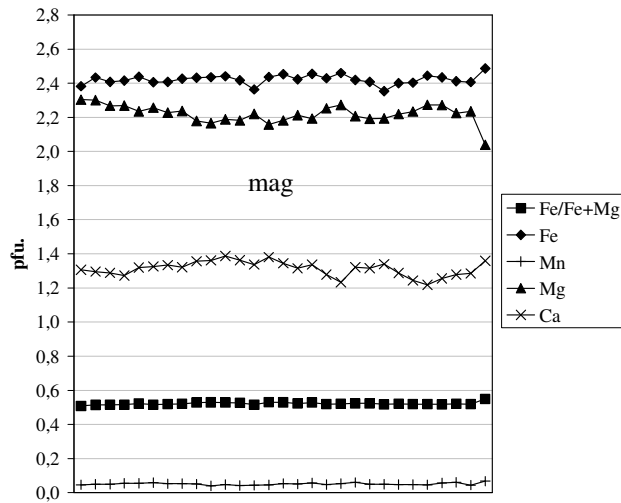
4.4.3.2. Retrográd fázisok

A kőzet mátrixát alkotó szimplektit amfibolja (amfibol1) (**115., 116., 125. ábra**) Leake (1997) nevezéktana alapján tremolit összetételű; a mátrixban látható nagy méretű amfibol porfiroblasztok (amf2; **124., 125. ábra**) aktinolit összetételűek. A mátrix szimplektit klinopiroxénje (kpx2; **115., 116., ábra**) diopszid összetételt mutat: $X_{\text{dio}_{0,759} X_{\text{hd}_{0,091} X_{\text{jdo}_{0,045} X_{\text{Ca}} - \text{tsch}_{0,106}}$. A kyanit szélein megjelenő spinel – plagioklász szimplektit (**114., 125. ábra**) összetétele $X_{\text{spl}_{0,71} X_{\text{hc}_{0,29}}$ és $X_{\text{an}_{0,94} X_{\text{ab}_{0,06}}$ (**10. táblázat**).

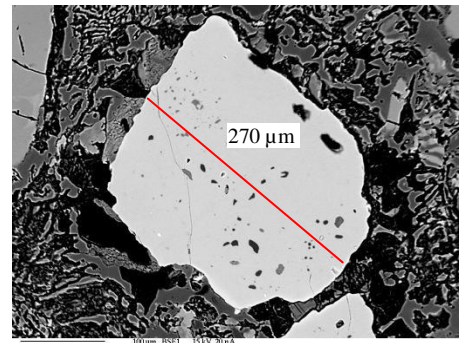
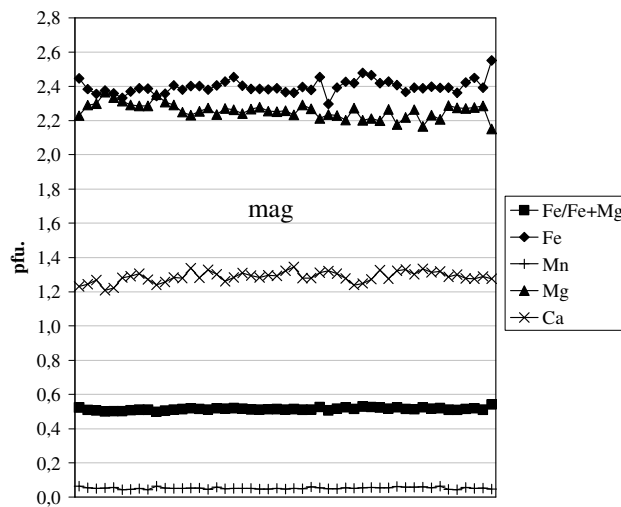
a,



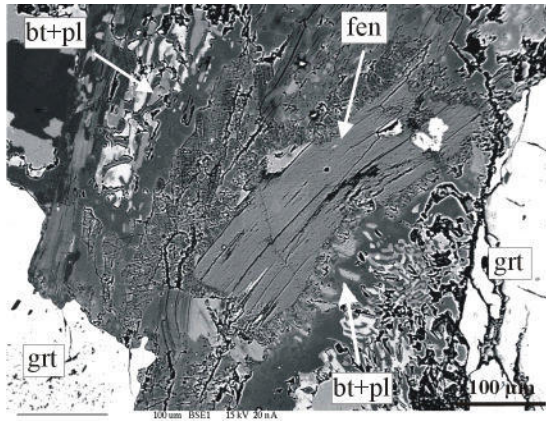
b,



c,



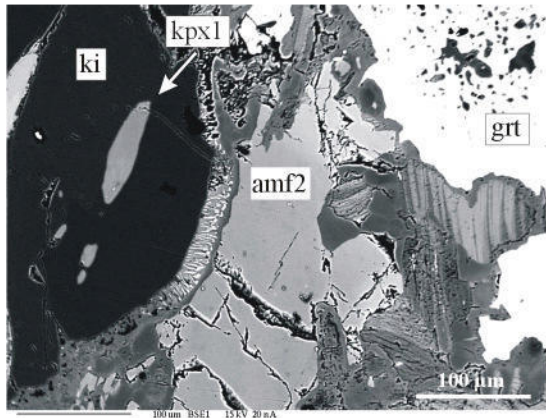
121. ábra: Gránát szemcsék összetételbeli változása traverzek mentén a Jánoshalma eklogit 1/1. magjában; részletesen lásd a IV.4.3.1. fejezetben. A mérési pontok összetételét a 2. függelékben mutatom be.



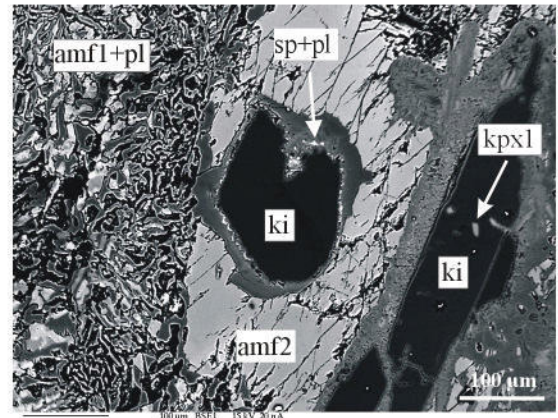
122. ábra: Biotit(bt)-plagioklász(pl) szimplektit a mátrix fengit(fen) szélein; a kép bal felső részén fengit utáni biotit-plagioklász szimplektit látható



123. ábra: Fengit(fen) és kyanit(ki) zárványok a gránát középső, zárvány szegény zónájában (részleteket lásd a 4.3.2 fejezetben)



124. ábra: Nagy méretű amfibol(amf2), gránát és kyanit porfiroblaszt az eklogit2 mátrixában



125. ábra: Kyanit zárvány az amfibol2-ben; a kyanit szélein spinel-plagioklász szimplektit látható

	<i>fengit zárvány gránátban</i>	<i>fengit zárvány gránátban</i>	<i>fengit kianit mellett</i>
SiO₂	51,378	51,082	45,570
TiO₂	0,143	0,004	0,000
Al₂O₃	27,788	28,071	34,983
Cr₂O₃	0,017	0,026	0,031
MgO	3,369	3,169	0,644
CaO	0,280	0,239	0,202
MnO	0,002	0,011	0,068
FeO	2,035	2,230	0,893
NiO	0,048	0,000	0,000
Na₂O	0,182	0,106	0,151
K₂O	9,804	9,606	10,933
F	0,000	0,493	0,526
Cl	0,002	0,002	0,010
totál	95,048	95,039	94,011
22 oxigén-atomra számítva			
Si	6,825	6,783	6,152
Ti	0,014	0,000	0,000
Al IV	1,175	1,218	1,848
Al VI	3,176	3,175	3,718
Cr	0,002	0,003	0,003
Mg	0,667	0,627	0,130
Ca	0,040	0,034	0,029
Mn	0,000	0,001	0,008
Fe²⁺	0,226	0,248	0,101
Ni	0,005	0,000	0,000
Na	0,047	0,027	0,039
K	1,661	1,627	1,883
totál kation	13,838	13,743	13,911
mu	78,05	78,40	94,16
cel	21,95	21,60	5,84

9. táblázat: Reprezentatív fengit összetételek a Jánoshalma eklogitban

	<i>mátrix (szél)</i>	<i>mátrix (mag)</i>	<i>matrix (mag)</i>	<i>amfacit porfiroblaszt átalakulásából származó amfibol</i>	<i>amfibol (amf1) a mátrix amfibol + plagioklász szimplektitben</i>	<i>amfibol zárvány gránátban</i>
SiO₂	52,976	52,873	54,319	54,908	55,841	45,917
TiO₂	0,109	0,079	0,066	0,194	0,085	0,816
Al₂O₃	7,104	6,350	5,995	4,542	3,030	14,874
Cr₂O₃	0,015	0,015	0,037	0,419	0,083	0,000
MgO	19,596	20,303	19,934	21,361	21,472	16,423
CaO	10,110	9,998	10,378	10,829	12,276	11,044
MnO	0,046	0,020	0,009	0,000	0,086	0,029
FeO	4,791	4,729	4,591	3,245	3,708	5,742
NiO	0,051	0,051	0,030	0,165	0,000	0,067
Na₂O	2,253	1,945	1,994	1,450	0,744	2,819
K₂O	0,238	0,217	0,208	0,015	0,107	0,609
F	0,012	0,000	0,000	0,000	0,089	0,194
Cl	0,020	0,000	0,013	0,000	0,023	0,077
totál	97,321	96,580	97,574	97,128	97,544	98,611
23 oxigén-atomra számítva						
Si	7,379	7,551	7,753	7,599	7,719	6,454
Ti	0,011	0,000	0,000	0,020	0,009	0,086
Al IV	0,610	0,449	0,247	0,381	0,272	1,460
Al VI	0,557	0,578	0,599	0,360	0,222	1,005
Cr	0,002	0,000	0,000	0,046	0,009	0,000
Fe²⁺	0,558	0,486	0,480	0,376	0,429	0,675
Mn	0,005	0,000	0,001	0,000	0,010	0,003
Mg	4,068	4,330	4,067	4,406	4,424	3,441
Ca	1,509	1,400	1,538	1,606	1,818	1,663
Na	0,609	0,282	0,278	0,389	0,199	0,768
K	0,042	0,000	0,000	0,003	0,019	0,109
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
totál kation	15,350	15,076	14,963	15,186	15,130	15,666
(Leake és tsai. 1997) alapján	magnezio- hornblende	aktinolit	aktinolit	tremolit	tremolit	alumino- pargazit

10. táblázat: Reprezentatív amfibol összetételek a Jánoshalma eklogitban

4.4.4. Gránit

Mivel az egyetlen, JhÚ-14 fúrásból feltárt gránit anyagú magmintát legnagyobb részben kvarc és földpát építi fel, továbbá nem deformált szövete alapján poszt-metamorf eredet valószínűsíthető, ásvány-összetételbeli vizsgálatok elvégzését nem találtuk indokoltnak.

4.5. Termobarometria

A termobarometriai számításokat az előzetesen a „Módszerek” című fejezetben már ismertetett két, egymástól független módszerrel végeztük el az eklogit esetében: egyrészt termobarometriai modellezést (THERIAK/DOMINO programcsomag, De Capitani, 1994); másrészt ásvány-pár összetételeken és megoszlási együtthatókon alapuló kísérleti úton kalibrált geotermométereket és geobarométereket alkalmaztunk. A gneisz esetében termobarometriai modellezést alkalmaztunk. A termobarometriai modellezés során a polimetamorf kőzetek esetében kritikus pont lehet a modellezett rendszer meghatározása. Ezért a modellezést pontos és átfogó petrográfiai vizsgálatnak, és ha lehetséges, az egymást követő ásványegyüttesek azonosításának kell megelőznie.

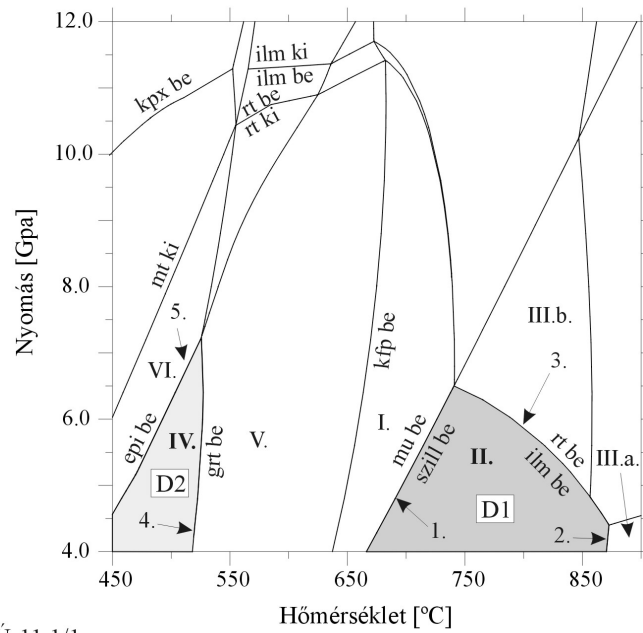
4.5.1. Gneisz

A gneiszben meghatározott egymást követő ásványtársulások alapján a gneisz kvalitatív metamorf fejlődéstörténete két fázisból áll. Eszerint a D1 esemény biotit + káliföldpát + plagioklász + ilmenit + kvarc $\pm$ szillimanit $\pm$ gránát ásványtársulással jellemezhető magas hőmérsékletű, míg a biotit + muszkovit + plagioklász + ilmenit + magnetit + kvarc ásványtársulással jellemezhető D2 esemény alacsonyabb hőmérsékletre utal. A következőkben ezt termobarometriai modellezéssel és számítások alapján megkíséreljük pontosítani.

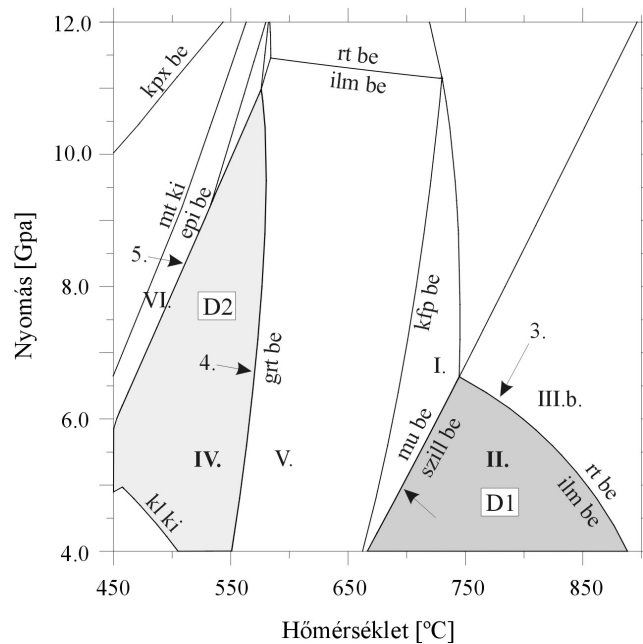
4.5.1.1. Domino modell

A modellezés során 450-900 °C hőmérséklet és 0.4-1.2 GPa nyomás intervallumot vettünk figyelembe. A modellezett kőzetösszetételek a JhÚ-4 fúrás 1/1. és a JhÚ-11 fúrás 1/1. magjából (**2. táblázat**) származnak. A modellezés eredményét a **126. ábrán** mutatjuk be.

, JhÚ-4 1/1



, JhÚ-11 1/1.



126. ábra: A Jánoshalma gneisz termobarometriai modellezésének eredményei a D1 és D2 ásványtársulások stabilitási tartományainak, a határoló reakció izográdnak (1.-5.) és az adott PT ablakban stabil ásványegyüttesek(I.-VI.) feltüntetésével. Részleteket lásd a szövegben.

A gneisz termobarometriai modellezésének eredményeit bemutató **126. ábrán** feltüntetett ásványtársulások a következők:

(I.) Grt + Ilm + Bt + Mu + Pl + Mt + Kfp + Kv + fluid

(II.) Grt + Bt + Ilm + Pl + Mt + Kfp + Kv + Szill + Mt + fluid

(III.a) Grt + Ilm + Pl + H₂O + Mt + Kfp + Kv + Szill

(III.b) Grt + Bt + Pl + Mt + Kfp + Kv + Rt + Szill + fluid

(IV.) Ilm + Bt + Mu + Pl + Mt + Kv + fluid

(V.) Grt + Ilm + Bt + Mu + Pl + Mt + Kv + fluid

A **126. ábrán** és a szövegben (IV.5.1.1. fejezet) alkalmazott rövidítések a következők:

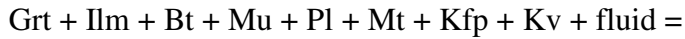
Rövidítés	Ásvány	Szélső tag rövidítése	Szélső tag
Grt	Gránát	Ilm(gk)	Geikelit
Ilm	Ilmenit	Ilm(ilm)	Ilmenit
Bt	Biotit	Bt(flo)	Flogopit
Mu	Muszkovit	Bt(ann)	Annit
Pl	Plagioklász	Fcs(pg)	Paragonit
Mt	Magnetit	Fcs(mu)	Muszkovit
Kfp	Káliföldpát	Pl(ab)	Albit
Kv	Kvarc	Pl(an)	Anotrit
Szill	Szillimanit	Grt(pi)	Pirop
Kl	Klorit	Grt(grs)	Grosszulár
Fcs	Fehérsillám	Grt(alm)	Almandin
Epi	Epidot	Epi(kzo)	Klinozoizit
fluid	H ₂ O	Epi(ep)	Epidot

A modellezés a D1 esemény körülményeire 700-850 °C és P < 0.65 GPa (**126. ábra**) eredményt adott, amelyet a biotit + káliföldpát + plagioklász + ilmenit + kvarc ± szillimanit ± gránát ásványtársulás stabilitási tartománya jelez. A minimum hőmérséklet a szillimanit megjelenését jelzi, melyet a

$$\begin{aligned} \text{Grt(gr)} + \text{Ilm(ilm)} + \text{Bt(flo)} + \text{Bt(ann)} + \text{Fcs(pg)} + \text{Fcs(ms)} + \text{Kv} = \\ \text{Grt(pi)} + \text{Grt(alm)} + \text{Ilm(gk)} + \text{Pl(ab)} + \text{Pl(an)} + \text{Mt} + \text{Kfp} + \text{Szill} + \text{fluid} \end{aligned}$$

(1.)

egyensúlyi reakció ad meg (126. ábra), ami ásványegyüttesek alapján a

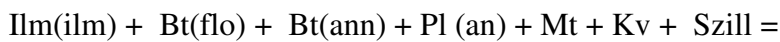


(I.)

(II.)

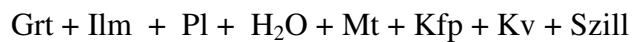
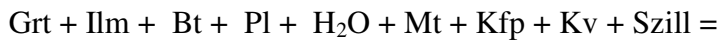
átalakulást jelenti.

A JhÚ-4 1/1 mintában a maximális hőmérséklet határt a biotit stabilitási tartománya határozza meg, mivel a biotit 850 °C felett nem stabil. A biotit felemésztődését a következő reakcióizográd jelzi:



(2.)

amely ásványegyüttesekben kifejezve



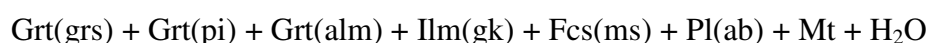
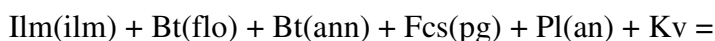
(II.)

(III.a.)

A JhÚ-11 fúrásból származó mintában a maximális hőmérsékleti határt az ilmenit → rutil átalakulását jelző (3.) izográd határozza meg.

A maximális nyomás határt az ilmenit → rutil átalakulását jelző (3.) izográd, és az (1.) izográd metszéspontja adja meg.

A D2 esemény biotit + muszkovit + plagioklász + ilmenit + magnetit + kvarc ásványtársulása 580 °C maximum hőmérséklet és 1.1 GPa maximális nyomást jelez. A maximális hőmérsékleti határt a gránát hiánya jelzi a következő egyensúlyi reakció alapján:



(4.)

A reakcióizográd két oldalán kialakuló stabil ásványegyüttesek pedig

$$\text{Ilm} + \text{Bt} + \text{Mu} + \text{Pl} + \text{Mt} + \text{Kv} + \text{fluid} =$$

$$\text{Grt} + \text{Ilm} + \text{Bt} + \text{Mu} + \text{Pl} + \text{Mt} + \text{Kv} + \text{fluid}$$

(IV.)

(V.)

A maximális nyomást az előző egyensúlyi reakcióhoz tartozó reakcióizográd (4.) és az epidot felemésztdését és a rutil $\rightarrow$ ilmenit átalakulását jelző reakcióizográd metszéspontja adja meg. Az utóbbi a következő egyensúlyi reakció szerint megy végbe:

$$\text{Epi(kzo)} + \text{Epi(ep)} + \text{Bt(phl)} + \text{Bt(ann)} + \text{Fcs(pg)} + \text{qz} + \text{Rt} =$$

$$\text{Ilm(ilm)} + \text{Ilm(gk)} + \text{Fcs(ms)} + \text{Pl(ab)} + \text{Pl(an)} + \text{Mt} + \text{H}_2\text{O}$$

(5.)

az ásványtársulást tekintve pedig:

$$\text{Epi} + \text{Ilm} + \text{Bt} + \text{Mu} + \text{Pl} + \text{Mt} + \text{Kv} + \text{Rt} + \text{fluid} =$$

$$\text{Ilm} + \text{Bt} + \text{Mu} + \text{Pl} + \text{Mt} + \text{Kv} + \text{fluid}$$

(VI.)

(IV.)

A D2 esemény minimum hőmérséklet és nyomás viszonyait tekintve a modellezés nem adott értékelhető eredményt.

4.5.2. *Amfibolit*

Az összes rendelkezésre álló amfibolit minta erős bontottsága miatt termobarometriai számítások elvégzését e kőzettípus esetében indokolatlannak találtuk.

Az amfibolitok rekonstruálható ásványos összetétele hornblende + biotit + plagioklász + ilmenit + kvarc, amely amfibolit fáciesű (közepes nyomás és hőmérsékleti) viszonyokra utal.

4.5.3. *Eklogit*

A Jánoshalma eklogit klinopiroxén + gránát + fengit + kianit + zoizit + rutil + káliföldpát + kvarc ásványegyüttesének ásványos összetétele nagy hasonlóságot mutat az

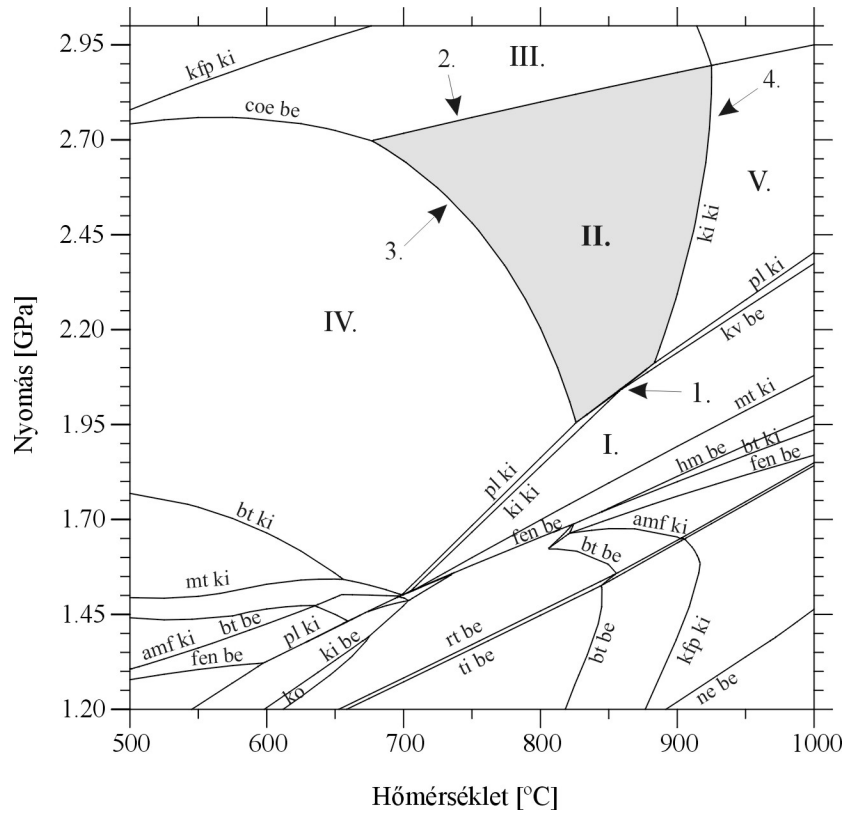
eklogit fáciesű metabázitokban található ásványokéval. Így az eklogit fáciesű metamorf esemény maximális nyomás és hőmérsékleti viszonyinak becslése lehetővé válik.

A termobarometriai számításokat termobarometriai modellezéssel (THERIAK/DOMINO programcsomag, De Capitani, 1994); és ásvány-pár összetételeken és megoszlási együtthatókon alapuló kísérleti úton kalibrált geotermométerekkel végeztük el. A termobarometriai modellezéshez használt közetösszetételt a **5. táblázat** (JhÚ-16 fúrás 1/1. mag) tartalmazza. A termobarometriai számításokhoz használt ásványösszetételeket az Ásványkémia című fejezetben ismertettük. (**7., 8., 9. táblázat**).

4.5.3.1. Domino modell

A modellezés során 500-1000 °C hőmérséklet és 1.2-3.0 GPa nyomás intervallumot vettünk figyelembe. A modellezett közetösszetétel a JhÚ-16 fúrás 1/1. magjából (**26., 27. ábra**) származik. A modellezés során bemeneti paraméterként az egyes fázisok eklogit fáciesben stabil nagy nyomású változatainak keveredési modelljeit vettünk figyelembe a program adatbázisában (jun11). Ennek megfelelően a klinopiroxén jadeit-diopszid-hedenbergit (Berman, 1988), a fehércsillám celadonit-Fe-celadonit-muszkovit (fengit) (Massone és Szpurka, 1997) és a klinozoizit klinozoizit-epidot (Berman, 1988) keveredési modelljeit használtuk.

Ez a módszer 680 °C minimum és 920 °C maximum hőmérséklet, 1.95 GPa minimum és 2.7 GPa maximum nyomás viszonyokat adott meg a klinopiroxén + gránát + fengit + kianit + klinozoizit + rutil + káliföldpát + kvarc ásványegyüttes stabilitási viszonyaként (**127. ábra**).



127. ábra: A Jánoshalma eklogit termobarometriai modellezésének eredménye az eklogit fáciesű ásványtársulás stabilitási tartományának (II.: **Fen + Grt + Ep + Kpx + Hm + Ki + Kfp + Kv + Rt**, szürke mező), a határoló reakció izográdoknak (1.-4.) és az adott PT ablakban stabil ásványegyüttesek (I.-V.) feltüntetésével. Részleteket lásd a szövegben.

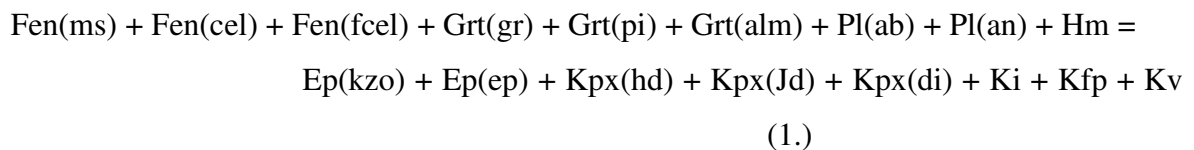
A **127. ábrán** feltüntetett ásványtársulások a következők:

- (I.) Fen + Grt + Ep + Kpx + Pl + Hm + Ki + Kfp + Kv + Rt
- (II.) Fen + Grt + Ep + Kpx + Hm + Ki + Kfp + Kv + Rt
- (III.) Fen + Grt + Ep + Kpx + Hm + Ki + Kfp + Cs + Rt
- (IV.) Fen + Grt + Ep + Kpx + Hm + Ki + Kfp + Rt
- (V.) Fen + Grt + Ep + Kpx + Hm + Ki + Kfp + Kv + Rt

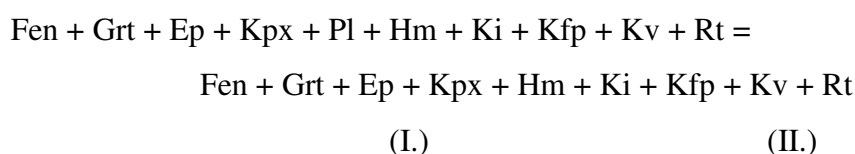
A **127. ábrán** használt rövidítések a következők:

Ásvány rövidítése	Ásvány	Szélső tag rövidítése	Szélső tag
grt	Gránát	Grt(pi)	Pirop
kpx	Klinopiroxén	Grt(grs)	Grosszulár
fen	Fengit	Grt(alm)	Almandin
epi	Epidot	Kpx(jd)	Jadeit
pl	Plagioklász	Kpx(di)	Diopszid
mt	Magnetit	Kpx(hd)	Hedenbergit
kfp	Káliföldpát	Fen(ms)	Muszkovit
kv	Kvarc	Fen(cel)	Celadonit
Cs	Coesit	Fen(fcel)	Fe-celadonit
hm	Hematit	Epi(kzo)	Klinozoizit
amf	Amfibol	Epi(ep)	Epidot
bt	Biotit	Pl(ab)	Albit
ko	Korund	Pl(an)	Anotrit
ti	Titanit		
ki	Kianit		

Az alsó nyomáshatárt a plagioklászfeldpát stabilitási tartománya jelöli ki (**127. ábra**) a következő egyensúlyi reakció alapján:

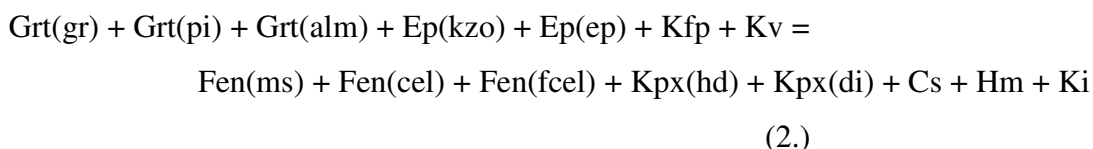


A (1) reakcióizográd két oldalán stabil ásványtársulás, egyrészt a kisebb nyomást jelző, felső amfibolit fáciesű és plagioklászot tartalmazó, másrészt a nagyobb nyomást jelző plagioklászmentes eklogit fáciesű ásványtársulás a következő:

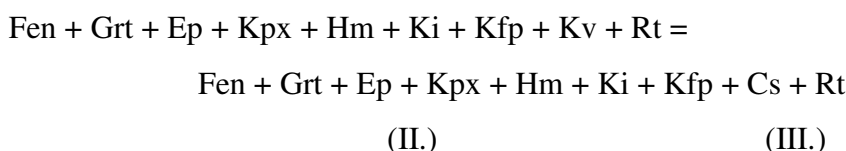


Az eklogit fácies alsó nyomáshatára a plagioklászfeldpát stabilitási tartományának felső nyomáshatára, nagyobb nyomáson Na tartalma a klinopiroxén jadeit mennyiségét növeli az albit = jadeit + kvarc reakció alapján; Ca tartalma pedig a klinopiroxén diopszid tartalmához járul hozzá.

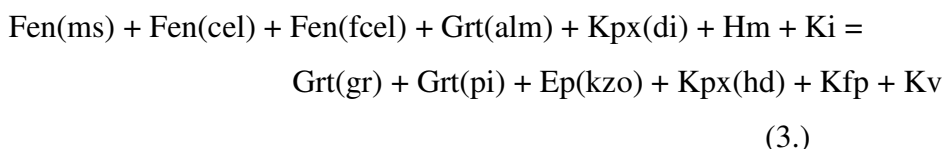
A maximális nyomást a kvarc-coesit polimorf átalakulás reakcióizográdjá jelzi (ábra, izográf 2). A vizsgált eklogitban kvarc van jelen.



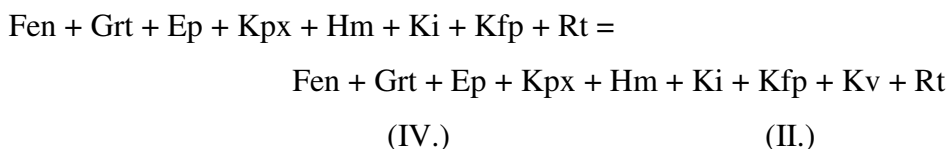
Ásványtársulásokban kifejezve:



A minimális hőmérsékletet a kvarc jelenléte szabja meg (ábra, izográf 3), mely a modellezett paragenézisben 680 °C alatt nincs jelen. A kvarc keletkezése a következő egyensúlyi reakcióhoz köthető:



A reakcióban résztvevő ásványtársulások pedig:



A maximális hőmérsékleti határt a kianit jelenléte jelzi (ábra, izográf 4), mivel 920 °C feletti hőmérsékleten a kianit nem stabil fázis. A kianitot felemésztő reakció a következőképpen megy végbe (**127. ábra**):

$$\begin{aligned} \text{Fen}(\text{cel}) + \text{Fen}(\text{fcel}) + \text{Grt}(\text{alm}) + \text{Ep}(\text{ep}) + \text{Kpx}(\text{di}) + \text{Ki} + \text{Kfp} = \\ \text{Fen}(\text{ms}) + \text{Grt}(\text{gr}) + \text{Grt}(\text{pi}) + \text{Ep}(\text{kzo}) + \text{Kpx}(\text{hd}) + \text{Hm} + \text{Kv} \end{aligned}$$

(4.)

ásványtársulásokkal kifejezve pedig:

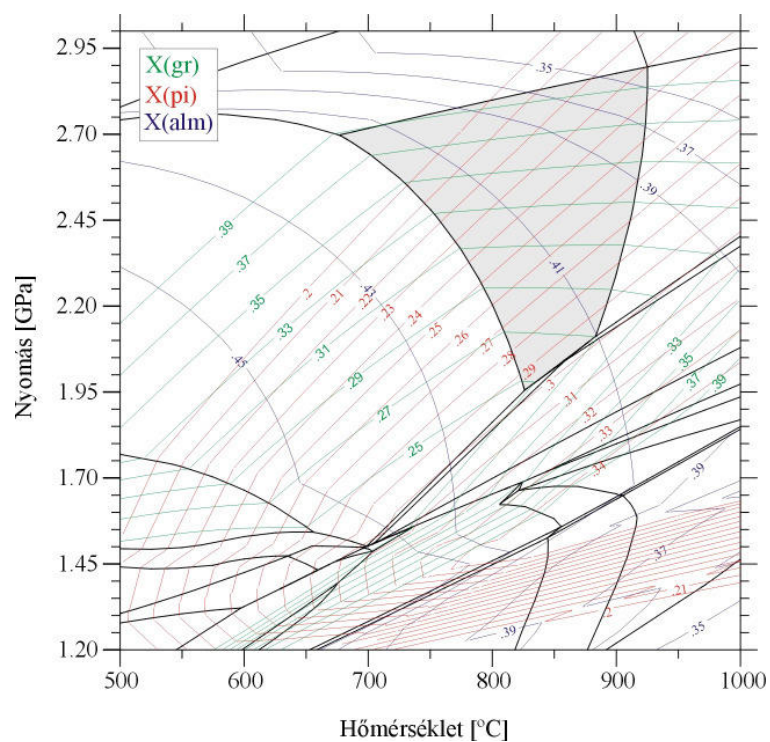
$$\begin{aligned} \text{Fen} + \text{Grt} + \text{Ep} + \text{Kpx} + \text{Hm} + \text{Ki} + \text{Kfp} + \text{Kv} + \text{Rt} = \\ \text{Fen} + \text{Grt} + \text{Ep} + \text{Kpx} + \text{Hm} + \text{Kfp} + \text{Kv} + \text{Rt} \end{aligned}$$

(V.) (II.)

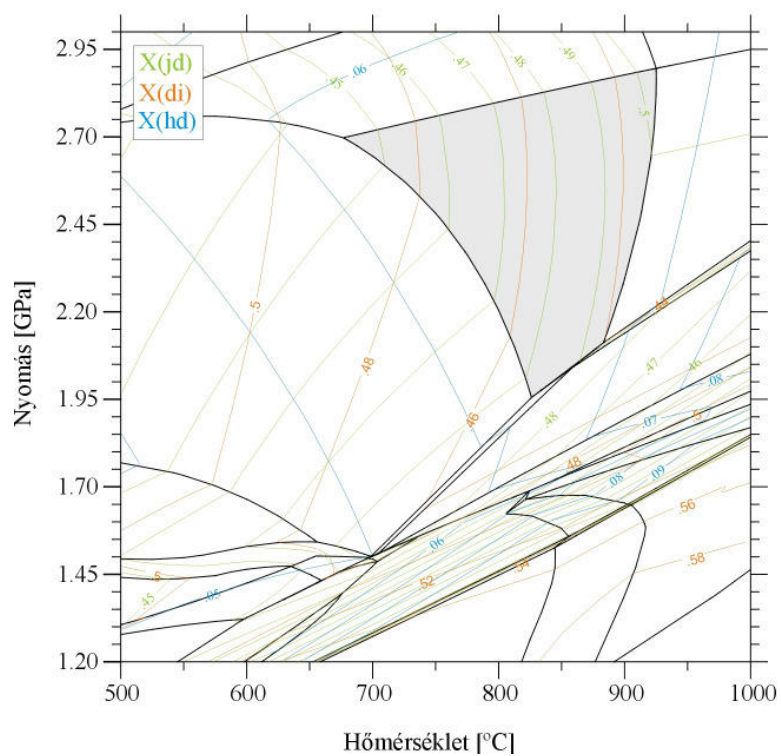
A következőkben azt vizsgáltuk, hogy a modellezés során az egyes fázisoknak (gránát, klinopiroxén, fehércsillám) milyen a modellezett összetétele az eklogit ásványtársulásának stabilitási tartományában, majd ezeket összehasonlítottuk a kőzetből elektron mikroszondával meghatározott összetételekkel.

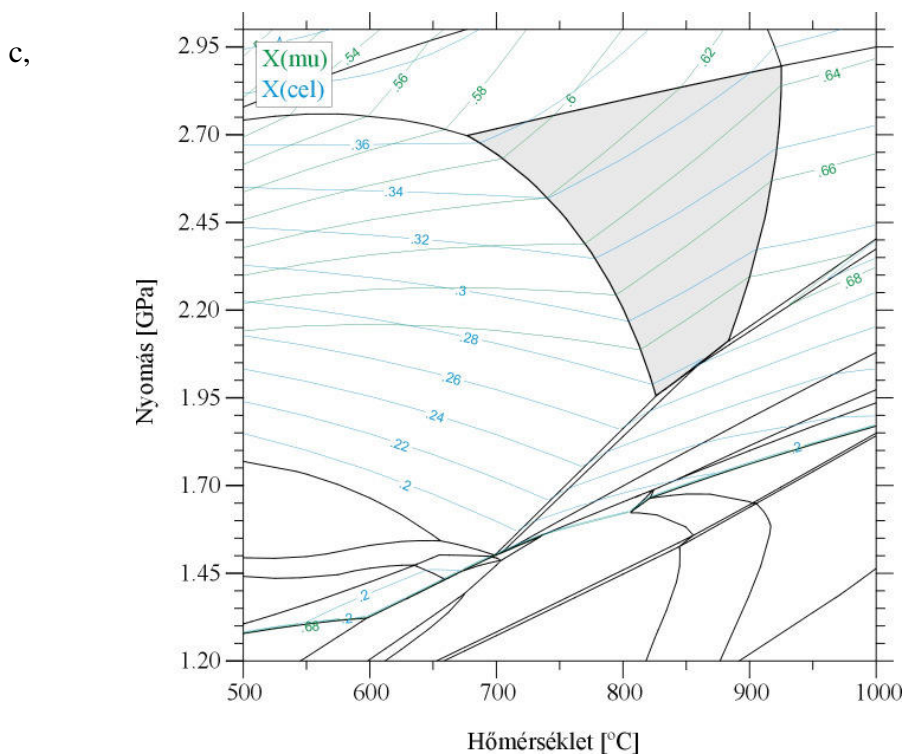
A modellezett PT ablakban a gránát összetétele $X_{\text{pi}0.21-0.37}X_{\text{gr}0.25-0.39}X_{\text{alm}0.31-0.39}$, a klinopiroxéné $X_{\text{jd}0.45-0.50}X_{\text{di}0.44-0.49}X_{\text{hd}0.06-0.07}$, a fehércsillámé pedig $X_{\text{cel}0.28-0.36}X_{\text{mu}0.59-0.68}$. A nagy nyomású metabázitokban a metamorf fok jelzője a klinopiroxén jadeit, a gránát pirop és a fehércsillám celadonit tartalma. A következő lépésben ezért az 500-1000 °C és 1.2-3.0 GPa PT intervallumban pirop, jadeit és celadonit izoplétákat modelleztünk, majd az eklogit ásványtársulásának stabilitási tartományában (680-920 °C; 1.95-2.7 Gpa) vizsgáltuk a klinopiroxén, gránát és fehércsillám összetételeket. A mikroszkopos mérések alapján a gránát pirop tartalma 0.368 és 0.380 közötti (**8. táblázat**); a klinopiroxén jadeit tartalma 0.359-0.416 között van (**7. táblázat**); a fengitek celadonit tartalma pedig 0.25-0.28 (**9. táblázat**). A modellezés során a gránát pirop tartalma 0.21-0.30 közöttinek (**128a ábra**), a klinopiroxén jadeit tartalma 0.45 és 0.50 közöttinek (**128b ábra**), a fehércsillám celadonit tartalma pedig 0.28 és 0.36 közöttinek adódott (**128c ábra**).

a,



b,





128. ábra: Modellezett ásványösszetételek a Jánoshalma eklogitban. a) gránát: grosszulár (Xgr), pirop (Xpi), és almandin (Xalm) izopléták; b) klinopiroxén: jadeit (Xjd), diopszid (Xdi) és hedenbergit (Xhd) izopléták; c) fengit: muszkovit (Xmu) és celadonit (Xcel) izopléták.

Összevetve a műszeres mérés és a modellezés során kapott eredményeket megállapítható, hogy a fehércsillám mért és modellezett összetételében mutatkozott a legnagyobb átfedés. A gránát modellezett összetétele a pirop és az almandin tartalomban mutat átfedést, a grosszulár tartalom viszont magasabb ($X_{gr0.25-0.39}$), a modellezett pirop tartalom pedig alacsonyabb ($X_{pi0.20-0.30}$), mint a mért érték ($X_{gr0.17-0.24}$; $X_{pi0.37-0.38}$). A klinopiroxének esetében minden komponens mennyiségében mutatkozott különbség. A jadeit és a hedenbergit koncentráció a mért értéknél magasabb, a jadeit esetében 0.1, míg a hedenbergit esetében 0.02 a maximális különbség; a diopszid tartalom modellezett értéke alacsonyabb, a legnagyobb különbség 0.11.

4.5.3.2. Kalibrált termobarométerek

A Fe-Mg ioncserén alapuló klinopiroxén – gránát termométerek különféle kalibrációi közül gyakran kérdéses, hogy melyek alkalmazhatóak az egyes metamorf kőzettípusok maximum hőmérséklet becslésére. Az eklogitokra leginkább Ellis és Green (1979), Powell (1985), Krogh (1988), Ai (1994) és Krogh Ragna (2000) módszerét alkalmazzák.

Carswell és tsai. (1997) vizsgálták a különböző geotermométerek alkalmazhatóságát olyan kőzetekben, amelyekben a gránát grosszulár tartalma 0.26 – 0.53 közötti. Arra a következtetésre jutottak, hogy azokra az eklogitokra, amelyekben a gránátokban az Xgrs tartalom >0.35 Krogh (1988), míg azokra, amelyekben az Xgrs tartalom <0.35, Powell (1985) kalibrációja bizonyult a legjobban alkalmazhatónak. A teszt során – amely 1000 °C-nál kisebb maximum hőmérsékletű metamorfózison átesett eklogitokra vonatkozik – a kapott klinopiroxén – gránát hőmérsékleteket az ugyanazon mintából származó gránát – fengit összetételekből számolt hőmérséklet értékekkel vetették össze.

Figyelembe véve a gránát grosszulár tartalmát a Jánoshalma eklogitban (0.20 – 0.22), Powell (1985) módszerét használtuk az eklogit fáciesű metamorf esemény maximális hőmérsékletének megbecslésére. Emellett közöljük a többi módszerrel kapott eredményt is.

A számítások során két szöveti helyzetű ásványpárt vettünk figyelembe, először gránát mag összetételekkel – ahol a klinopiroxén¹ megjelenik (zárvány szegény középső héj) (8. táblázat) – és kianit zárvány klinopiroxénnel (7. táblázat), majd gránát zárvány klinopiroxén (7. táblázat) és bezáró gránát összetételekkel (8. táblázat) végeztünk hőmérsékletbecslést. Az első esetben a legmagasabb jadeit és legalacsonyabb hedenbergit tartalmú klinopiroxéneket választottuk ki. Ily módon Powell (1985) módszerét alkalmazva 585 ± 10 °C-t kaptunk. A gránát zárvány klinopiroxén¹ és bezáró gránát összetételekkel minden esetben 700 °C-ot meghaladó hőmérsékleti értékeket kaptunk (725 ± 20 °C; $765 \pm$

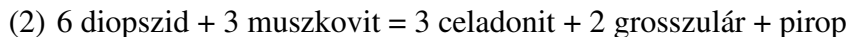
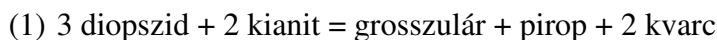
20 °C), a legmagasabb érték pedig 918 ± 10 °C. A különböző gránát zárvány klinopiroxén1 és bezáró gránát összetételek által jelzett hőmérséklet értékek nagy szórása arra utal, hogy a zárványok újra egyensúlyi állapotba kerültek a metamorfózis csúcspontját követően, így nem alkalmasak a metamorfózis maximum hőmérsékleti viszonyainak becslésére.

Figyelembe véve a többi kalibrációt megállapítható, hogy Krogh (1988) módszere általában 20-35 °C-kal alacsonyabb, míg Ellis és Green-é (1979) 10-20 °C-kal magasabb értékeket adott, mint Powell (1985) módszere. Ai (1994) és Krogh Ragna (2000) termométere minden esetben 85-90 °C-kal alacsonyabb hőmérsékletet jelzett. Ez utóbbi esetben a kapott értékek (500 ± 25 °C) az alacsony hőmérsékletű eklogitokra jellemzőek, de semmilyen relikvált ásványfázis nem utal alacsony hőmérsékletű, nagy nyomású metamorf eseményre.

Green és Hellman (1982) gránát – fengit ásványpár közötti Fe^{2+} - Mg cserén alapuló geotermométere 815 ± 25 °C maximum hőmérséklet értéket adott a Jánoshalma eklogitra, de fontos megjegyeznünk, hogy ez a módszer csak azokra a bazaltos összetételű kőzetekre alkalmazható, amelyekre $\text{mg\#} \sim 67$. A Jánoshalma eklogit esetében a $\text{mg\#}$ igen távol áll ettől (~ 40), így a kapott hőmérsékletet maximális értéként értelmezzük.

Az eklogit fáciesű metamorf esemény nyomás viszonyainak hozzávetőleges megbecslése a klinopiroxén jadeit tartalma alapján (Holland, 1980) $P \sim 1.42$ GPa eredményt adott. Ez az érték a plagioklászfeldpát zárványok jelenléte miatt a gránát magban csupán minimum nyomásként tekinthető. A nyomásbecslés a káliföldpáttal, flogopittal és kvarccal együtt megjelenő fengit Si tartalma alapján (Massone és Schreyer, 1987) 1.44 ± 0.05 GPa-t eredményezett. Mivel flogopit nincs jelen a kőzetben, ez az érték is csak a minimum nyomásviszonyokat tükrözi. Massone és Schreyer (1989) másik kalibrációja 2.0 GPa értéket adott. Waters és Martin (1996) klinopiroxén – fengit – gránát geobarométere 2.62 GPa nyomást jelez.

A metamorfózis csúcspontjának körülményei pontosabban számíthatók „net transfer” egyensúlyi reakciókból:



amelyeket Krogh Ravna és Terry (2004) kalibrációja alapján geotermométerként alkalmazhatunk.

Az ilyen geotermobarometriai módszereket kevésbé befolyásolja az esetleges későbbi újra egyensúlyba kerülés, mint a hagyományos kation csere reakciókon alapuló termométereket, továbbá lecsökkentik az omfacit Fe^{3+} tartalmának számításából adódó problémákat (Krogh Ravna és Terry, 2004).

A számítások során az (1) és (2) reakciók által kijelölt reakcióizográdok metszéspontját vettük figyelembe hat különböző omfacit (**7. táblázat**), négy gránát (**8. táblázat**) és két fengit (**9. táblázat**) összetétellel. Ezek 680-738 °C és 2.47 – 2.76 GPa viszonyokat jeleznek a metamorf esemény körülményeinek, 710 $\pm$ 13 °C és 2.6 $\pm$ 0.07 GPa átlagos értékkel.

5. DISZKUSSZIÓ

5.1. A mikroszövetek értelmezése

5.1.1. *Gneisz*

A gneisz "Mikroszkópos leírás" c. fejezetben ismertetett szövetének és ásványos összetételének alapján a következő megállapítások tehetők.

5.1.1.1. Deformációs események

A gneiszre két palássági irány jellemző, S1 és S2 (**32. ábra**), amelyek két deformációs eseményre utalnak. A két, egymásra megközelítően merőleges irányú palássági irányt csillámok határozzák meg, a legtöbb esetben a biotit és a muszkovit együttesen. Az S1 muszkovit a JhÚ-12 fúrás egyik mintájában fibrolitos szillimanitot tartalmaz zárványként (**38.-41. ábra**), amely az S2 finomszemcsés muszkovit kötegben figyelhető meg. A D1 esemény magas hőmérsékletű biotit + káliföldpát + plagioklász + ilmenit + kvarc ± szillimanit ± gránát ásványtársulással, míg a D2 esemény alacsonyabb hőmérsékletre utal biotit + muszkovit + plagioklász + kvarc + ilmenit + magnetit ásványtársulással. A JhÚ-12 fúrás mintájában az S1 szillimanit azért maradhatott meg, mert elég nagy szemcse volt ahhoz, hogy az alacsonyabb hőmérsékletű, a szillimanit stabilitási tartományán kívül eső D2 esemény során a reakció befagyása miatt nem alakulhatott át az egész szemcse.

A gneiszre általánosan jellemző tagolt szemcsehatárokkal jellemezhető kvarcszalagok és deformált csillámhalak jelenléte. Egyes mintákban a földpátok és a kvarcszalagok mellett finomszemcsés csillámsávok vannak jelen. Ez a metamorfózist követő milonitos nyírásra utal.

A Jánoshalma dómból feltárt gránitminta mind ásványos összetételében, mind szöveti jegyeiben eltér a típusos gneisztől, nem mutat metamorfózisra utaló nyomokat, nem deformált. Ennek alapján arra következtethetünk, hogy a gránit a metamorfózist követően intrudált a főleg gneisz anyagú kőzettestbe.

5.1.1.2. Poligonális szövet

A poligonális szövet a mélységi magmás kőzetek gyakori szövettípusa (Goodspeed, 1959; Liu és tsai., 2005; Tommasi és tsai., 2004; Song és tsai., 2004; Berger és tsai., 2003). A metamorf kőzetekben szintén gyakran megjelenik, jelenléte a metamorfózis olyan

körülményeire utal, amelynek során magas hőmérsékletű statikus rekrisztallizáció, vagy nyírás hatására végbemenő dinamikus rekrisztallizáció ment végbe (Storey és tsai., 2005; Sengün és tsai., 2006; Corriveau és tsai., 2003; Moyen és Watt, 2006; Gieré, 1986; Gerdjikov, 2005; Landman és Tumenjargal, 2007; Roberts, 2004; Király és Koroknai, 2004). A poligonális szövet keletkezését Shelley (1993) alapján tárgyaljuk.

5.1.1.2.1. Poligonális szövet eredete magmatitokban

A poligonális szövet („soap foam texture”) ~120°-kal érintkező szemcsehatárokat jelent, kialakulása egyensúlyi körülményekre utal. Lassú kristályosodás során a kristály törekszik elérni a legkisebb felületi energiaszintet, amelyet sajátalakú kristályformája jellemez. Teljesen kikristályosodott magmatitban rendszerint nem lehetséges, hogy a rendelkezésre álló összes teret hézagmentesen sajátalakú kristályok töltsék ki. Ilyen körülmények között inkább szabálytalan, szögletes szemcsehatárok alakulnak ki. Az érintkező szemcsék stabil elrendeződése a felületi feszültség minimalizálásából ered, amely szabályos, hármas pontokban kapcsolódó szemcséket hoz létre. Ha egy mélységi magmás kőzet elég lassan, fluidum jelenlétében hűl ki, a szemcsehatárok diffúzió, oldódás és kiválás útján haladhatnak a szöveti egyensúly felé. Ennek során szemcsenagyság növekedés, a kisebb szemcsék oldódása és a szemcsenagyság kiegyenlítődése következik be. A folyamat kizárólag monomineralikus szemcsehalmazok esetében jellemző (Hunter, 1987), többféle ásvány esetén a szögek 30-100° között változnak.

5.1.1.2.2. Poligonális szövet eredete metamorfitokban

Metamorf kőzetekben a következő folyamatok hozhatnak létre poligonális szövetet (Shelley, 1993).

5.1.1.2.2.1. *Statikus rekrisztallizáció*

Statikus rekrisztallizációt megnövekedett hőáram, vagy deformációs eseményt követő rácshiba csökkenés, vagy a kettő kombinációja okozhat. A szemcseméretnövekedés nélkül végbemenő rácshiba csökkenést elsődleges rekrisztallizációnak, míg a szemcseméretnövekedéssel járó másodlagos rekrisztallizációnak nevezzük (Shelley, 1993). Ideális esetben statikus rekrisztallizációval létrejöhet 120 fokos szemcsehatárokkal rendelkező stabil mozaikos szövet.

5.1.1.2.2.2. *Ostwald-féle izoterm átkristályosodás*

Cashman és Ferry (1988), Marsh (1988), valamint Cashman és Marsh (1988) munkája alapján harang alakú szemcseméret eloszlási görbét írtak le magas hőmérsékletű szaruszirtekből. A nagyon apró, a nagyon nagy szemcsék is és az átmeneti szemcsemérettek egyidejű jelenlétét az Ostwald-féle izoterm átkristályosodás (*ripening*) folyamatával magyarázták. A statikus rekrisztallizáció e jellegzetes megnyilvánulása során olyan ideális állapot felé törekszik a kőzet szöve, hogy adott közettérfogatban egy ásványfázis egyetlen kristályból álljon. Ezt az egyensúlyi állapotot a rendszer azonban sohasem érheti el. A magmás kőzetekben végbemenővel analóg folyamat során egy szomszédos kristálméret van egyensúlyban egy adott kristállyal. Ennek következtében a kőzetben nő a nagyobb szemcsék részaránya, míg a kisebb szemcsék egyre kisebbek lesznek, majd eltűnnek. A kisebb szemcsék szélei a nagyobbak felé hajlanak és a szemcsehatáruk a középpontjuk felé migrál. Ahogyan az Ostwald-féle átkristályosodás előrehalad, a lokális egyensúlyban lévő kristályok szemcsemérete folyamatosan növekszik.

5.1.1.2.2.3. *Dinamikus rekrisztallizáció*

Deformáció/nyírás hatására megy végbe, megnyúlt szemcsék, zegzugos szemcsehatárok, szubszemcsék jelenléte jellemzi. Magas hőmérsékleten azonban kialakulhatnak a statikus rekrisztallizáció eredményeképpen létrejövő mozaikos szövetek is.

5.1.1.2.3. Földpátok a Jánoshalma gneiszben

A vizsgált gneisz mintákban különböző szöveti helyzetben fordul elő földpát (54.-65. *ábra*), ezek közül először célszerű a szericites poikilites porfiroblasztok, a zárványmentes szericites poligonális földpát szemcsehalmozok és az üde földpát szemcsék kapcsolatát tisztáznunk.

A poligonális szövet nem általánosan van jelen a kőzetben, csak helyenként, elszeparáltan, néhány szemcsénél figyelhető meg a közel 120 fokos érintkezés (62.-65. *ábra*). Megfigyelhető, hogy a szericites szemcséket üde földpát helyettesíti. Szemcséi rendszerint teljesen alakatlanok, nincs egyenes szemcsehatáruk (57., 58., 59. *ábra*).

A poikilites porfiroblasztokra jellemző a lekerekített szemcseszél, az előrehaladott átalakulás. Ezeket a szemcséket mind az S1, mind az S2 orientációjú csillámkötegek „körbefolyják”; szöveti helyzetük és nagyfokú átalakultságuk miatt valószínűleg prekinematikusak. A szemcsék szélein üde földpát helyettesíti őket, ami a D1 ásványtársulás része lehetett, és a $\mu + qz = si + kfs + H_2O$ reakció során keletkezhetett.

A poikilites földpát kristályok a granitoid kőzetekben igen gyakoriak (részletesen Shelley, 1993-ban). Ha a földpát nukleációja lassabb, mint a többi ásványé, akkor a felszínén nukleálódó szemcséket könnyen magába zárhatja a gyorsan növekvő földpát.

5.1.1.2.4. A poligonális földpátszövet eredete a Jánoshalma gneiszben

Habár a D1 metamorf esemény magas hőmérsékletű volt, a keletkezett szövet nem utal egyensúlyi viszonyokra. A poligonális földpátszemcsék elszeparált megjelenése, a szemcseszéleken megfigyelhető üde, a D1 ásványtársulás részét képező földpát helyettesítés arra utal, hogy a poligonális szövetű földpátok a metamorfózist megelőzően keletkeztek. Ezek alapján a Jánoshalma gneisz poligonális földpátszövetének metamorfózis során végbemenő statikus rekrisztallizációval történő keletkezése kizárható.

A néhány gneisz mintában megfigyelhető, alacsony hőmérsékletű milonitos nyírás szemcseméret csökkenést okozott, és a D2 metamorf fázist követően ment végbe. Ezek alapján a dinamikus rekrisztallizációval történő keletkezés kizárható.

Porfiroblasztok és kisebb méretű szemcsék együttes jelenléte a mélységi magmás kőzetekben gyakran előfordul, amelyre Carlson (1986) a következő magyarázatot adja gránát szemcseméret-eloszlási vizsgálatai alapján. Amennyiben a nukleáció és ásványnövekedés során nem áll rendelkezésre megfelelő mennyiségű fluidum, a diffúzió korlátozott lesz és a növekedő kristályok körül reaktáns komponensekben elszegényedett fluidum zóna alakul ki. A meglévő ásvány szemcsék körül erősen lekorlátozódik a nukleáció, melynek eredményeként a kristály rádiuszban jelentős különbségek alakulhatnak ki.

A fentiek alapján megállapítható, hogy a poikilites földpát porfiroblasztok és a poligonális szövetű földpátok a metamorfózist megelőzően keletkezettek, valószínűsíthetően magmás eredetűek és a granodiorit protolitból átöröklődött prekinematikus szövetként értelmezhetők.

A magmás eredetű reliktek jelenléte alapján a Jánoshalma gneisz ortogneisz.

5.1.1.3. Idiomorf cirkon és léces-tűs apatit jelenléte

A sajátalakú cirkon jól fejlett dipiramissal és egyenes prizmalapokkal rendelkezik, amely arra utal, hogy a kristályosodást követően a szemcsék nem koptatódtak, tehát nem szállítódtak. Az idiomorf akcesszórius ásványszemcsék ezért feltételezhetően egy eredeti magmás protolitot reprezentálnak, ami alátámasztja fenti feltételezésünket, miszerint a vizsgált kőzet ortogneisz.

5.1.1.4. Xenokristályok, xenolitok megjelenése

5.1.1.4.1. Xenolitok és xenokristályok jelentősége

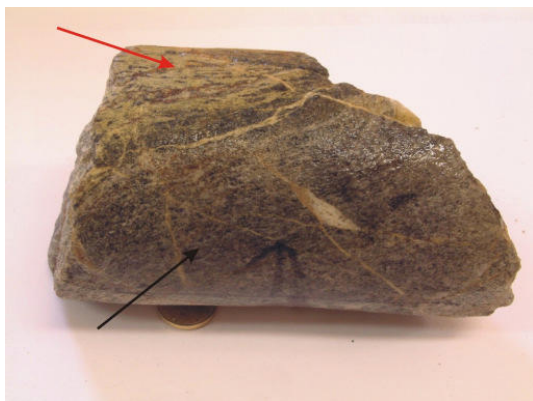
A xenolit (görög eredetű szó: xeno: idegen, lithos: kőzet) olyan idegen eredetű kőzet, amelyet egy nagyobb kőzettest zár körül keletkezése és megszilárdulása során. Leggyakrabban magmás kőzetekben lévő kőzetzárványokra használják. A xenolitok a magmatest szélei mentén szakadnak le az intrudált kőzetből, vagy a vulkáni kürtő anyagából kerülhetnek a lávába kitörés során. Jelentőségük abban áll, hogy fontos információkat szolgáltathatnak a más módon hozzáférhetetlen kőzetekről és a befogadó kőzet kialakulását megelőző geológiai eseményekről. Ha a xenolitok megolvadnak, egyes ásványok visszamaradhatnak belőlük és xenokristályok keletkeznek. Mafikus xenolitok jelenlétét ortogneiszben számos előfordulásból dokumentálták (James és tsai., 2002; Sørensen és tsai., 2006; da Silva és tsai., 2000, Zurbriggen, 1996).

5.1.1.4.2. Xenolitok és xenokristályok a Jánoshalma ortogneiszben

A gneiszben jelenlévő rezorbeált amfibol (**50.-53. ábra**) és atoll-gránát elszórtan jelenik meg, elhelyezkedésük nem mutat irányítottságot és hullámos visszaoldódott szemcsehatárokkal jellemezhetőek. A gneisz ezeken az amfibolszemcséken kívül nem tartalmaz más amfibolt. A gránátok jelentősen eltérnek a gneiszben megjelenő

földpáztzárvány és mátrixban megjelenő gránátoktól, nagyobb méretűek, atoll szövetűek és nem tartalmaznak zárványokat (**44.-49. ábra**). Ezek alapján ezeket az amfibol és gránát szemcséket xenokristályoknak határoztuk meg.

A leggyakoribb közettípus a Jánoshalma dóm területén az gneisz. A többi feltárt közettípust csupán pár fúrás, az amfibolitot három (JhÚ-2, JhÚ-6, JhÚ-15) az eklogitot pedig egy fúrás (JhÚ-16) tárta fel. Ez alapján arra következtethetünk, hogy ezek a közettípusok nem alkotnak összefüggő zónát a Jánoshalma dómon belül, hanem kisebb méretű közettessékként lehetnek jelen az gneiszben. A Jh-Ú-16 fúrás tárta fel az gneisz és az eklogit közti kapcsolatot (**129. ábra**). A két közettípus érintkezése mentén egy keskeny, megközelítően 3 cm szélességű átmeneti zóna látható. Itt az amfibol és a gránát csökkenő mennyisége figyelhető meg az eklogit felől az gneisz felé. Nincsenek deformációra, vagy elmozdulásra utaló jelek az érintkezési zóna mentén. A gneisz tartalmaz közepes metamorf fokú amfibolit közzetteseteket is, amelyeknek hasonló a kapcsolata az ortogneisszel, mint az eklogitnak. A fentiek alapján és mivel a gneisz eltérő metamorf fejlődéstörténetű közettesséket tartalmaz, az amfibolitot és az eklogitot az gneiszben lévő xenolitoknak határoztuk meg. Az eklogit és az amfibolit xenolitok petrológiai kapcsolatáról nincs megfelelő információnk. Továbbá nem ismert sem az amfibol és a gránát xenokristályok keletkezése, sem az egyes metamorf fázisok kora. Minden, az ortogneisz D1 metamorfózisát megelőző metamorf eseményt amely a xenolitokat érintette (nagy nyomású, amely az eklogitot kialakította és a közepes nyomású és hőmérsékletű, amely az amfibolitot kialakította), a D0 metamorf eseményhez sorolunk.



129. ábra: Az ortogneisz (fekete nyíl) és az eklogit (piros nyíl) érintkezése; JhÚ-16 fúrás

5.1.1.5. A mirmekites szövetű földpátok jellemzői

Az Alföld metamorf medencealjzatában feltárt számos gneisz típus megkülönböztetése a gyakran hasonló ásványos összetétel és az esetenként erősen nyírt szövet miatt sokszor nehezen megoldható. A mirmekit számos módon keletkezhet. Jelenléte a gneiszben támpontot nyújthat a gneisz eredetének, keletkezési viszonyainak meghatározásában, többek között utalhat deformációs eseményre, a metamorfózis fokára, vagy jelezhet metasztatikus helyettesítési folyamatokat. A mirmekit jelenléte így módon segíthet a különböző gneisz típusok elkülönítésében és korrelálásában. A következőkben áttekintjük a mirmekit keletkezésére vonatkozó leggyakoribb elméleteket, és ezek tükrében vizsgáljuk a Pannon Medence aljzatát felépítő metamorf kőzetekben található mirmekites földpátok szerepét és a keletkezésük körülményeit. A három klasszikus keletkezési elméleten kívül (magma kristályosodás; szilárd állapotban történő szételegyedés; metasztatózis során végbemenő helyettesítés) a múlt évtizedben megjelent elméleteket is bemutatunk.

5.1.1.5.1. Magmás kristályosodás modellek

Azon elméletek, amelyek a mirmekitképződést magmás kristályosodással magyarázzák azt feltételezik, hogy a mirmekit kvarc és plagioklász-földpát egyidejű kristályosodásával megy végbe az olvadék kristályosodásának késői szakaszában. Habár az

egyidejű kristályosodásra utaló szövet inkább a grafikus és a granofíros, amelyeknek nincs szükségszerű kapcsolata a mirmekittel. Shul'Diner (1972) szerint a mirmekites plagioklász szemcse egy másik plagioklász felszínén kristályosodik és egy szomszédos káliföldpát felé terjeszkedik. A mirmekites plagioklász optikai folytonosságban van az eredeti plagioklász szemcsével. A szakirodalom azonban nem említ olyan varratszerű szövetet, amely a továbbnövekedés jellemzője (Hippertt és Valarelli, 1998). Hibbard (1987) szerint az ortogneiszekben megjelenő mirmekitek egy nem tökéletesen kikristályosodott magma deformációjával jön létre a kristályosodás késői szakaszában víz telített olvadék jelenlétében.

5.1.1.5.2. Szilárd állapotban történő szételegyedés

Scwantke (1909) szilárd állapotban történő szételegyedés modellje egy magas szilíciumtartalmú $\text{CaAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$ molekula jelenlétét feltételezi a magas hőmérsékletű káliföldpátban. Az anortit tartalom keveredési tökéletlensége miatt szilícium szabadul fel. Habár ennek az úgynevezett „Schwantke molekulának” a létezését még nem bizonyították.

5.1.1.5.3. Progresszív metamorf reakció

„Progresszív mirmekit” a pelites palák kvarc gazdag szegregációs rétegeiben jön létre a zöldpala és az amfibolit fácies határon, az albit Ca-oligoklásszá alakulásának eredményeképpen (Shelley, 1973). Ashworth (1986) szerint a mirmekit a következő reakció során jön létre:

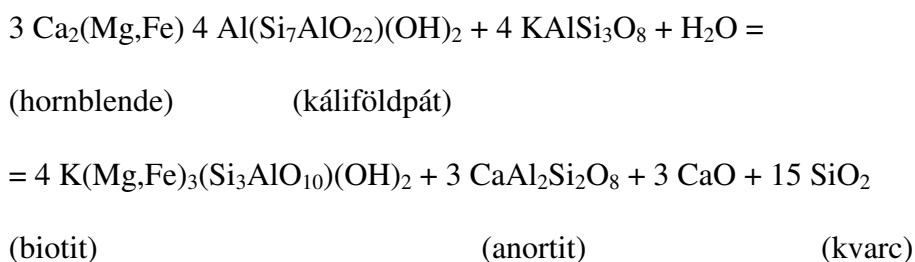


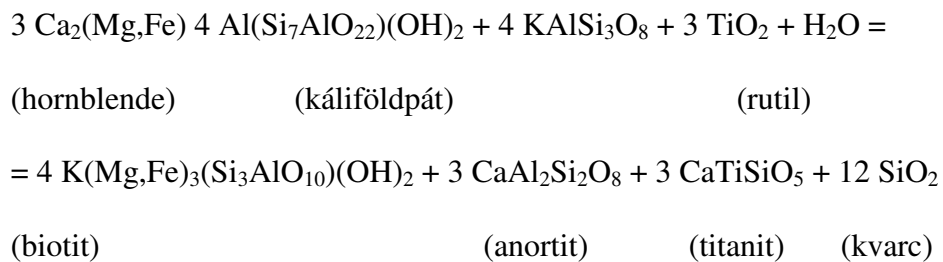
Véleménye szerint csak akkor marad meg ez a szövet, hogyha az a metamorfózis hőmérsékleti csúcspontján keletkezik.

Az Adirondack Masszívum biotit oligoklász gneiszeiben Collins (1997b) bizonyította, hogy a progresszív metamorfózis során a kőzet feldúsult káliumban és szilíciumban és emellett kalciumban, vasban, magnéziumban és alumíniumban elszegényedett. Engel és Engel (1958) szerint az ilyen típusú kőzetekben a progresszív metamorfózis során a plagioklászot mikroklin helyettesíti. Carl (1988) szerint a kálium a kőzetben lévő biotit és muszkovit széteséséből származik. A mikroklin keletkezése mindannyiuk szerint kapcsolatban van a mirmekit képződéssel.

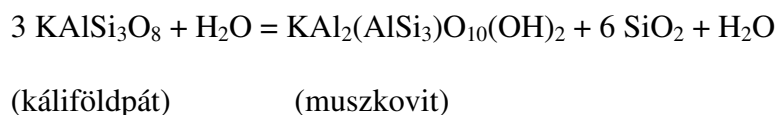
5.1.1.5.4. Retrográd metamorf reakciók

Siddhanta és Akella (1966) a mirmekit három típusát figyelte meg prekambriumi titanit és epidot tartalmú hornblende plagioklász gneiszekben. Az első típus esetében a mirmekit mikroklinnel és ortoklással együtt jelenik meg és nincs érintkezésben nem mirmekites plagioklással; a második típusú mirmekit plagioklással együtt jelenik meg; a harmadik pedig plagioklász és káliföldpát határán jelenik meg. A kőzet retrográd átalakulása során kálium metasomatózis érte a kőzetet, amelyet a poszt-kinematikus biotit jelenléte bizonyít, míg ezt megelőzően nem volt jelen kálium tartalmú fázis a kőzetben. Szoros összefüggést fedeztek fel a titanit + epidot és a mirmekit mennyisége között. Ezt a hornblende, a káliföldpát, az anortit, a titanit és az ilmenit között végbemenő, egymást követő reakció sorozatok eredményeképpen magyarázzák, amelyek a mirmekit különböző megjelenéséhez vezetnek. A legfontosabb mirmekit képző reakciók a következők:

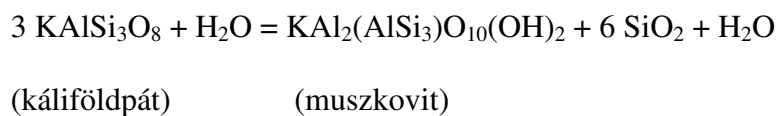
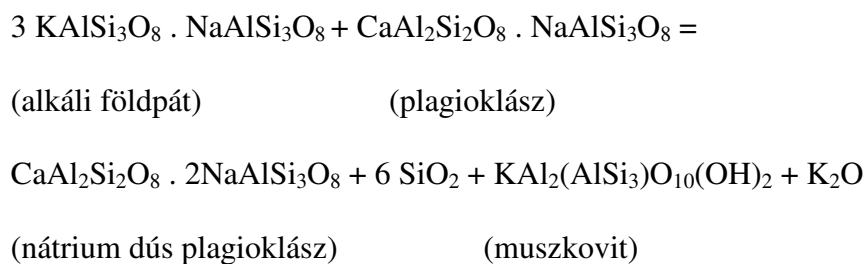




Phillips (1972) is felvetette a retrográd metamorfózis során végbemenő mirmekitképződés lehetőségét, amely szerinte a következő reakció történik:



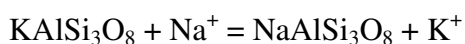
Phillips, Ransom és Vernon (1972) megállapította, hogy a mirmekitképződés valószínűleg kapcsolatban van a retrográd metamorfózissal és ezekben az esetekben a muszkovit fontos velejárója a folyamatnak. Az általuk javasolt reakció a következő:



lévő mirmekitben megfigyelt kvarc mennyiségével. Véleményük szerint ezek a magas kalcium tartalmú mirmekitek magmákból származó vizes fluidok és plagioklászok között végbemenő reakciók termékei.

Collins (1997b) szerint a deformált granodioritokban megjelenő mirmekit üde, normál zónás plagioklászok fordítottan zónás plagioklászokkal való helyettesítésekor jöhet létre. A helyettesítés során a deformált plagioklászokban hasadások keletkeznek, melyek utat nyitnak a fluidok és a különböző elemek mozgásának. Először a kalcium és az alumínium távozik, míg a nátrium visszamarad, míg a kálium bejut és elkezd nőni a plagioklász belsejében. Miközben a kálium helyettesíti a kalciumot és alumíniumot, a plagioklász térfogata növekszik, és nyomásnövekedést idéz elő a szomszédos szemcsékben. Az elmozdított nátrium atomok behatolnak a kevésbé átalakult plagioklászokba, amelyek magasabb nátrium tartalmú plagioklászokként kristályosodnak újra. A diorit eredeti plagioklászának magja $Ab_{61-63}An_{37-39}$, míg a széle $Ab_{80-83}An_{17-20}$ összetételű. Az újrakristályosodott plagioklász $Ab_{85-88}An_{12-15}$ összetételű albit ikres oligoklász. Mirmekit olyan helyeken jöhet létre, ahol a kalcium, alumínium, nátrium és szilícium olyan hányadban van jelen, hogy nem tud csak plagioklászokként kristályosodni. A nátrium és kalcium káliummal történő helyettesítése sosem tökéletes, szigetekben megmaradhatnak és pertitet képezhetnek a káliföldpátban. A kvarc ágainak vastagsága és alakja a mirmekitben az eredeti plagioklász összetételétől függ.

Collins (1997a) másik feltételezése olyan folyamatokon alapul, amelyeket klinopiroxén gránitokban figyelt meg. Azt állapította meg, hogy Na^+ és Ca^{2+} tartalmú fluidok metasztatizálják a pertites káliföldpátokat a következő reakció alapján:



(mirmekit)

Collins (1997a) megfigyelte, hogy a pertit káliföldpát részét $\text{Ab}_{80}\text{An}_{20}$ plagioklász helyettesítette, míg a relikts plagioklász lamella összetétele nem változott és nem keletkezett mirmekit. Ha az átalakulás tömeg szerint történne, akkor kvarc jelenne meg a plagioklászban, ezért az átalakulásnak térfogat szerint kell végbemennie. A másodlagos plagioklász nagyobb sűrűsége miatt a szilícium felhasználdik a reakcióban, és nem jelenik meg szabad kvarc. Koller és Kloetzli (1995; Collins, 1997c-ben) azt figyelte meg, hogy a szételegyedéssel keletkezett mirmekit pertites megjelenésű és bárium zónásságot mutat, míg a kálium metasomatózissal keletkezett mirmekit pertites mikroklin szélein jelenik meg, és nem mutat bárium zónásságot. A szellem mirmekit megjelenése az utóbbira jellemző, habár ez erősen függ a vékonycsiszolat orientációjától (Passchier és Trouw, 1996).

5.1.1.5.6. Deformációs elméletek

Az ásványok stabilitási mezejének erős nyírás hatására bekövetkező jelentős módosulására Harker (1932) hívta fel a figyelmet. Wintsch és Knipe (1983) pedig megmutatta, hogy deformáció hatására helyettesítéssel reakciók mehetnek végbe. Az utóbbi évtizedekben előtérbe került a deformáció és a szemcsehatárokon végbemenő mirmekit képződés közötti kapcsolat kutatása (Hanmer, 1982; Tullis, 1983; Simpson, 1983; Hibbard, 1987; Simpson és Wintsch, 1989).

Shelley (1964, 1993) a mirmekitet a poikiloblasztos szövet egyik speciális változatának tartja, amelyben nincs összefüggés a kvarc mennyisége és a plagioklász bázisosságának mértéke között. Feltételezése szerint szilárd fázisú szételegyedés során az albit kiválik a magas hőmérsékleten keletkezett háromfázisú földpátból és magába zár kvarc zárványokat. Egy kataklázos eseményt követően ezek a kvarc szemcsék

újrakristályosodnak, és kvarc ágakat képeznek a mirmekitben. Habár sok gránitban, melyekben jól kifejlődött mirmekit van, nincs nyoma nyírt kvarc jelenlétének. Továbbá ez az elmélet nem magyarázza a nagy alkáliföldpát megakristályokban lévő mirmekites plagioklász zárványok keletkezését (Hippertt és Valarelli, 1998).

Hanmer (1982) új-foundlandi deformált gránitok mirmekitjeit tanulmányozta és arra jutott, hogy annak a deformációt követően kellett keletkeznie, mivel a mirmekit kis méretű ágas szövetét eltüntette volna a deformáció. Simpson (1985) kelet-kaliforniai milonitos granodiorit milliméteres nagyságú nyírási zónájában talált mirmekitet, amely bizonyíték a deformáció közben végbemenő mirmekit helyettesítésre.

Simpson és Wintsch (1989) granitoid anyakőzetű amfibolit fáciesű milonitokban vizsgált deformáció hatására képződött mirmekitet. A vizsgált minták fehér csillám szegény S-C milonitok és foliált milonitos gneiszek voltak. Oligoklász és kvarc szimplektites összenövését figyelték meg, amely a nyírt káliföldpát szemcsék fő rövidülési irányában lévő szemcseszéleken alakult ki. Mirmekit nem jelent meg a fő megnyúlási irányokba eső szemcseszéleken. A káliföldpát plagioklásszal és kvarccal való helyettesítése térfogatcsökkenéssel jár, amely kedvez a szemcse körüli magas nyírásnak. Habár a nyomás, a hőmérséklet és a kémiai viszonyok irányítják a helyettesítési reakciót, a hozzáadódó nyírás miatt az a káliföldpát fő rövidülési irányába eső szemcseszélein megy végbe. A stressz és a nyírási energia szerepe a helyettesítési reakcióban még nem tisztázott.

Collins (1997a) elgondolása szerint létezik egy magas hőmérsékletű háromfázisú földpát, egy káliföldpát (ortoklász), amely oldott kalciumot és nátriumot tartalmaz. Alacsonyabb hőmérsékleten nyírási feszültség alatt az ortoklász mikroklinné alakul, a nátrium és a kalcium kiválik a káliföldpátból a szemcse szélein. A magas anortit tartalmú összetevőnek kevesebb szilícium szükséges a kristályosodáshoz, mint a káliföldpátnak,

vagy a nátrium földpátnak, így a mirmekit mennyiségét a plagioklász anortit komponensének mennyisége határozza meg:



magas hőmérsékletű káliföldpát, mirmekit

háromfázisú földpát

Számos deformációval kapcsolatos mirmekitképződés elmélet feltételez a deformációt követően szilícium beáramlást, amelyet először Michel-Lévy (1875) vetett fel.

Hippertt és Valarelli (1998) káliföldpát porfiroblaszt tartalmú magas fokú (720-750 °C, 0.3-0.6 GPa) milonitos augén gneiszeket vizsgált. A mirmekit két előfordulását figyelték meg: 1) faágszerűen elágazó mirmekit a káliföldpát megakristályok szélein; 2) kerek mirmekit zárványok a káliföldpát megakristályokban. Arra a következtetésre jutottak, hogy mindkét esetben a káliföldpát helyettesíti a mirmekitet. A mirmekit keletkezéséhez szükséges kvarc a mátrix kvarc nyomásos oldódásából származhat. Ez a folyamat ahhoz is szükséges, hogy a növekedő káliföldpát térfogatnövekedését ellensúlyozza. A tény, hogy mirmekit nincs jelen a kvarcmentes kőzetekben arra utal, hogy a mirmekitképződéshez szükséges szilícium belső forrásból származhat. A plagioklász-földpát töréses deformációja helyi stressz eredménye, amely a plagioklász káliföldpáttal való helyettesítéséből adódó térfogatnövekedésből fakad. A mikrorepedések megfelelő pályákként szolgálnak a szilícium beáramlásához. A kvarc ágakba benyomuló káliföldpát apofízák jelenléte arra utal, hogy a kálium követi a kvarcmigrációt. A mirmekites plagioklász általában kalcium gazdagabb, mint az újrakristályosodott plagioklász, de az Ab/An aránya megegyezik a mátrixban lévő eredeti

(nem újrakristályosodott) plagioklász reliktekével. Ez a megfigyelés arra utal, hogy a mirmekites plagioklász olyan eredeti szemcse, amely később kialakult kvarcágakat zár magába. A szilícium plagioklász keletkezését és deformációját követő beáramlását a deformálatlan kvarcágak deformált plagioklászban való jelenléte bizonyítja. A szilícium forrása és a szállítódás körülményei még nem ismertek.

A Jánoshalma gneiszben jóval kevesebb mirmekites földpátot dokumentáltunk, mint Szeghalmon és Furtán, de azok a szöveti jegyeik alapján jól azonosíthatók. A mirmekit a földpátok közül a nagyméretű szericites porfiroblasztokon jelenik meg. Erre visszaoldódott szegélyek és erőteljes szericitesedés jellemző. Általánosan megfigyelhető, hogy üde földpát helyettesíti a mirmekites szövetű szericites földpátokat (**60. ábra**). A helyettesítő földpátban gyakran láthatóak kvarc buborékok, amelyeket az eredeti mirmekites földpát szemcsék tartalmaztak (**57., 59. ábra**). A mirmekit elrendeződése a kőzetben nem mutat irányítottságot, így kizárhatjuk a deformációs elméleteket. A szilícium beáramlás elmélete is kizárható, mivel nincs bizonyíték arra, hogy a mirmekites földpát deformált lenne. Mivel a Jánoshalma gneisz metamorfózisának csúcspontja 700 és 850°C közötti hőmérsékleti és $P < 0.6$ GPa nyomás körül lehetett, a progresszív metamorfózis során való keletkezés is kizárható. A legvalószínűbb a magmás kristályosodás.

5.1.1.6. A Jánoshalma gneisz összefoglaló szöveti jellemzése

A sajátalakú apatit és cirkon járulékos elegyrészek arra utalnak, hogy a gneisz elegyrészei nem szállítódtak és nem koptatottak, az apatit léces tűs kristálytermete pedig magas keletkezési hőmérsékletre utal. A poligonális szövet Vernon és Collins (1988) szerint a magmás eredet legfontosabb bizonyítéka. A gneisz mirmekites földpát szemcséinek legvalószínűbb keletkezési formája a magmás kristályosodás.

Összegzőképpen megállapítható tehát, hogy a fenti szöveti jegyek a gneisz magmás eredetűre utalnak, a Jánoshalma gneisz tehát ortogneisz.

5.2. A Jánoshalma-dóm metamorf fejlődéstörténete

5.2.1. Gneisz

A gránátban zárványként megőrződött biotit, muszkovit és kvarc zárványok jelzik az ortogneisz legkorábbi rekonstruálható eseményét, ami a D1 esemény hőmérsékleti maximumát megelőző fázis egy szakaszához köthető. A D1 metamorf esemény biotit + káliföldpát + plagioklász + ilmenit + kvarc $\pm$ szillimanit $\pm$ gránát ásványtársulással jellemezhető. A szillimanit jelenléte, amely az S2 muszkovit magjában figyelhető meg, magas hőmérsékletű metamorfózisra utal, mely a termobarometria számítások alapján 700-850 °C és $P < 0.65$ GPa nyomás és hőmérséklet viszonyokat jelez (**126. ábra**). A D1 esemény minimum hőmérsékleti határát a muszkovit+kvarc=szillimanit+káliföldpát+H₂O reakció jelzi. Shelley (1993) szerint a ezt a reakciót mikroszöveti szinten apró fibrolitos szillimanit megjelenése jelzi muszkovitban. Sok esetben azonban a szillimanit a muszkovit orientációjától eltérő, hajlott kötegeket alkot a muszkovitban. Az ilyen szövetet Shelley (1993) és Sengün és tsai. (2006) alsó-amfibolit fáciesű körülmények közt végbemenő retrográd reakciónak tartja, miközben a muszkovit helyettesíti a szillimanitot. A Jánoshalma ortogneiszben egyértelműen látszik, hogy a muszkovitban lévő szillimanit, gyüredezett, hajlott megjelenésű, tehát prekinematikus a muszkovithoz képest. Ezért a szillimanitot a D1 ásványtársulás részeként értelmeztük.

A magas hőmérsékletű ásványtársulás által meghatározott S1 palássági irányt a D2 esemény alacsonyabb hőmérsékletet jelző biotit + muszkovit + plagioklász + kvarc + ilmenit + magnetit ásványtársulása írja felül. A két palássági irány közel merőleges

egymásra. Metamorf viszonyaira két reprezentatív gneisz minta termobarometriai modellezése alapján 530-580 °C maximum hőmérséklet és 1.1 GPa maximális nyomás értékeket adott. A maximális hőmérséklet adatokban lévő különbség kőzetösszetételbeni különbségekre, az ortogneisz inhomogenitására utal. A maximum hőmérséklet ugyanis a gránát megjelenéséhez köthető, amely a gneiszekben erősen függ a kőzetösszetételtől.

A D2 eseményt követően a biotitra jellemző kloritosodás retrográd hatásra utal.

5.2.2. Eklogit

A gránát zárványdús magjában lévő kianit, rutil, plagioklász, káliföldpát és kvarc zárványok a bezáró gránáttal együtt a kőzetben megfigyelt legidősebb ásványegyüttest alkotják. Ez a metamorf fejlődéstörténet eklogit fácies előtti, prográd szakaszát képviseli. Ezt további gránátnövekedés követte, amely a jellegzetes káliföldpát, zoizit, fengit zárványokat tartalmazza (a gránát zárványszegény, középső része) gránát – káliföldpát – zoizit – fengit – kianit – omfacit ásványegyüttessel. A K fázisok szokatlan megjelenése valószínűleg az amfibol nyomásnövekedéshez kapcsolódó destabilizációjának következménye, amely az amfibolit fácies fontos K fázisa. Az amfibol Al, Ca, Fe és Mg tartalma anyagot szolgáltatott a növekedő gránát, omfacit és fengit számára. A kis méretű omfacit zárványok jelenléte a kianitban a kianit előzetes jelenlétére utal. A klinozoizit megjelenése valószínűleg a plagioklász szintén nyomásnövekedéshez kapcsolódó destabilizációjához köthető. Mivel a plagioklász tartalmaz kis mennyiségű K-t (terner földpát), a zoizitet és a káliföldpátot a terner földpátok utáni, nagy nyomású változatoknak tekintjük.

A kőzet mátrixában lévő omfacit porfiroblasztok körül megjelenő diopszidos összetételű klinopiroxén és plagioklász szimplektit a metamorfózis csúcspontját követően nyomáscsökkenésre utal. Az eklogit mátrixa legnagyobb részt amfibol – plagioklász

szimplektitból áll. A **116. ábrán** látható az omfacit porfiroblasztok körül megjelenő diopszidos klinopiroxén amfibolosodása. Előző számítások szerint a szimplektitot alkotó amfibol – plagioklász ásványpárok 490 ± 20 °C (Spear, 1980) és 500 ± 25 °C (Blundy and Holland, 1990) hőmérsékletre utalnak (Zachar, M. Tóth, 2003). Szintén előzetes számítások a gránát körül megjelenő amfibol – plagioklász korona összetételekkel 530 ± 25 °C (Spear, 1980) és 580 ± 25 °C (Blundy & Holland, 1990) hőmérsékletet jeleznek. A szimplektit és a gránát korona kialakulásának időbeni sorrendje nem megállapítható, mert a kőzetben különböző szöveti helyzetben vannak.

A kianit szegélyén megjelenő korund – plagioklász és spinel – plagioklász szimplektit (**114. ábra**) a nyomáscsökkenés/dekompresszió közbeni közepes hőmérsékleti viszonyokra utal (M. Tóth (1997a). Zaffírint nem figyeltünk meg ebben a szöveti helyzetben.

A mátrix amfibol porfiroblasztok a magtól a szegélyek felé növekedő Al^{IV} tartalma növekvő hőmérsékleti viszonyok közti ásványnövekedésre utal (Zachar, M. Tóth, 2003).

Figyelembe véve a szöveti megfigyeléseket, adatokat és a termobarometriai számítások eredményeit, megállapítható, hogy a Jánoshalma eklogit közepes hőmérsékletű magas nyomású (MT HP), metamorf eseményen esett át; a B-típusú eklogitok közé sorolható (Coleman és tsai., 1965). A metamorf csúcsot követően nyomáscsökkenés zöldpala fáciesű körülményekkel majd hőmérsékletnövekedés/felfűtés alakította ki azt az ásványegyüttest és szövetet, amely megfigyelhető a Jánoshalma eklogitban.

A termobarometriai modellezés eredményei (680 °C minimum hőmérséklet és 2.7 GPa maximum nyomás) jó egyezést mutatnak a kalibrált geotermobarométerekkel számított nyomás és hőmérséklet viszonyokkal (710 ± 10 °C és 2.6-2.7 GPa). A mért és a modellezett ásványösszetételek a fehércsillám esetében nem, a gránát és a klinopiroxén esetében pedig csak kis mértékben térnek el. A klinopiroxén esetében a jadeit koncentráció csökkenése és

a diopszid koncentráció növekedése a retrogresszió során végbemenő nyomás és hőmérséklet csökkenéshez köthető.

A fentiek alapján megállapítható, hogy a Domino termobarometriai modellezés (de Capitani, 1994) és a hagyományos kalibrált termobarométerekkel kapott eredmények jól összevethetők egymással. A termobarometriai modellezéssel a kőzetösszetétel ismeretében és átfogó petrográfiai vizsgálatokat követően a kalibrált geotermobarométerekkel számított eredményekhez hasonlóan pontos eredmény kapható.

5.3. A Jánoshalma dóm fejlődéstörténete

A petrológiai vizsgálatok eredményeképpen megállapítjuk, hogy a Jánoshalma dóm egy egységes ortogneisz blokk, amelynek egyik fő jellemzője a különböző kőzettípusú és metamorf fejlődéstörténetű xenolitok és xenokristályok jelenléte. Az ortogneisz kőzettestbe kétfázisú metamorfózist követően késői granitoid erek intrudáltak. A metamorf fejlődéstörténetet követően töréses deformáció, továbbá a kőzetek helyenkénti erőteljes átalakulása/bontottsága alakította ki a Jánoshalma kiemelkedés jelenlegi szerkezetét. A Jánoshalma magaslat kristályos kőzetekből álló kiemelkedésének metamorf fejlődéstörténete a következő „forgatókönyv” szerint vázolható fel.

5.3.1. Mafikus intrúzió fázisa

A geokémiai adatok alapján a Jánoshalma eklogit kontinentális íven kialakult andezit-bazalt összetételű. A kőzetszöveti megfigyelések alapján a diorit-gabbró anyakőzet valószínűbb, mivel a kianit + zoizit sávok jelenléte nagy plagioklász-kristályok előzetes jelenlétére utal. Az erősen átalakult (kloritosodott, karbonátosodott) amfibolit minták összetételéről nincs rendelkezésre álló adatunk.

5.3.2. D0 fázis

Az eklogit ásványegyüttese (kliopiroxén – gránát – fengit – kianit – zoizit – rutil – káliföldpát és az egyes fázisok összetétele egyértelműen nagy nyomású metamorfózisra utal. A metamorfózis csúcs hőmérséklete 710 ± 10 °C, a nyomás 2.6-2.7 GPa. Ez alapján a Jánoshalma eklogit a B-típusú (közepes hőmérsékletű) eklogitok közé tartozik (Coleman és tsai., 1965).

5.3.3. Granodiorit intrúzó fázis

A kőzet ásványos összetétele alapján az ortogneisz anyakőzete granodioritos összetételű. A geokémiai jellemzői alapján az intrúzió peralumíniumos összetételű és szinkollíziós eredetű.

5.3.4. D1 fázis

A D1 metamorf esemény szillimanit megjelenésével jellemezhető, amely kialakította a kőzetre jellemző S1 palássági irányt. Az ortogneisz szövete és a jelenlévő relik t fázisok alapján a D1 ásványegyüttest biotit + káliföldpát + plagioklász + ilmenit + kvarc $\pm$ szillimanit $\pm$ gránát alkotja. Termobarometriai modellezés alapján a D1 esemény $700-850$ °C és $P < 0.65$ GPa hőmérséklet és nyomás értékekkel jellemezhető.

5.3.5. D2 fázis

A következő metamorf esemény (D2) egy biotit zónás felülbélyegzés volt, amely egy penetratív, biotit és/vagy muszkovit által meghatározott S2 palásságot hozott létre. Az S2 palássági irány megközelítően merőleges az S1 palássági irányra. A D2 fázis metamorf csúcshőmérséklete az ortogneisz mátrixában előforduló amfibol xenokristályok szegélye és

a szintén mátrix plagioklászok szegélye újra egyensúlyba kerülésének hőmérséklete alapján 600 °C (M. Tóth és tsai., 2000). Termobarometriai modellezés a D2 esemény maximális hőmérsékleti és nyomás viszonyaira 580 °C és 1.1 GPa eredményt adott.

5.3.6. D3 fázis (*milonit képződés*)

Az utolsó plasztikus deformációs esemény bizonyítéka csak néhány mintán látható. A nyírás során a kvarc dinamikus rekrisztallizációjának eredményeképpen kvarc szalagok és kink-band szerkezetek jöttek létre. Egyes esetekben a csillámok is rekrisztallizálódtak és nagyon finomszemcsés alacsony hőmérsékletű milonit alakult ki.

A helyenként előforduló csillámszegény gránit posztkinematikus gránit intrúzióra utal. Nincsenek metamorfózisra utaló nyomok, de a dinamikus rekrisztallizációt jelző kvarc szalagok és a deformált földpátok jelenléte, az intrúziót követő nyírást jelzi.

5.3.7. Töréses deformáció és metasomatózis fázisa

A poszt-metamorf töréses deformáció és átalakulás mind a xenolitokat, mind a befogadó ortogneiszt érintette. A karbonát kitöltésű repedéshálózat sűrűn átjárja a gneiszt, a kőzet mátrixában lévő amfibol és földpát is karbonátosodott és/vagy klorittá és szericitté alakult. A Jánoshalma eklogit esetében a hidratált és karbonátosodott részek nem csak az eltérő másodlagos ásvány összetételben, hanem a karbonátosodottban a nagy nyomású fázisok megőrződöttségében is különbözik.

A Jánoshalma metamorf hát közeteinek fejlődéstörténetét és kapcsolatát a **130. ábrán** mutatjuk be.

5.4. A Jánoshalma-dóm felépítése – Kőzetváz modell

A mind É-D-i, mind K-Ny-i irányban megközelítőleg 5 km kiterjedésű, az 1980-as években szénhidrogén-kutató fúrások által a jelenlegi felszíntől 500-600 m mélységben (abszolút mélység) feltárt Jánoshalma aljzat kiemelkedés variszkuszi metamorf kőzetekből áll. A 19 fúrásból három kivételével – JhÚ-2 és JhÚ-6: ortogneisz és amfibolit; JhÚ-16: ortogneisz és eklogit – csupán egy fúrómaggal rendelkezünk. A megszerzett pontszerű ismereteket kiterjesztve az egyes fúrások között feltételezhetjük, hogy a Jánoshalma aljzatkiemelkedés túlnyomó részét a leggyakoribb kőzettípus, tehát az ortogneisz alkotja. Az ortogneisz nem egynemű, csillámszegényebb és csillámdúsabb, bontott és üde szakaszokból áll, továbbá vannak deformált, illetve deformálatlan szakaszok is. Helyenként erősen gyüredezett, milonitosodott. A JhÚ-6 fúrás mind amfibolitot, mind ortogneiszt feltárt, míg a JhÚ-16 fúrásból ismerjük az eklogit és az ortogneisz érintkezési felületét. A JhÚ-16 fúrás az eklogit mintegy 3 m hosszú szakaszát feltárta, de sem az eklogit, sem az egyéb fúrásokból (JhÚ-2; JhÚ-6; JhÚ-15) feltárt amfibolit kőzettest vastagsága nem ismert. Mivel az amfibolit és az eklogit csak néhány fúrásból ismert és helyzetük nem utal semmilyen irányítottságra, azt feltételezzük, hogy ezek a kőzettestek nem nagy kiterjedésben, hanem pontszerűen vannak jelen az aljzatban.

Az egyes kőzettípusok előzőekben ismertetett metamorf fejlődéstörténete, a feltárt kőzettípusok gyakorisága (legnagyobb részben ortogneisz, három amfibolit, egy eklogit, egy gránit magminta) és egymáshoz viszonyított térbeli helyzetük alapján arra következtethetünk, hogy a Jánoshalma aljzatkiemelkedés egy egységes ortogneisz blokk, amely különböző metamorf fokú és fejlődéstörténetű kőzettesteket, xenolitokat tartalmaz és amelyet a metamorfózist követően gránit erek jártak át. A Jánoshalma aljzatkiemelkedés elméleti kőzetváz modelljét az **131. ábrán** mutatjuk be.

5.5. Korrelációs lehetőségek

A Jánoshalma dóm közettípusai, azok tulajdonságai és felvázolt szerkezete alapján megállapítható, hogy a Szeghalom dómmal és az annak keleti folytatásában feltárt Mezősas-Furta dómmal szoros hasonlóságot mutat. Mindhárom területre jellemző a xenokristályokat és különböző metamorf fejlődéstörténetű xenolitokat tartalmazó ortogneisz megjelenése; Szeghalmon amfibolit, eklogit és felzikus granulit, Furtán gránátos amfibolit, aktinolit pala, antofillit pala és szerpentin, Jánoshalmán pedig amfibolit és eklogit xenolitot tártak fel fúrások. Különbség a területek között a xenolitok mennyiségében van. Míg Jánoshalmáról és Szeghalmomról csak néhány gránát és amfibol xenokristály és xenolit került elő, a Furta területen a xenolitok széles spektruma tanulmányozható. Furtán az amfibolit és az ortogneisz, Jánoshalmán pedig az eklogit és az ortogneisz érintkezése figyelhető meg. Éles határ nincs a két közettípus között, az átmenet folyamatos, elmozdulásra utaló nyomok nincsenek. A metabázitok felől az ortogneisz felé az amfibolok mennyiségének csökkenése jellemző. Mindhárom területen jellegzetes szöveti bélyegek az ortogneiszben a mirmekites szövetű poikilites földpát porfiroblasztok és a helyenként megfigyelhető poligonális földpátszövet. Ezeket magmás relikteknek határoztuk meg. A xenokristályok közül az amfibol és a gránát mindhárom területen előfordul.

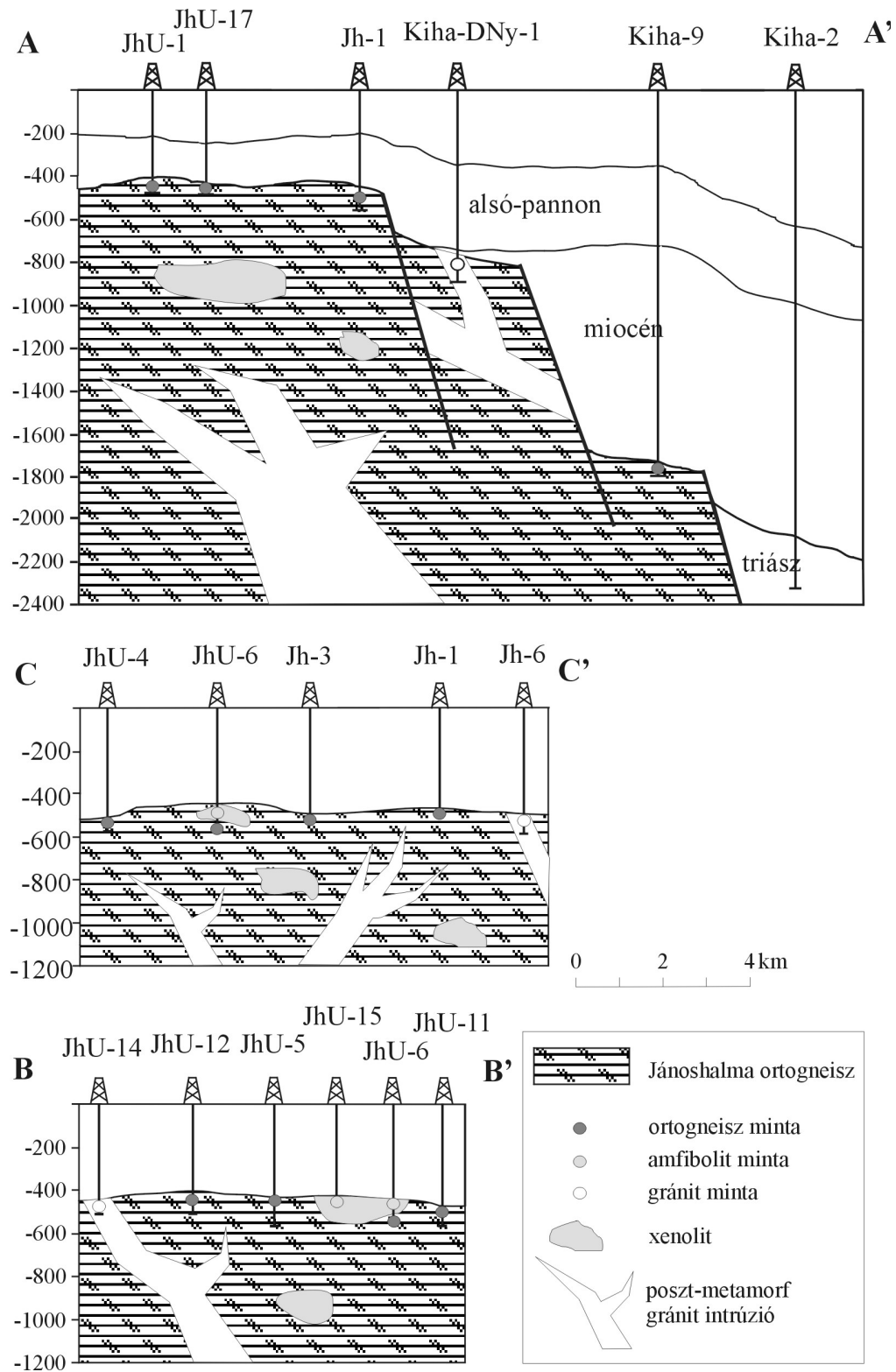
A Jánoshalma ortogneisz esetében az ortogneisz kétfázisú progresszív metamorfózisa azonosítható, az első, magas hőmérsékletű (~700 °C) D1 fázisra szillimanit megjelenése jellemző, míg a D2 esemény alacsonyabb hőmérsékletű biotit zónás felülbélyegzést okozott. A Jánoshalma gneiszben a D1 szillimanit a D2 muszkovitban figyelhető meg, az egész területen csupán egy mintában. A muszkovit köteg mérete azon a szakaszon ahol a szillimanitot tartalmazza ~1 x 0.2 cm. Ilyen nagyságú szemcsehalmoz más mintákban nem található, és mivel szillimanit sincs jelen arra következtettünk, hogy ezekben a mintákban a

D1 eseményt követő retrogresszió során a szillimanitot teljes mértékben helyettesítette a muszkovit. Ez magyarázat lehet a szillimanit hiányára a Szeghalom és a Furta területen.

Mindhárom területen egyértelműen azonosíthatók a poszt-metamorf milonitos nyírás olyan szöveti bélyegei, mint az elnyújtott, orsó alakú, szubszemcséből álló szuturás szemcsehatárokkal jellemezhető kvarc szalagok, a finomszemcsés csillámhalmazok és a csillámhalak. Szintén mindhárom területen megjelenik az ortogneiszbe intrudált poszt-metamorf gránit.

Esemény	fázis	Gránát és amfibol xenokristályok	Mafikus kőzetek (amfibolit, eklogit)	Granodiorit	Gránit
Töréses deformáció, karbonátos metaszomatózis	VII.	?			
Milonitos deformáció	VI.	?			
D2	V.				
D1	IV.		?		
Granodiorit intrúzió, olvadás	III.				
D0	II.	↓ t (?)			
Mafikus intrúzió	I.				

130. ábra: A Jánoshalma metamorf hát kőzeteinek fejlődéstörténete és kapcsolata.



131. ábra: A Jánoshalma aljzatkiemelkedés elméleti kőzetváz modellje a 3. ábrán feltüntetett szelvények alapján

A mirmekit megjelenése és mennyisége különbségeket mutat a három területen, de mindig az első generációs földpát porfiroblasztokhoz kötődik. A legjobban a Szeghalom dóm (SzD) területen tanulmányozható, ahol a mirmekitekről részletes petrográfiai vizsgálatok is készültek. Ezek szerint a földpátok kétféleképpen jelennek meg a SzD gneiszeiben; erősen átalakult szericites és üde szemcsék. Az utóbbira általánosan jellemző a sakktábla és a poliszintetikus ikerlemezősség, a mirmekites szövetű plagioklász-földpátok, és a pertites káliföldpátok jelenléte. A mirmekit többféle szöveti helyzetben jelenik meg. Helyenként a mátrix plagioklász és káliföldpát szélein jelenik meg, de leggyakrabban szericites zárványokat alkot üde káliföldpátban. Ezeken a helyeken a befogadó üde földpát (mikroclin) apofízái nyomulnak a szericites mirmekitbe, amelyek szétválasztják az „öreg” mirmekites szemcséket. Az üde földpátban kvarc buborékok csak a szétválasztott mirmekites „szigetek” közvetlen környezetében fordulnak elő. A mirmekites földpát „szigetek” az üde földpátban azonos optikai orientációban vannak. A mirmekites földpát zárványok általában alakatlanok, de helyenként megfigyelhetők félig sajátalakú szemcsék is egyenes szemcsehatárral. A vizsgált kőzetben mirmekites és nem mirmekites szemcsék egymás mellett helyezkednek el. A szemcsehatárok általában hullámosak, és az utóbbi gyakran kifejezett szemcsehatár jelenléte nélkül veszi körbe a mirmekites szemcsét. A mirmekit elrendeződése a kőzetben nem mutat irányítottságot. Számos földpátszemcse pertites szövetű; a lamellák iránya közel megegyezik a biotit által meghatározott foliáció irányával a kőzetben. A mirmekites plagioklász zárványok összetétele $Ab_{78}An_{22}$ körüli, a befogadó földpát tiszta káliföldpát. A mirmekites plagioklász és a befogadó káliföldpát határán egy $Ab_{99}An_1$ összetételű vékony zóna jelenik meg. A megfigyelt mikroszöveti jegyek alapján arra következtethetünk, hogy a mirmekites plagioklászt üde káliföldpát helyettesíti, tehát a mirmekit korábban keletkezett.

A biotit plagioklász gneiszek „paleoszomjában” Szalay (1977) a plagioklászfeldpátok két generációját figyelte meg. Az első $\text{Ab}_{80-85}\text{An}_{15-20}$ összetételű, a második alacsonyabb anortit tartalmú, és helyettesíti az első generációs földpátokat. A kvarc, amely a plagioklász után kristályosodott, alakatlan és a földpátok közti teret tölti ki. Újrakristályosodása helyettesítési reakciókat indított be. Granodioritos diatexitekben a plagioklászfeldpátok három generációját figyelték meg a Pannon-medence metamorf medencealjzatának DK-i részében. Az első generáció szericitesedett és kaolinosodott $\text{Ab}_{80-85}\text{An}_{15-20}$ összetételű oligoklász. A szemcseszéleken visszaoldódás figyelhető meg, ahol üde albit jelenik meg (második generáció). A harmadik generáció üde, vagy enyhén szericites szemcséi $\text{Ab}_{83}\text{An}_{17}$ összetételűek. A mirmekit mindhárom generáció földpátjain általánosan megjelenik. A harmadik generáció mikroklinnal együtt figyelhető meg.

Habár gyakoriak az erősen deformált gneiszek a területen, deformált földpátokat általában nem tartalmaznak. Schubert és M. Tóth (2002) szerint a plasztikus deformációval járó esemény a metamorfózis csúcspontját követően következett be a retrogresszió során. A milonitosodással egy időben jelentős szilícium-, kálium- és alumíniumdúsulás következett be a legnagyobb nyírásnak kitett zónában; a metasomatózis során azonban nem földpát, hanem csillám keletkezett. Mivel a mirmekit elrendeződése a kőzetben nem mutat irányítottságot, kizárhatjuk a deformáció irányította elméleteket. A szilícium beáramlás elmélete is kizárható, mivel nincs bizonyíték arra, hogy a mirmekites plagioklász deformált lenne. A mirmekites szövet általában nem stabil a zöldpala fáciesnél magasabb hőmérsékleten, mivel a földpát egyensúlyi állapot felé tart és statikus újrakristályosodás következne be. Tehát a mirmekit vagy a progresszív metamorfózis kezdeti, alacsony hőmérsékletű szakaszában keletkezett és azután helyettesítette a káliföldpát, vagy egy régebbi folyamat során keletkezett reliktfázisként van jelen. A mirmekites plagioklász zárványok és a mátrix plagioklászok összetételének hasonlóságát

és a bontottságukat figyelembe véve, a progresszív metamorfózis során való keletkezés kizárható. Tehát a mirmekit reliktfázisként van jelen a SzD gneiszekben és a legvalószínűbb keletkezési módja a magmás kristályosodás.

A Jánoshalma ortogneiszhez hasonló típusú és metamorf fejlődéstörténetű ortogneiszek a Szeghalom dómon és a Mezősas-Furta dómon kívül Szank, Dévaványa és Füzesgyarmat térségében nyomozhatóak a Tisza Egység metamorf medencealjzatában, ahol az ortogneiszben szintén jelen vannak mirmekites földpát szemcsék és különböző mafikus xenolitok (Zachar és M. Tóth, 2001, Zachar és M. Tóth, 2003, M. Tóth és Zachar, 2003).

A legtöbb előfordulás esetében jellemző a kis hőmérsékletű milonitos deformáció (Schubert és M. Tóth, 2002), amely további korrelációs pont lehet. Nyugat felé, Lelkes-Felvári és tsai. (2000) a Möcsény-1 fúrásból ultramilonitot tártak fel, amelynek anyaközeteként gránát reliktek alapján, ortogneiszt határoztak meg. M. Tóth és tsai. (2005) a korábban migmatitként, majd metahomokkőként meghatározott kőzetet milonitos ortogneisznek határozták meg az Ófalui palaövben. Az ortogneiszt cirkon morfológiai adatok alapján hasonlónak találták a Tiszai Egység Békési-medence északi peremén lévő ortogneiszeihez. Mindezen adatok alapján igazolni látjuk a már Szepesházy (1962) által feltételezett összefüggő DNy-ÉK-i csapású ortogneisz zóna jelenlétét a Tisza Egységben.

A Variszkuszi orogén eklogit fáciesű metamorfózisának bizonyítékai tanúsítják a szubdukció fontos szerepét az orogén fejlődéstörténetében (O'Brien és tsai., 1990) és korrelációs pontként szolgálhatnak. A Tisza Egységből feltárt, elszórtan megjelenő eklogit előfordulások (Ravasz-Baranyai, 1969; M. Tóth, 1995, 1996, 1997; Horváth és tsai., 2003) **(2b ábra)** lelőhelyei által kirajzolt vonalszerű elrendeződésük és a hasonló metamorf fejlődéstörténetük alapján M. Tóth és Zachar (2003) egy lehetséges ősi szutúra vonal jelenlétét feltételezte a Körös és a Görcsöny egységek között.

5.6. Az ortogneisz blokk keletkezésének elméleti modellje

A fenti fejlődéstörténet alapján kétféle lehetséges elméletet vettünk figyelembe a Jánoshalma dóm keletkezését illetően. A két elmélet közti különbség az ortogneisz és a xenolitok metamorf fejlődéstörténetének összehasonlításában van, tehát az ortogneisz és a xenolitok hasonló, vagy eltérő metamorf fejlődéstörténettel rendelkeznek-e. Ha hasonló fejlődéstörténetet feltételezünk, akkor a nagy nyomású D0 metamorf eseménynek nem csak a bazaltot, hanem az azt befogadó granodiorit kőzettestet is érintenie kellett. Mivel a gneiszben láthatóan nincs jelen nagy nyomásra utaló ásványtársulás, a gneisz – a gabbró eklogitosodásával kapcsolatos – nagy nyomású metamorfózisa bizonytalan. Habár a gneisz polimetamorf jellegéből adódóan egy feltételezett D0 ásványtársulás felül is íródhatott és el is tűnhetett az azt követő D1 és D2 események során. Ezen okokból a granodiorit kőzettest szubdukciója nem alátámasztott tény, de nem is zárható ki.

Ha figyelembe vesszük az eklogit test ortogneiszben való jelenlegi elhelyezkedését és a gneisz feltételezett nagy nyomású metamorfózisát, akkor a Jánoshalma gneisz kéregszubdukciós folyamaton mehetett keresztül. Eszerint a modell szerint a kontinentális szegélyt, vagy annak egy darabját a szubdukáló óceáni kéreglemez magával vonszolja az ív, vagy egy másik kontinens alatt lévő szubdukciós zónába. A szubdukáló kéregrész letörését (slab-breakoff) követően a felhajtóerő következtében a nagy nyomású metamorfózist szenvedett kontinentális kéregrész ismét felszínközelbe kerül. A szubdukció során a kéregrészbe intrudálhat a felette elhelyezkedő köpenyék anyaga, amely előzőleg egy aktív óceáni szubdukciós zóna felett volt jelen (Brueckner, 2000). A kéregszubdukció és az azt követő exhumáció bizonyítékát Taiwanban tárták fel (Lin, 2002). Liu és tsai., (2000) Kínában Yunnan tartományban, szeizmikus tomográfiás módszerrel bizonyították a Jangce kontinentális kéregrész egy darabjának 250 km mélységben való jelenlétét.

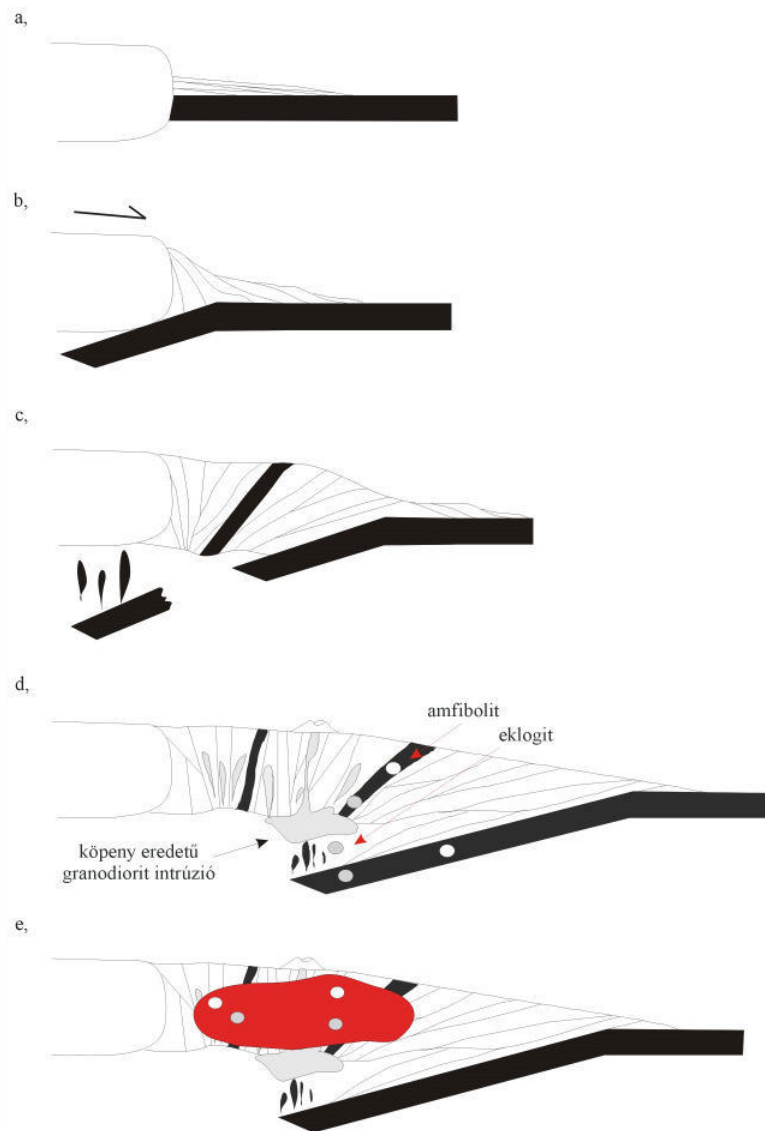
A gneiszek egykori nagy nyomású metamorfózisát gyakran igen nehéz felfedni. Egyrészt a nagy nyomásra utaló ásványfázisok igen ritkán őrződnek meg azokban a gneiszekben, amelyeket akár többszörösen is felülírnak további kis, vagy közepes nyomású metamorf események. Így nincs bizonyíték a korábbi HP metamorfózisra. Másrészt a gneiszek kevésbé érzékenyek a nyomásváltozásra; a gyakran megjelenő kianit – rutil – plagioklász – káliföldpát – kvarc ásványegyüttes igen széles nyomás-hőmérséklet tartományt jelez. A nagy nyomású metabázitokéhoz hasonló dekompresszióra utaló jellegzetes szöveti elemek (pl. plagioklász – diopszid és/vagy amfibol szimplektit, korona szerkezetek) nem jelennek meg a gneiszekben. Újabb vizsgálatok, amelyek a járulékos elegyrészek (főleg cirkon) zárványaira irányultak, új távlatokat nyitottak a kis, vagy közepes nyomásviszonyokat jelző paragenézissel rendelkező gneiszek korábbi nagy nyomású metamorfózisának felismerésére. Ennek egyik meggyőző bizonyítékát tárták fel az ultra nagy nyomású (UHP) metabázitjairól jól ismert Dabie Shan – Sulu orogén övben, kelet Kínában. A Sulu ortogneisz a területen elterjedt kőzettípus, amelyben amfibolit fáciesű körülményeket jelző gránát + plagioklász + káliföldpát + biotit + titanit + kvarc ásványegyüttes figyelhető meg, nagy nyomásra utaló ásványfázisok nélkül. A gneisz UHP körülményekre utaló coesit és kianit eklogit lencsét foglalt magában. Az 1990-es évek végéig a gneisz nagy nyomású metamorfózisának kérdése megoldatlan maradt. Tabata és tsai. (1998) Raman spektroszkópiás módszert alkalmazva, apró jadeit és coesit zárványokat találtak a gneiszből szeparált cirkonokban. Ez arra utal, hogy az eklogit lencsét befogadó gneisz kőzettest nagy nyomású metamorfózison esett át (Hirajima és Nakamura, 2003).

A második elmélet szerint a D0 metamorf esemény csak a xenolitokat érintette, az ortogneisz fejlődéstörténetét csupán a D1 és D2 esemény alakította ki. Eszerint a granodiorit intrúzió a xenolitokat azután asszimilálta, miután azok átestek a D0 metamorf

fázison. Ebben az esetben a szubdukciós-akkréciós komplexumok, másnéven Alaszkai típusú orogén övek elméletét alkalmazhatjuk (Ochsner, 1993) (**132 ábra**). A modell szerint a szubdukció folyamata közben a szubdukciós árokba történő folyamatos és bőséges üledékbehordódás akkréciós prizma kialakulását eredményezi (**132a-b ábra**). A szubdukciós árok a további üledékbehordás eredményeképpen feltöltődik; az akkréciós prizma az óceán irányába növekszik (**132c ábra**). Ennek következtében a szubdukciós zóna is eltolódik az eredeti helyzetéből az óceán irányába. A folyamat előrehaladtával a köpenyeredetű olvadékok nem a kontinens szegélybe, hanem az akkréciós prizma alsó részébe intrudálnak (**132d ábra**), granulit fáciesű metamorfózis és az akkréciós prizma üledékes rétegeinek megolvadását okozva. Az így keletkezett magma H típusú hibrid magma, amely a köpeny eredetű (M típusú) és az üledék megolvadásából keletkezett (S típusú) magmák keveredéséből jön létre (Castro és tsai., 1991). A granitoidok az akkréciós prizma meredek dőlésű belső szerkezeti elemei mentén jutnak a kéreg felsőbb részeibe (Zurbriggen, 1996). A felemelkedés során a szubdukciós melanzsból az intrúzió magával ragadhat különböző mélységekből különböző kőzettípusokat, amelyek ezt követően xenolitiként vannak jelen a magmatestben (**132e ábra**).

Fontos hangsúlyozni, hogy nincs bizonyítékunk arra vonatkozóan, hogy az eklogit és amfibolit xenolitok ugyanazon tektonikus esemény során estek át a D0 metamorfózison. Ezen tektonikus események relatív kora és a metamorfózis körülményei szintén ismeretlenek. A különböző xenolitok és xenokristályok nagy valószínűséggel a szubdukciós melanzs részei lehettek, amelyet áttört a granodiorit intrúzió.

Figyelembevétel az eddig összegyűlt információkat és adatokat, a Jánoshalma dóm keletkezését tekintve a szubdukciós-akkréciós modell tűnik elfogadhatóbbnak.



132. ábra: A Jánoshalma ortogneisz blokk keletkezésének elméleti modellje egy ősi szubdukciós-akkréciós komplexumban

Habár nincs bizonyíték az akkréciós prizma meredek dőlésű szerkezetének jelenlétére a vizsgált területen, a különböző nyomásviszonyokat tükröző xenolitok előfordulása az ortogneiszben a szubdukciós-akkréciós komplexumokban lezajló folyamatokra utalnak.

A fent vázolt fejlődéstörténet alapján megállapítható, hogy a Jánoshalma dóm egy ősi intrúzió, amely egy Alaszka-típusú orogén övben alakult ki a szubdukció azon szakaszában, amikor a köpeny eredetű magma az akkréciós prizma alsó részébe intrudál.

Az így keletkezett granodiorit intrúzió megmintázta az akkréciós prizma és/vagy a szubdukciós melanzs anyagát. Az első metamorf esemény (D1), amely létrehozta az ortogneiszt, szillimanit jelenlétével jellemezhető magas hőmérsékletű metamorfózis volt. Ezt követően, megközelítően 600 °C maximális hőmérséklettel jellemezhető D2 felülbélyegzés következett, amely kialakította a kőzetre leginkább jellemző S2 foliációs irányt.

6. IRODALOMJEGYZÉK

- Ai, Y. 1994: A revision of the garnet-clinopiroxene Fe^{2+} -Mg exchange geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 115, pp. 467-473.
- Árkai, P., Horváth, P., Nagy, G. 1999: A clockwise P-T path from the Variscan basement of the Tisza Unit, Pannonian Basin, Hungary.- *Geol. Croat.*, 52/2, pp. 109-117.
- Ashworth, J.R. 1986: Myrmekite replacing albite in prograde metamorphism. *Amer. Min.*, 71, pp. 895-899.
- Balázs, E., Cserepes-Meszéna, B., Nusszer, A., Szili-Gyémánt, P. 1986: An attempt to correlate the metamorphic formations of the Great Hungarian Plain and the Transylvanian Central Mountains (Muntii Apuseni).- *Acta Geol. Hung.*, 29, pp. 317-320.
- Batchelor, R.A., Bowden, P. 1985: Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48, pp. 43-45.
- Becke, F. 1908: Über myrmekit: Mineralogie und Petrographie Mitteilungen, 27, pp. 377-390.
- Berger, J., Féménias, O., Demaiffe, D. 2003: *Geophysical Research Abstracts*, 5, 02097.
- Berman, R.G., 1988. Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system Na_2O - K_2O - CaO - MgO - FeO - Fe_2O_3 - Al_2O_3 - SiO_2 - TiO_2 - H_2O - CO_2 . *Journal of Petrology* 29/2, pp. 445-522.
- Berman, R.G. 1991: Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique with petrological applications. *Can. Mineral.*, 29, pp. 833-856.
- Bhattacharyya, C. 1972: Myrmekite from the charnockitic rocks of the Eastern Ghats, India – a discussion. *Geol. Mag.* 109, pp. 372.
- Blundy, J.D., Holland, T.J.B. 1990: Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, pp. 208-224.
- Brueckner, H.K. 2000: Geochemistry and age patterns of garnet peridotite in subducted continental crust.- Cambridge Publications, *Journal of Conference Abstracts*, Volume 5(2), pp. 255.
- Carl, J.D. 1988: Popple Hill gneiss as dacite volcanics: a geochemical study of leucosome and mesosome, Northwest Adirondacks, New York. *Geological Society of America Bulletin*, 100, pp. 841-849.
- Carlson, W.D. 1986: The significance of intergranular diffusion to the mechanism and kinetics of porphyroblast crystallization. *Contrib. Min. Pet.*, 103, pp. 1-24.
- Carswell, D.A., O'Brien, P.J., Wilson, R.N. & Zhai, M., 1997: Thermobarometry of phengite-bearing eclogites in the Dabie Mountains of central China. *J. Metamorph. Geol.* 15, pp. 239-252.
- Carswell, D.A., Wilson, R.A., Zhai, M.G. 2000: Metamorphic evolution, mineral chemistry and thermobarometry of schists and orthogneisses hosting ultra-high pressure eclogites in the Dabieshan of central China. *Lithos* 52, pp. 157-164.

- Cashman, K.V., Ferry, J.M. 1988: Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization. III: Metamorphic crystallization. *Contrib. Min. Pet.*, 99, pp. 401-415.
- Cashman, K.V., Marsh, B.D. 1988: Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization. II: Makaopuhi lava lake. *Contrib. Min. Pet.*, 99, pp. 292-305.
- Castro, A., Moreno-Ventas, I., De la Rosa, J. D. 1991: H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature.- *Earth Science Reviews*, 31, pp. 237-253.
- Coleman, R.G., Lee, D.E., Beatty, L.B., Brannock, W.W. 1965: Eclogites and eclogites: their differences and similarities.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, 76, pp. 483-508.
- Collins, L. G. 1997a: Origin of myrmekite and metasomatic granite: Myrmekite, ISSN 1526-5757, electronic Internet publication, no. 1, <http://www.csun.edu/~vcgeo005/revised1.htm>.
- Collins, L. G. 1997b: Replacement of primary plagioclase by secondary K-feldspar and myrmekite: Myrmekite, ISSN 1526-5757, electronic Internet publication, no. 2, <http://www.csun.edu/~vcgeo005/revised2.htm>.
- Collins, L. G. 1997c: Myrmekite formed by exsolution?: Myrmekite, ISSN 1526-5757, electronic Internet publication, no. 5, <http://www.csun.edu/~vcgeo005/revised5.htm>.
- Corriveau, L., Bonnet, A.L., van Breemen, O., Pilote, P. 2003: Ultra-deep origin of garnet peridotite from the North Qaidam ultrahigh-pressure belt, Northern Tibetan Plateau, NW China. *Geological Survey of Canada, Current Research 2003-C12*
- Csikó, G. 1956: A Budapest-környéki újabb szénhidrogén kutatások és azok földtani eredményei.- *Földtani Közlöny*, 86, pp. 374-390.
- Csontos, L., Nagymarosi, A. 1998: The Mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversion.- *Tectonophysics*, 297, pp. 51-71.
- Dank, V. 1963: A dél-alföldi neogén medencerészek mélyszerkezeti viszonyai és kapcsolatuk a dél-baranyai és jugoszláviai területekkel.- *Földtani Közl.*, 95, pp. 123-139.
- da Silva, L.C., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I. 2000: Zircon U-Pb SHRIMP dating of a Neoproterozoic overprint in Paleoproterozoic granitic-gneissic terranes, southern Brazil. *Am. Min.*, 85, pp. 649-667.
- Debon, F., Le Fort, P. 1983: A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Royal Soc. Of Edinburgh Earth Sci.*, 73, pp. 135-149.
- De Capitani, C. 1994: Gleichgewichts – Phasendiagramme: Theorie und Software. – Beihefte zum *European Journal of Mineralogy* 72, Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, 6, p. 48.
- Drescher-Kaden, F. 1948: Die feldspar-quartz-reaktionsgefüge der granite und gneise. *Berlin-Springer*, p 259.
- Dymek, R. F., and Schiffrics, C. M. 1987: Calcic myrmekite: possible evidence for the involvement of water during the evolution of andesine anorthosite from St. Urbain, Quebec: *Canadian Mineralogist*, 25, pp. 291-319.
- Ellis, D.J., Green, D.H. 1979: An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71, pp. 13-22.
- Engel, E.J., Engel, C.G. 1958: Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, Northwest Adirondack Mountains, New York, Part I, Total rock. *Geological Society of American Bulletin*, 69, pp. 1369-1414
- Gerdjikov, I. 2005: Alpine Metamorphism and Granitoid Magmatism in the Strandja Zone: New Data from the Sakar Unit, SE Bulgaria. *Turkish J. Earth Sci.*, 14, pp. 167-183.
- Gieré, R. 1986: Zirconolite, Allanite and Hoegbomite in a Marble Skarn from the Bergell Contact Aureole: Implications for Mobility of Ti, Zr and REE. *Contrib. Mineralogy and Petrology*, 93, pp. 459-470.
- Goodspeed, G.E. 1959: Some textural features of magmatic and metasomatic rocks. *Am. Min.*, 44, pp. 211-250.
- Green, T.H., Hellman, P.L. 1982: Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer. *Lithos*, 15, pp. 253-266.

- Hanmer, S.K. 1982: Microstructure and geochemistry of plagioclase and microcline in naturally deformed granite. *Journal of Structural Geology*, 4, pp. 197-214.
- Harker, A. 1932: *Metamorphism*. Methuen, London
- Hibbard, M.J. 1987: Deformation of incompletely crystallized magma systems, granitic gneisses and their tectonic implications. *Journal of Geology*, 95, pp. 543-561
- Hirajima, T., Nakamura, D. 2003: The Dabie Shan-Sulu orogen. In *EMU Notes in Mineralogy*, Vol. 5, pp. 105-144.
- Hippertt, J. F., and Valarelli, J. V. 1998: Myrmekite constraints on the available models and a new hypothesis for its formation: *European Journal of Mineralogy*, 10/2, pp. 317-331.
- Holland, T.J.B. 1980: The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600 – 1200 °C. *Am. Min.*, 65, pp. 129 – 134.
- Holland, T., Blundy, J. 1994: Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineralogy and Petrology*, 116, pp. 433-447.
- Horváth, P., Kovács, G., Szakmány, Gy. 2003: Eclogite and garnet amphibolite pebbles from Miocene conglomerates (Pannonian Basin, Hungary): implications for the Variscan metamorphic evolution of the Tisza Megaunit. - *Geol. Carpathica*, 54/6, pp. 355-366.
- Hunter, R.H. 1987: Textural equilibrium in layered igneous rocks. In: *Origins Of Igneous Layering* (ed. I. Parsons), Reidel, Dordrecht, pp. 473-503.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A. 1971: A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, pp. 523-548.
- James, D.T., Kamo, S., Krogh, T., Nadeau, L. 2002: Preliminary report on U-Pb ages for intrusive rock from the western Mealy Mountains and Wilson Lake Terranes, Grenville Province, Southern Labrador. *Current Research (2002)*, Newfoundland Department of Mines and Energy Geological Survey, Report 02-1, pp. 67-77.
- Király, E., Koroknai, B. 2004: The magmatic and metamorphic evolution of the north-eastern part of the Mórág Block. *Annual Report of the Geological Institute of Hungary*, 2003
- Koller, F. and Kloetzli, U.S. 1995: Remnants of lower crustal mineral assemblages in granitoid rocks: Examples from the South Bohemian pluton, Austria; in *The Origin of Granites and Related Rocks*, III. Hutton Symposium, Abstracts, U.S. Geological Survey Circular, 1129, pp. 82-83.
- Krogh, E.J., Raheim, A. 1978: Temperature and pressure dependence of Fe-Mg partitioning between garnet and phengite, with particular reference to eclogites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66, pp. 75-80.
- Krogh, E.J. 1988: The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer – a reinterpretation of existing experimental data. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99, pp. 44-48.
- Krogh Ravna, E.J. 2000: The garnet-clinopyroxene geothermometer – an updated calibration. *Journal of Metamorphic Geology*, 18, pp. 211-219.
- Krogh Ravna, E. J., Terry M. P. 2004: Geothermobarometry of UHP and HP eclogites and schists – an evaluation of equilibria among garnet-clinopyroxene-kyanite-phengite- coesite/quartz. *Journal of Metamorphic Geology* 22, pp. 579-592.
- Landman, R., Tumenjargal, D. 2007: 20th Annual Keck Symposium; <http://keck.wooster.edu/publications>
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J. 1997: Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Min. Mag.*, 61, pp. 295-321.
- Lelkes-Felvári, Gy., Árkai, P., Frank, W., Nagy, G. 2000: Late Variscan ultramylonite from the Mórág Hills, SE Mecsek Mts., Hungary. - *Acta Geologica Hungarica*, 43/1, pp. 65-84.
- Lelkes-Felvári, Gy., Frank, W., Schuster, R. 2003: Geochronological constraints of the Variscan. Permian – Triassic and eo-Alpine (Cretaceous) evolution of the Great Hungarian Plain basement. *Geol. Carpathica*, 54/5, pp. 299-315.

- Le Maitre, R. W. (ed.) 1989: A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms, Blackwell Oxford, p. 139.
- Lin, C.H. 2002: Active continental subduction and crustal exhumation: the Taiwan orogeny.- *Terra Nova*, 14, pp. 281-287.
- Liu, F., Xu, Z., Liou, J.G., Katayama, I., Masago, H., Maruyama, S., Yang, J. 2002: Ultra-high pressure mineral inclusions in zircons from gneissic core samples of the Chinese Continental Scientific Drilling Site in eastern China. *Eur. J. Mineral.*, 14, pp. 499-512.
- Liu, H., Kou, S., Lindqvist, P.A., Lindqvist, E.J., Åkesson, U. 2005: Microscope Rock Texture Characterization and Simulation of Rock Aggregate Properties. SGU project 60-1362/2004
- Liu, F., Liu, J., Zhong, D., He, J., Jou, Q. 2000: The subducted slab of Yangtze continental block beneath the Tethyan orogen in Western Yunnan. *Chinese Science Bulletin*, 45/5, pp. 466-472.
- Marsh, B.D. 1988: Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization. I: Theory. *Contrib. Min. Pet.*, 99, pp. 277-291.
- Maruyama, S., Cho, M., Liou, J. G. 1986. Experimental investigations of blueschist-greenschist transition equilibria: pressure dependence of Al₂O₃ contents in sodic amphiboles – A new geobarometer. In *Blueschists and eclogites*, Geological Society of America Memoir. 167, pp. 1-16.
- Massone, H. J., Schreyer, W. 1987: Phengite geobarometry based on limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96, pp. 212-224.
- Massone, H. J., Schreyer, W. 1989: Stability field of the high-pressure assemblage talc-phengite and two new phengite barometers. *Eur. J. Mineral.*, 1, pp. 391-410.
- Massonne, H. J. & Szpurka, Z. 1997: Thermodynamic properties of white micas on the basis of high-pressure experiments in the system K₂O–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O and K₂O–FeO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O. *Lithos*, 41, pp. 229-250.
- Meschede, M. 1986: A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology* 56, pp. 207-218.
- Meyre, C., de Capitani, C., Partzsch, J. H. 1997: A ternary solid solution model for omphacite and its application to geothermobarometry of eclogites from the middle Adula Nappe (Central Alps, Switzerland). *J. Met. Geol.*, 15, pp. 687- 700.
- Michel-Lévy, A. M. 1875: Structure microscopique des roches acides anciennes. *Société Française de Mineralogie et de Crystallographie Bulletin*, 3, pp. 201-222.
- Moyen, J.F., Watt, G.R. 2006: Pre-Nagssugtoqidian crustal evolution in West Greenland: geology, geochemistry and deformation of supracrustal and granitic rocks north-east of Kangaatsiaq. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, 11, pp. 33-52.
- M. Tóth, T. 1995: Retrograded eclogite in the crystalline basement of Tisza Unit, Hungary. *Acta Min.Petr.*, 36, pp. 117-128.
- M. Tóth, T. 1996: Magas nyomású metamorfózis nyomai a Tiszai Egység amfibolitjain (Traces of high pressure metamorphism on the metabasic rocks from the Tisza Unit, Eastern Hungary). *Földtani Közlöny*, 126/1, pp. 25-40.
- M. Tóth, T. 1997a: Retrograded eclogite from the Körös Complex (Eastern Hungary): records of a two phase metamorphic evolution in the Tisia composite terrane. *Acta Min.Pet. Szeged*, 38, pp. 51-64.
- M. Tóth, T. 1997b: Diffusion controlled double corona reaction rim around kyanite in retrograded eclogite from the Swiss Central Alps. *Acta Min.Pet. Szeged*, 38, pp. 135-144.
- M. Tóth, T., Kovács, G., Schubert, F., Dályay, V. 2005: Az Ófalui “migmatit” eredete és deformációtörténete. *Földtani Közlöny*, 135/3, pp. 331-353.
- M. Tóth, T., Schubert, F. 1998: HP relics of the Tisia Block, East Hungary. *Abstracts of the CBGA XVI Congress*, pp. 351.
- M. Tóth, T., Schubert, F., Zachar, J. 2000: Neogene exhumation of the Variscan Szeghalom Dome, Pannonian Basin, E. Hungary. *Geol. J.*, 35, pp. 265-284.

- M. Tóth, T., Zachar, J. 2002: Eclogite remnants across the Tisza Block: indication for a Variscan suture zone?. *Geol.Carpathica*, 53, pp. 149-151.
- M. Tóth, T., Zachar, J. 2003: Evolution of the Déva orthogneiss (Tisza block, Hungary) and its geodynamic consequences. *Journ. of the Czech Geo. Soc.*, 48/1-2, pp. 127-128.
- M. Tóth, T., Zachar, J. 2006. Petrology and deformation history of the metamorphic basement in the Mezősas-Furta crystalline high (SE Hungary). *Acta Geologica Hungarica*, 49/2, pp. 165-188.
- O'Brien, P.J., Carswell, D.A. & Gebauer D. 1990: Eclogite formation and distribution in the European Variscides. In: Carswell, D.A. (Ed.): *Eclogite Facies Rocks*. Blackie, Glasgow, pp. 204-225.
- Ochsner, A. 1993: U-Pb geochronology of the Upper Proterozoic-Lower Paleozoic geodynamic evolution in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia): constraints on the timing of the Cadomian orogeny. Unpubl. Ph.D. thesis, Diss. ETH. No. 10'392, ETH, Zürich, Switzerland
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J. 1996: *Microtectonics*. Springer
- Pavlov, N. V., and Karskiy, B. E. 1949: Myrmekite in basic rocks: *Ivestiya Akademii Nauk SSSR Seriya Geologicheskaya*, 5, pp. 128.
- Pearce, J.A., Cann, J.R. 1973: Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19, pp. 290-300.
- Pearce, J., Harris, N., Tindle, A. 1984: Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journ. Petrol.* 105, pp. 255-274.
- Phillips, E. R., Ransom, D. M., and Vernon, R. H. 1972: Myrmekite and muscovite developed by retrograde metamorphism at Broken Hill, New South Wales. *Mineralogical Magazine*, 38, pp. 570-578.
- Phillips, E.R. 1972: Myrmekites of exsolution and replacement origins: a discussion. *Geological Magazine*, 110, pp. 74-77
- Powell, R. 1985: Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *J. Metamorphic Geol.*, 3, pp. 231-243.
- Ravasz-Baranyai, L. 1969: Eclogite from the Mecsek Mountains, Hungary. *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.*, 13, pp. 315-322.
- Roberts, F.I. 2004: Mineralization of the Woolgangie-Yilmia area, Eastern Goldfields granite-greenstone terrane, Western Australia. *Geological Survey of Western Australia, Record 2004/6*
- Schubert, F., M. Tóth, T. 2002: Structural evolution of mylonitized gneiss zone from the Norther flank of the Szeghalom dome (Pannonian Basin, SE, Hungary). *Acta Min. Pet. Szeged*, 42, pp. 59- 64.
- Schwantke, A. 1909: Die Beimischung von Ca in Kalifeldspat und die Myrmekitbildung. *Zentblatt für Mineralogie*, pp. 311-316.
- Sengün, F., Candan, O., Dora, O.Ö., Koralay, O.E. 2006: Petrography and Geochemistry of Paragneisses in the Çine Submassif of the Menderes Massif, Western Anatolia. *Turkish J. Earth Sci.*, 15, pp. 321-342.
- Shelley, D. 1964: On Myrmekite. *American Mineralogist*, 49, pp. 41-52.
- Shelley, D. 1973: Myrmekites from the Haast schists, New Zealand: *American Mineralogist*, 58, pp. 332-338.
- Shelley, D. 1993: *Igneous and Metamorphic Rocks under the microscope*, Chapman & Hall, London
- Shul'diner, V. I. 1972: The problem of myrmekites: *International Geology Review*, 14, pp. 354-358.
- Siddhanta, S. K., and Akella, J. 1966: The origin of myrmekites in hornblende-plagioclase gneisses and in the associated pegmatites: *Acta Geologica Hungarica*, 10, pp.31-52.
- Simpson, C. 1983: Strain and shape fabric variations associated with ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*, 5, pp. 61-72.
- Simpson, C. 1985: Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Journal of Structural Geology*, 7, pp. 503-511.
- Simpson, C., and Wintsch, R. P. 1989: Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by Myrmekite. *Journal of Metamorphic Geology*, 7, pp. 261-275.

- Song, S., Zhang, L., Niu, Y. 2004: Ultra-deep origin of garnet peridotite from the North Qaidam ultrahigh-pressure belt, Northern Tibetan Plateau, NW China. *Am. Min.*, 89, pp. 1330-1336.
- Sørensen, K., Korstgård, J.A., Glassley, W.E., Stensgaard, B.M. 2006: The Nordre Strømfjord shear zone and the Arfersiorfik quartz diorite in Arfersiorfik, the Nagssugtoqidian orogen, West Greenland. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, 11, pp. 145-161.
- Spear, F.S. 1980: NaSi=CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole: an empirical model. *Contrib. Min. Pet.*, 72, pp. 33-41.
- Storey, C.D., Brewer, T.S., Temperley, S. 2005: P–T conditions of Grenville-age eclogite facies metamorphism and amphibolite facies retrogression of the Glenelg–Attadale Inlier, NW Scotland. *Geological Magazine*, 142, pp. 605-615.
- Szalay, Á. 1977: Metamorphic-granitogenic rocks of the basement complex of the Great Hungarian Plain, Eastern Hungary. *Acta Min. Pet.*, 23/1, pp. 49-69.
- Szederkényi, T. 1976: Barrow-type metamorphism in the crystalline basement of Southern Transdanubia.- *Acta. Geol. Hung.*, 13, pp. 27-34.
- Szederkényi, T. 1977: Geological evolution of South Transdanubia (Hungary) in Paleozoic time. *Acta Min. Pet. Szeged*, 23, pp. 3-14.
- Szederkényi, T. 1984: Az Alföld kristályos aljzata és földtani kapcsolatai. Dr. Sc. Diss. MTA Library, Budapest
- Szepesházy, K. 1962: Mélyföldtani adatok a Nagykőrös-Kecskeméti területről. *Földtani Közl.*, 92, pp. 40-52.
- Tabata, H., Yamauchi, K., Maruyama, S. 1998: Tracing the extent of a UHP metamorphic terrane: Mineral-inclusion study of zircons in gneisses from the Dabie Shan. In: Hacker, B. & Liu, J.G. (Eds.), *When continents collide. Geodynamics and Geochemistry of ultrahigh-pressure rocks*. Dordrecht: Kluwer, pp. 262 – 273.
- Tommasi, A., Godard, M., Coromina, G., Dautria, J.-M., Barszczus, H. 2004: Seismic anisotropi and compositionally induced velocity anomalies in the lithosphere above mantle plumes: a petrological and microstructural study of mantle xenoliths from French Polynesia. *Earth and Planetary Science Letters*, 227, pp. 539-556.
- Tullis, J.A. 1983: Deformation of feldspars. In *Feldspar Mineralogy* (ed.by Ribbe, P.H.), Mineralogical Society of America short course notes, 2, pp. 297-323.
- Yardley, B. W. D. 1982: The early metamorphic history of the Haast schist and related rocks of New Zealand. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 81, pp. 317-327.
- Vernon, R.H., Collins, W.J. 1988: Igneous microstructures in migmatites. *Geology*, 16, pp. 1126-1129.
- Waters, D.J. & Martin, H.N. 1996: The garnet-cpx-phengite barometer. <http://www.earth.ox.ac.uk/~davewa/research/ecbarcal.htm>
- Wintsch, R.P. & Knipe, R.J. 1983: Growth of a zoned plagioclase porphyroblast in a mylonite. *Geology*, 11, pp. 360-363.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A. 1977: Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, pp. 325-343.
- Wood, D.A. 1980: The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, pp. 11-30.
- Zachar, J. 2000: Szeghalmi polimetamorf gneiszek PT modellezése. Szakdolgozat, Szegedi Tudományegyetem
- Zachar, J., M. Tóth, T. 2001: Myrmekite-bearing gneiss from the Szeghalom Dome (Pannonian Basin, SE Hungary). Part II.: Origin and spatial relationships.- *Acta Min. Pet.*, 42, pp. 39-43.
- Zachar, J., M. Tóth, T. 2003: Xenoliths of various metamorphic evolutions in the Déva orthogneiss (Tisza block, Hungary). *Journ. of the Czech Geo. Soc.*, 48/1-2, pp. 137-138.
- Zachar, J., M. Tóth, T. 2004: Petrology of the metamorphic basement of the Tisza Block at the Jánoshalma high, S Hungary. *Acta Geol. Hungarica*, 47/4, 349-371.

Zurbruggen, R. 1996: Crustal genesis and uplift history of the Strona-Ceneri zone (Southern Alps): a combined petrological, structural, geochemical, isotopic and paleomagnetic study. Unpublished Ph.D. thesis, University of Bern

A 121a ábrán bemutatott gránát traverz mérési pontjai

tömeg %	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.
SiO ₂	39,577	39,323	38,930	39,430	39,324	39,611	39,553	39,541	39,476	39,372	38,894	39,240	38,614	39,060	39,550	39,402	39,083	39,483	39,202	39,106	39,043	39,368	39,385	39,811	39,792
TiO ₂	0,000	0,052	0,033	0,016	0,018	0,038	0,048	0,058	0,048	0,025	0,082	0,035	0,075	0,053	0,024	0,026	0,022	0,005	0,026	0,001	0,006	0,019	0,055	0,017	0,012
Al ₂ O ₃	22,514	22,367	22,472	22,365	22,473	22,690	22,551	22,404	22,616	22,412	22,355	22,549	22,453	22,576	22,525	22,689	22,690	22,672	23,046	22,800	22,519	22,874	22,745	22,798	22,750
Cr ₂ O ₃	0,012	0,000	0,016	0,000	0,026	0,014	0,000	0,000	0,035	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,026	0,005	0,000	0,047	0,016	0,028	0,000	0,000	0,028	0,000	0,000
MgO	10,129	9,663	9,589	9,914	9,832	10,984	10,963	10,409	10,854	10,675	10,710	10,479	10,355	10,040	10,236	10,323	10,117	10,191	10,028	10,086	10,032	10,346	10,227	9,957	10,134
CaO	8,335	9,166	8,894	8,423	8,438	6,828	6,625	7,673	7,128	6,548	7,126	7,303	7,855	8,499	7,854	7,482	8,239	7,689	7,737	7,868	7,877	7,546	7,778	8,559	7,900
MnO	0,425	0,423	0,310	0,308	0,439	0,477	0,381	0,425	0,429	0,498	0,405	0,403	0,430	0,462	0,336	0,433	0,377	0,452	0,458	0,383	0,454	0,390	0,359	0,352	0,496
FeO	19,228	18,759	19,516	19,537	19,458	20,137	20,307	19,315	20,014	20,132	19,727	19,668	19,570	19,557	19,707	20,268	19,618	20,101	19,402	19,981	19,677	20,022	19,907	19,184	19,924
Fe ₂ O ₃	0,186	0,175	0,000	0,319	0,046	0,089	0,203	0,198	0,108	0,116	0,049	0,000	0,000	0,000	0,102	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
totál oxid	100,406	99,929	99,759	100,311	100,052	100,867	100,632	100,022	100,706	99,778	99,347	99,677	99,351	100,247	100,360	100,627	100,145	100,641	99,915	100,252	99,608	100,566	100,483	100,679	101,008
Si	5,950	5,945	5,911	5,945	5,942	5,925	5,932	5,959	5,918	5,953	5,911	5,937	5,880	5,898	5,949	5,922	5,901	5,932	5,915	5,901	5,925	5,913	5,922	5,960	5,951
Ti	0,000	0,006	0,004	0,002	0,002	0,004	0,006	0,007	0,005	0,003	0,009	0,004	0,009	0,006	0,003	0,003	0,002	0,001	0,003	0,000	0,001	0,002	0,006	0,002	0,001
Al	3,989	3,986	4,021	3,974	4,002	4,000	3,986	3,979	3,996	3,994	4,004	4,021	4,029	4,018	3,994	4,019	4,038	4,015	4,098	4,055	4,028	4,049	4,030	4,023	4,010
Cr	0,001	0,000	0,002	0,000	0,003	0,002	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,001	0,000	0,006	0,002	0,003	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000
Mg	2,270	2,178	2,171	2,228	2,215	2,449	2,451	2,339	2,426	2,406	2,426	2,364	2,351	2,260	2,296	2,313	2,277	2,283	2,256	2,269	2,270	2,317	2,292	2,222	2,259
Ca	1,343	1,485	1,447	1,361	1,366	1,094	1,065	1,239	1,145	1,061	1,160	1,184	1,282	1,375	1,266	1,205	1,333	1,238	1,251	1,272	1,281	1,214	1,253	1,373	1,266
Mn	0,054	0,054	0,040	0,039	0,056	0,060	0,049	0,054	0,055	0,064	0,052	0,052	0,055	0,059	0,043	0,055	0,048	0,058	0,059	0,049	0,058	0,050	0,046	0,045	0,063
Fe ²⁺	0,021	0,020	0,000	0,036	0,005	0,010	0,023	0,023	0,012	0,013	0,006	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺	2,417	2,372	2,478	2,463	2,459	2,519	2,547	2,434	2,509	2,546	2,507	2,489	2,492	2,470	2,479	2,548	2,477	2,526	2,448	2,521	2,497	2,515	2,503	2,402	2,492
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
totál kation*	16,045	16,046	16,074	16,048	16,051	16,065	16,058	16,034	16,070	16,040	16,075	16,049	16,097	16,087	16,044	16,065	16,077	16,057	16,032	16,070	16,060	16,060	16,055	16,027	16,043
Fe/(Fe+Mg)	0,516	0,521	0,533	0,525	0,526	0,507	0,510	0,510	0,508	0,514	0,508	0,513	0,515	0,522	0,519	0,524	0,521	0,525	0,520	0,526	0,524	0,521	0,522	0,519	0,524
alm	0,40	0,39	0,40	0,40	0,40	0,41	0,42	0,40	0,41	0,42	0,41	0,41	0,40	0,40	0,41	0,42	0,40	0,41	0,41	0,41	0,41	0,41	0,41	0,40	0,41
py	0,37	0,36	0,35	0,36	0,36	0,40	0,40	0,38	0,39	0,40	0,39	0,39	0,38	0,37	0,38	0,38	0,37	0,37	0,38	0,37	0,37	0,38	0,38	0,37	0,37
sps	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
grs	0,22	0,24	0,24	0,22	0,22	0,18	0,17	0,20	0,19	0,17	0,19	0,19	0,21	0,22	0,21	0,20	0,22	0,20	0,21	0,21	0,21	0,20	0,21	0,23	0,21
adr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

*: 24 oxigén-atomra számítva

A 121b ábrán bemutatott gránát traverz mérési pontjai

tömeg %	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.
SiO ₂	39,577	39,323	38,930	39,430	39,324	39,611	39,553	39,541	39,476	39,372	38,894	39,240	38,614	39,060	39,550	39,402	39,083	39,483	39,202	39,106	39,043	39,368	39,385	39,811	39,792	40,302	40,130	40,261	40,288	40,215
TiO ₂	0,000	0,052	0,033	0,016	0,018	0,038	0,048	0,058	0,048	0,025	0,082	0,035	0,075	0,053	0,024	0,026	0,022	0,005	0,026	0,001	0,006	0,019	0,055	0,017	0,012	0,072	0,049	0,097	0,026	0,030
Al ₂ O ₃	22,514	22,367	22,472	22,365	22,473	22,690	22,551	22,404	22,616	22,412	22,355	22,549	22,453	22,576	22,525	22,689	22,690	22,672	23,046	22,800	22,519	22,874	22,745	22,798	22,750	22,436	22,455	22,706	22,432	22,396
Cr ₂ O ₃	0,012	0,000	0,016	0,000	0,026	0,014	0,000	0,000	0,035	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,026	0,005	0,000	0,047	0,016	0,028	0,000	0,000	0,028	0,000	0,000	0,060	0,251	0,124	0,097	0,095
MgO	10,129	9,663	9,589	9,914	9,832	10,984	10,963	10,409	10,854	10,675	10,710	10,479	10,355	10,040	10,236	10,323	10,117	10,191	10,028	10,086	10,032	10,346	10,227	9,957	10,134	10,225	10,213	10,014	10,038	9,121
CaO	8,335	9,166	8,894	8,423	8,438	6,828	6,625	7,673	7,128	6,548	7,126	7,303	7,855	8,499	7,854	7,482	8,239	7,689	7,737	7,868	7,877	7,546	7,778	8,559	7,900	7,625	7,851	8,003	8,030	8,457
MnO	0,425	0,423	0,310	0,308	0,439	0,477	0,381	0,425	0,429	0,498	0,405	0,403	0,430	0,462	0,336	0,433	0,377	0,452	0,458	0,383	0,454	0,390	0,359	0,352	0,496	0,366	0,444	0,480	0,353	0,532
FeO	19,228	18,759	19,516	19,537	19,458	20,137	20,307	19,315	20,014	20,132	19,727	19,668	19,570	19,557	19,707	20,268	19,618	20,101	19,402	19,981	19,677	20,022	19,907	19,184	19,924	19,603	19,505	19,347	19,263	19,826
Fe ₂ O ₃	0,186	0,175	0,000	0,319	0,046	0,089	0,203	0,198	0,108	0,116	0,049	0,000	0,000	0,000	0,102	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,349	0,157	0,000	0,294	0,189
Na ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
total oxid	100,406	99,929	99,759	100,311	100,052	100,867	100,632	100,022	100,706	99,778	99,347	99,677	99,351	100,247	100,360	100,627	100,145	100,641	99,915	100,252	99,608	100,566	100,483	100,679	101,008	101,038	101,054	101,031	100,819	100,859
Si	5,950	5,945	5,911	5,945	5,942	5,925	5,932	5,959	5,918	5,953	5,911	5,937	5,880	5,898	5,949	5,922	5,901	5,932	5,915	5,901	5,925	5,913	5,922	5,960	5,951	6,009	5,988	6,000	6,017	6,029
Ti	0,000	0,006	0,004	0,002	0,002	0,004	0,006	0,007	0,005	0,003	0,009	0,004	0,009	0,006	0,003	0,003	0,002	0,001	0,003	0,000	0,001	0,002	0,006	0,002	0,001	0,008	0,006	0,011	0,003	0,003
Al	3,989	3,986	4,021	3,974	4,002	4,000	3,986	3,979	3,996	3,994	4,004	4,021	4,029	4,018	3,994	4,019	4,038	4,015	4,098	4,055	4,028	4,049	4,030	4,023	4,010	3,943	3,949	3,988	3,949	3,957
Cr	0,001	0,000	0,002	0,000	0,003	0,002	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,001	0,000	0,006	0,002	0,003	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,007	0,030	0,015	0,011	0,011
Mg	2,270	2,178	2,171	2,228	2,215	2,449	2,451	2,339	2,426	2,406	2,426	2,364	2,351	2,260	2,296	2,313	2,277	2,283	2,256	2,269	2,270	2,317	2,292	2,222	2,259	2,273	2,272	2,225	2,235	2,039
Ca	1,343	1,485	1,447	1,361	1,366	1,094	1,065	1,239	1,145	1,061	1,160	1,184	1,282	1,375	1,266	1,205	1,333	1,238	1,251	1,272	1,281	1,214	1,253	1,373	1,266	1,218	1,255	1,278	1,285	1,358
Mn	0,054	0,054	0,040	0,039	0,056	0,060	0,049	0,054	0,055	0,064	0,052	0,052	0,055	0,059	0,043	0,055	0,048	0,058	0,059	0,049	0,058	0,050	0,046	0,045	0,063	0,046	0,056	0,061	0,045	0,068
Fe ²⁺	0,021	0,020	0,000	0,036	0,005	0,010	0,023	0,023	0,012	0,013	0,006	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,039	0,018	0,000	0,033	0,021
Fe ³⁺	2,417	2,372	2,478	2,463	2,459	2,519	2,547	2,434	2,509	2,546	2,507	2,489	2,492	2,470	2,479	2,548	2,477	2,526	2,448	2,521	2,497	2,515	2,503	2,402	2,492	2,445	2,434	2,411	2,406	2,486
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
total kation	16,045	16,046	16,074	16,048	16,051	16,065	16,058	16,034	16,070	16,040	16,075	16,049	16,087	16,097	16,044	16,065	16,077	16,057	16,032	16,070	16,060	16,060	16,055	16,027	16,043	15,988	16,008	15,988	15,984	15,973
Fe/(Fe+Mg)	0,516	0,521	0,533	0,525	0,526	0,507	0,510	0,510	0,508	0,514	0,508	0,513	0,515	0,522	0,519	0,524	0,521	0,525	0,520	0,526	0,524	0,521	0,522	0,519	0,524	0,518	0,517	0,520	0,518	0,549
alm	0,40	0,39	0,40	0,40	0,40	0,41	0,42	0,40	0,41	0,42	0,41	0,41	0,40	0,40	0,41	0,42	0,40	0,41	0,41	0,41	0,41	0,41	0,41	0,40	0,41	0,41	0,40	0,40	0,40	0,42
py	0,37	0,36	0,35	0,36	0,36	0,40	0,40	0,38	0,39	0,40	0,39	0,39	0,38	0,37	0,38	0,38	0,37	0,37	0,38	0,37	0,37	0,38	0,38	0,37	0,37	0,38	0,38	0,37	0,37	0,34
sps	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
grs	0,22	0,24	0,24	0,22	0,22	0,18	0,17	0,20	0,19	0,17	0,19	0,19	0,21	0,22	0,21	0,20	0,22	0,20	0,21	0,21	0,21	0,20	0,21	0,23	0,21	0,20	0,21	0,21	0,21	0,23
adr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00

A 121c ábrán bemutatott gránát traverz mérési pontjai.

tömeg %	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.
SiO ₂	39,856	39,894	40,023	39,661	40,026	39,691	39,886	39,736	40,087	39,636	40,013	39,829	40,096	39,646	39,878	39,624	40,048	39,899	39,530	39,710	39,786	39,599	39,780	39,760	39,633
TiO ₂	0,010	0,007	0,055	0,035	0,015	0,008	0,002	0,026	0,015	0,009	0,015	0,013	0,012	0,024	0,060	0,039	0,040	0,067	0,065	0,070	0,075	0,056	0,075	0,087	0,078
Al ₂ O ₃	21,909	22,063	22,226	21,987	22,074	22,067	22,182	22,276	22,364	21,785	22,067	22,323	22,259	22,159	22,354	22,036	22,339	22,177	22,221	22,103	22,051	22,098	21,964	22,138	22,006
Cr ₂ O ₃	0,028	0,045	0,028	0,000	0,000	0,000	0,000	0,017	0,012	0,036	0,040	0,038	0,000	0,000	0,045	0,031	0,000	0,054	0,000	0,012	0,016	0,000	0,000	0,004	0,033
MgO	9,907	10,188	10,265	10,497	10,416	10,245	10,217	10,189	10,240	10,419	10,308	10,233	10,045	9,915	10,046	0,650	10,003	10,141	10,060	9,962	10,088	10,085	10,020	9,999	10,008
CaO	7,610	7,700	7,878	7,463	7,588	7,899	8,011	8,097	7,926	7,648	7,812	7,976	7,948	8,269	7,948	8,206	8,115	7,832	7,939	8,107	8,019	7,910	8,015	7,990	8,158
MnO	0,503	0,436	0,394	0,424	0,440	0,339	0,364	0,394	0,351	0,500	0,417	0,399	0,408	0,415	0,424	0,355	0,456	0,385	0,401	0,410	0,408	0,371	0,371	0,408	0,369
FeO	19,387	18,901	18,756	18,797	18,755	18,406	18,845	18,975	19,060	18,503	18,761	19,146	18,949	19,019	19,081	18,847	19,198	19,319	19,441	19,045	18,917	18,818	18,867	18,899	18,694
Fe ₂ O ₃	0,849	0,622	0,491	0,733	0,742	0,506	0,612	0,432	0,445	0,954	0,754	0,418	0,481	0,511	0,195	0,650	0,451	0,544	0,433	0,556	0,654	0,412	0,746	0,410	0,550
Na ₂ O	0,028	0,014	0,050	0,046	0,009	0,041	0,024	0,018	0,031	0,013	0,030	0,007	0,018	0,007	0,018	0,006	0,000	0,013	0,030	0,036	0,033	0,015	0,059	0,015	0,034
total oxid	100,085	99,870	100,165	99,642	100,064	99,201	100,142	100,161	100,532	99,504	100,216	100,382	100,216	99,964	100,049	99,891	100,649	100,431	100,117	100,010	100,047	99,363	99,898	99,709	99,563
Si	6,015	6,015	6,010	5,993	6,017	6,013	5,998	5,980	6,003	6,000	6,011	5,981	6,022	5,985	6,002	5,983	6,000	5,993	5,965	5,991	5,996	6,000	6,004	6,006	5,998
Ti	0,001	0,001	0,006	0,004	0,002	0,001	0,000	0,003	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,003	0,007	0,004	0,005	0,008	0,007	0,008	0,009	0,006	0,009	0,010	0,009
Al	3,897	3,920	3,934	3,915	3,911	3,940	3,932	3,951	3,947	3,886	3,907	3,951	3,940	3,943	3,965	3,921	3,944	3,926	3,952	3,930	3,917	3,946	3,907	3,941	3,925
Cr	0,003	0,005	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,004	0,005	0,005	0,000	0,000	0,005	0,004	0,000	0,006	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,004
Mg	2,229	2,290	2,298	2,364	2,334	2,314	2,291	2,286	2,286	2,351	2,309	2,291	2,249	2,231	2,254	2,273	2,234	2,271	2,263	2,240	2,266	2,278	2,254	2,252	2,258
Ca	1,230	1,244	1,268	1,208	1,222	1,282	1,291	1,306	1,272	1,240	1,257	1,283	1,279	1,338	1,282	1,328	1,303	1,260	1,283	1,310	1,295	1,284	1,296	1,293	1,323
Mn	0,064	0,056	0,050	0,054	0,056	0,044	0,046	0,050	0,045	0,064	0,053	0,051	0,052	0,053	0,054	0,045	0,058	0,049	0,051	0,052	0,052	0,048	0,047	0,052	0,047
Fe ²⁺	0,096	0,071	0,056	0,083	0,084	0,058	0,069	0,049	0,050	0,109	0,085	0,047	0,054	0,058	0,022	0,074	0,051	0,062	0,049	0,063	0,074	0,047	0,085	0,047	0,063
Fe ³⁺	2,447	2,383	2,356	2,375	2,358	2,332	2,370	2,388	2,387	2,342	2,357	2,405	2,380	2,401	2,402	2,380	2,405	2,427	2,453	2,403	2,384	2,385	2,381	2,387	2,366
Na	0,008	0,004	0,015	0,013	0,003	0,012	0,007	0,005	0,009	0,004	0,009	0,002	0,005	0,002	0,005	0,002	0,000	0,004	0,009	0,011	0,010	0,005	0,017	0,004	0,010
total kation	15,990	15,988	15,995	16,011	15,986	15,994	16,004	16,019	16,001	16,002	15,994	16,017	15,982	16,013	15,998	16,014	15,998	16,005	16,032	16,009	16,004	15,999	16,001	15,992	16,002
Fe/(Fe+Mg)	0,523	0,510	0,506	0,501	0,503	0,502	0,509	0,511	0,511	0,499	0,505	0,512	0,514	0,518	0,516	0,512	0,518	0,517	0,520	0,517	0,513	0,511	0,514	0,515	0,512
alm	0,40	0,40	0,39	0,40	0,39	0,39	0,40	0,40	0,40	0,39	0,39	0,40	0,40	0,40	0,40	0,39	0,40	0,40	0,41	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,39
py	0,37	0,38	0,38	0,39	0,39	0,39	0,38	0,38	0,38	0,39	0,39	0,38	0,38	0,37	0,38	0,38	0,37	0,38	0,37	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38
sps	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
grs	0,20	0,21	0,21	0,20	0,20	0,21	0,22	0,22	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,22	0,21	0,22	0,22	0,21	0,21	0,22	0,22	0,21	0,22	0,22	0,22
adr	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01

tömeg %	26.	27.	28.	29.	30.	31.	32.	33.	34.	35.	36.	37.	38.	39.	40.	41.	42.	43.	44.	45.	46.	47.	48.	49.	50.
SiO ₂	39,708	39,578	39,638	37,983	39,535	39,942	39,609	39,608	39,569	39,817	39,432	39,702	39,550	39,588	39,796	39,566	39,763	39,508	39,552	39,252	39,696	39,113	39,219	39,261	38,684
TiO ₂	0,032	0,033	0,071	0,053	0,048	0,068	0,044	0,039	0,026	0,050	0,061	0,087	0,042	0,025	0,060	0,056	0,031	0,014	0,022	0,009	0,003	0,036	0,032	0,004	0,014
Al ₂ O ₃	21,907	22,081	21,829	20,822	22,078	21,594	21,897	22,026	21,811	22,242	21,951	22,107	21,998	21,915	21,861	22,094	22,039	21,945	21,899	21,975	22,091	22,028	22,184	21,942	21,803
Cr ₂ O ₃	0,052	0,004	0,007	0,018	0,000	0,000	0,010	0,019	0,000	0,010	0,000	0,059	0,023	0,026	0,004	0,000	0,000	0,031	0,000	0,010	0,012	0,035	0,026	0,000	0,009
MgO	0,745	10,170	10,060	8,057	9,807	9,912	9,854	9,715	10,037	9,785	9,767	9,760	10,041	9,601	9,850	10,041	9,580	9,860	9,745	10,048	10,081	9,956	10,037	10,056	9,335
CaO	8,305	7,901	7,895	9,198	8,088	8,154	8,033	7,847	7,615	7,724	7,821	8,197	7,869	8,121	8,218	8,034	8,216	8,073	8,097	7,869	8,017	7,802	7,834	7,895	7,708
MnO	0,406	0,385	0,468	0,359	0,433	0,385	0,385	0,424	0,406	0,425	0,440	0,433	0,436	0,486	0,456	0,451	0,467	0,428	0,500	0,353	0,341	0,437	0,399	0,408	0,367
FeO	18,677	18,953	18,798	16,353	19,399	18,157	18,855	19,082	19,037	19,645	19,397	19,136	19,188	18,932	18,735	18,908	18,836	18,879	18,818	18,733	18,672	18,933	19,257	18,762	19,733
Fe ₂ O ₃	0,745	0,590	0,898	0,084	0,551	1,209	0,661	0,356	0,809	0,324	0,578	0,419	0,648	0,552	0,867	0,527	0,456	0,622	0,649	0,404	0,528	0,239	0,223	0,530	0,267
Na ₂ O	0,000	0,055	0,090	0,073	0,000	0,138	0,019	0,000	0,025	0,021	0,045	0,023	0,013	0,000	0,029	0,050	0,015	0,050	0,016	0,015	0,060	0,036	0,029	0,021	0,037
total oxid	99,736	99,750	99,754	92,999	99,938	99,560	99,367	99,116	99,334	100,043	99,493	99,924	99,806	99,245	99,875	99,725	99,403	99,410	99,297	98,668	99,500	98,614	99,239	98,878	97,954
Si	6,004	5,983	5,996	6,123	5,980	6,041	6,010	6,022	6,008	6,007	5,990	5,997	5,983	6,018	6,011	5,984	6,029	5,997	6,009	5,992	6,005	5,980	5,964	5,986	5,980
Ti	0,004	0,004	0,008	0,006	0,005	0,008	0,005	0,004	0,003	0,006	0,007	0,010	0,005	0,003	0,007	0,006	0,004	0,002	0,003	0,001	0,000	0,004	0,004	0,001	0,002
Al	3,904	3,934	3,892	3,956	3,936	3,849	3,916	3,947	3,903	3,955	3,930	3,936	3,922	3,927	3,892	3,938	3,938	3,926	3,921	3,954	3,939	3,969	3,976	3,943	3,972
Cr	0,006	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,001	0,000	0,007	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,001	0,002	0,004	0,003	0,000	0,001
Mg	2,233	2,292	2,269	1,936	2,211	2,235	2,229	2,202	2,272	2,201	2,212	2,198	2,265	2,176	2,218	2,264	2,165	2,231	2,207	2,287	2,274	2,269	2,276	2,285	2,151
Ca	1,346	1,280	1,280	1,589	1,311	1,321	1,306	1,278	1,239	1,249	1,273	1,327	1,276	1,323	1,330	1,302	1,335	1,313	1,318	1,287	1,300	1,278	1,276	1,290	1,277
Mn	0,052	0,049	0,060	0,049	0,055	0,049	0,050	0,055	0,052	0,054	0,057	0,055	0,056	0,063	0,058	0,058	0,060	0,055	0,064	0,046	0,044	0,057	0,051	0,053	0,048
Fe ²⁺	0,085	0,067	0,102	0,010	0,063	0,138	0,076	0,041	0,092	0,037	0,066	0,048	0,074	0,063	0,099	0,060	0,052	0,071	0,074	0,046	0,060	0,028	0,026	0,061	0,031
Fe ³⁺	2,362	2,396	2,378	2,204	2,454	2,297	2,393	2,426	2,417	2,479	2,464	2,417	2,428	2,407	2,367	2,392	2,388	2,396	2,391	2,391	2,362	2,421	2,449	2,392	2,551
Na	0,000	0,016	0,026	0,023	0,000	0,041	0,006	0,000	0,007	0,006	0,013	0,007	0,004	0,000	0,008	0,015	0,004	0,015	0,005	0,004	0,018	0,011	0,008	0,006	0,011
total kation	15,995	16,021	16,012	15,898	16,015	15,978	15,991	15,978	15,995	15,994	16,012	16,001	16,014	15,982	15,991	16,018	15,975	16,009	15,993	16,009	16,003	16,021	16,034	16,015	16,022
Fe/(Fe+Mg)	0,514	0,511	0,512	0,532	0,526	0,507	0,518	0,524	0,516	0,530	0,527	0,524	0,517	0,525	0,516	0,514	0,524	0,518	0,520	0,511	0,510	0,516	0,518	0,511	0,543
alm	0,39	0,40	0,40	0,38	0,41	0,39	0,40	0,41	0,40	0,41	0,41	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,42
py	0,37	0,38	0,38	0,34	0,37	0,38	0,37	0,37	0,38	0,37	0,37	0,37	0,38	0,36	0,37	0,38	0,36	0,37	0,37	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,36
sps	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
grs	0,22	0,21	0,21	0,27	0,22	0,22	0,22	0,21	0,21	0,21	0,21	0,22	0,21	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,21	0,22	0,21	0,21	0,21	0,21
adr	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Köszönettel tartozom Dr. Hetényi Magdolna tanszékvezetőnek , hogy az Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszéken lehetőséget biztosított munkám sikeres elvégzéséhez.

Szeretném kifejezni köszönetemet Dr. M. Tóth Tivadar témavezetőmnek, aki mind szakmailag mind emberileg folyamatosan támogatott a témaválasztástól kezdve a kutatómunkám során felmerült kérdések megválaszolásán keresztül a dolgozatom alapos és kritikus átnézéséig. Köszönöm a kutatómunkám és dolgozatom elkészültének pénzügyi támogatását (OTKA No. K 60768).

Köszönetet mondok a Tanszék összes munkatársának a munkám során nyújtott segítségükért és a jó hangulatban eltöltött munkanapokért.

Hálás vagyok Dr. Szabó Csabának, aki nélkülözhetetlen szakmai tanácsaival, önzetlen támogatásával alapvetően hozzájárult szakmai fejlődésemmhez és sikeres munkámhoz.

Köszönöm Lelkesné Dr. Felvári Gyöngyinek és Dr. Török Kálmánnak, a kőzettani kérdésekben nyújtott hasznos szakmai tanácsokat és segítőkészségüket.

Köszönöm Dr. Horváth Péternek a mikroszöveti fotók elkészítésében nyújtott segítséget.

Köszönettel tartozom Dr. Marian Janáknak az elektron mikroszkóp mérések elvégzésére nyújtott lehetőségért.

Szeretném megköszönni Szüleimnek és Nővéremnek a szeretetteljes családi háttérrel és azt, hogy eljuthattam idáig.

Köszönetet mondok a SMARAGD-GSH Kft. munkatársainak a támogatásért.

Köszönöm Dobos Tibornak és Fekete Boglárkának a minden téren nyújtott segítséget és támogatást.

ÖSSZEFOGLALÁS

Az Alföld metamorf medencealjzatának vizsgálata a Jánoshalma területen az 1940-es évek elején graviméteres mérésekkel kezdődött. Fúrásos tevékenység 1959-ben indult szénhidrogén kutatási célzattal (8 Jh jelű fúrás mélyítésével), miután nyilvánvalóvá vált, hogy a repedezett kristályos tárolók a szénhidrogént tárolhatnak. A Jánoshalma aljzatkiemelkedés kutatása a múlt század végén a Paksi Atomerőmű radioaktív hulladékának magyarországi elhelyezésével kapcsolatban is előtérbe került. A felépítő közettípusok metamorf fejlődéstörténetét, a dóm szerkezeti felépítését és esetleges rokonságát más Tisza Egységen belüli, vagy azon kívüli közzettestekkel eddig nem vizsgálták.

A repedezett fluidum tárolók kutatásában döntő jelentőségű a töréshálózat tulajdonságainak megismerése. Az aljzat bonyolult szerkezete miatt a repedéshálózat vizsgálatához ezért mindenekelőtt a közetváz alapos ismeretére van szükség. A fent említett alkalmazási lehetőségek miatt ezért részletes vizsgálata különösen indokolt.

A dolgozat célja a Jánoshalma metamorf hát minden hozzáférhető fúrómag mintájának feldolgozása alapján az alkalmazott földtani kutatások alapját képező földtani fejlődéstörténet pontos rekonstruálása, és ennek alapján a közetváz modell megalkotása.

A petrográfiai vizsgálatok során 47 magmintát és a mintákból készült 85 db vékonycsiszolatot vizsgáltam. A minták kémiai összetételének meghatározása XRFS és nukleáris elektron aktivációs módszerrel történt. Az ásványkémiai vizsgálatokra elektron-mikroszkóp méréseket végeztünk. A termobarometriai modellezést a Theriak/Domino szoftvercsomaggal (de Capitani, 1994) végeztem el.

A makroszkópos és vékonycsiszolati vizsgálatok során négy közettípust különítettem el: gneisz, amfibolit, eklogit és gránit.

A leggyakrabban előforduló közettípus a biotit muszkovit gneisz. Csak helyenként üde, általában átalakult, deformált és gyüredezett. Két palássági irány jelenik meg S1 és S2, így szöveti bélyegei alapján kétfázisú metamorfózison esett át. Termobarometriai modellezés alapján az első (D1) egy magas hőmérsékletű esemény volt (700-850 °C és $P < 0.65$ GPa), amelyet szillimanit jelenléte határoz meg, a másik (D2) egy alacsonyabb hőmérsékletű felülbélyegzés ($T_{\max} \sim 580$ °C, $P_{\max} < 1.1$ GPa). A gneisz legfontosabb szöveti bélyegei a helyenként megjelenő szericites, poligonális szövetű földpátok, a nagyméretű szericites mirmekites földpát porfiroblasztok és xenolitok, xenokristályok jelenléte. A szericites földpátokat D1 káliföldpát helyettesíti. A poligonális szövet egyensúlyi körülményekre utal, keletkezése metamorf kőzetekben magas hőmérsékletű statikus, vagy dinamikus

rekrisztallizációhoz kötődik. A D1 esemény magas hőmérsékletű volt, de a kőzet D1 szövete nem utal egyensúlyi viszonyokra.

Mivel az üde D1 földpát helyettesíti a szericités földpátokat, ezért azokat prekinematikus eredetűnek határoztam meg. A mirmekites földpát porfiroblasztokat mind az S1, mind az S2 földpát körbefolyja. Szintén jellemző az üde D1 földpát helyettesítés. Megállapítottam tehát, hogy a mirmekites földpátszemcsék is a D1 eseményt megelőzően keletkeztek. Ezek alapján mind a mirmekit, mind a poligonális szövetű földpátok a metamorfózist megelőzően keletkeztek, magmás eredetűek és a granodiorit protolit részét képezték. Ennek alapján a Jánoshalma gneiszt magmás eredetűnek, azaz ortogneisznek határoztam meg.

A gneisz elszórtan megjelenő rezorbeált amfibol szemcséket és atoll-gránátot tartalmaz. A gneisz ezeken az amfibolszemcséken kívül nem tartalmaz más amfibolt. A gránátok jelentősen eltérnek a gneiszben megjelenő földpátzárvány és mátrixban megjelenő gránátoktól, nagyobb méretűek, atoll szövetűek és nem tartalmaznak zárványokat. Ezek alapján ezeket az amfibol és gránát szemcséket xenokristályoknak határoztam meg. A leggyakoribb kőzettípus a Jánoshalma dóm területén az ortogneisz. Az amfibolitot három, az eklogitot pedig egy fúrás tárta fel. Ez alapján arra következtethetünk, hogy ezek a kőzettípusok nem alkotnak összefüggő zónát a Jánoshalma dómon belül, hanem kisebb méretű kőzettestekként lehetnek jelen a gneiszben. A fentiek alapján és mivel a gneisz eltérő metamorf fejlődéstörténetű kőzettesteket tartalmaz, az amfibolitot és az eklogitot a gneiszben lévő xenolitoknak határoztam meg.

A D2 metamorf esemény után a gneisz milonitosodott.

Amfibolitot három fúrás tárta fel. A kőzet finomszemcsés, zöldesszürke színű, túlnyomórészt amfibolból és plagioklász földpátból áll. A kőzet erősen bontott, ezért kémiai összetételét nem vizsgáltam, az ásványkémiai vizsgálatok elvégzését indokolatlannak találtam. Rekonstruált ásványos összetétele alapján közepes nyomású és hőmérsékletű metamorfózison esett át.

A Jánoshalma eklogit karbonátosodott, sárga színű, gránátot kőzetalkotó mennyiségben tartalmazó metabázis. Finomszemcsés amfibol-plagioklász szimplektitből álló zöld színű, zöldpala fáciesű retrográd hidratált változatának karbonátosodott repedései mentén jelenik meg. A karbonátosodott változatban eklogit fáciesű reliktfázisok (gránát, omfacit, fengit, kianit, rutil) őrződtek meg, amely alapján 710 ± 10 °C és 2.6-2.7 GPa hőmérséklet és nyomásviszonyokat határoztam meg. A zöld színű változatban csak elszórtan erősen rezorbeált gránát és igen ritkán kianit jelenik meg a nagy nyomást jelző fázisok közül.

A durvaszemcsés gránit szövete nem mutat metamorfózisra utaló nyomokat, ezért poszt-metamorf eredetűnek határoztuk meg. Mind szövetében mind ásványos összetételében jelentősen eltér a gneisztől.

Az egyes kőzettípusok metamorf fejlődéstörténete, a feltárt kőzettípusok gyakorisága (legnagyobb részben ortogneisz, három amfibolit, egy eklogit, egy gránit magminta) és egymáshoz viszonyított térbeli helyzetük alapján a Jánoshalma aljzatkiemelkedés egy egységes ortogneisz blokknak határoztam meg, melynek fejlődéstörténete a következő fázisokból áll:

1) Mafikus intrúzió fázisa: mely az eklogit gabbró protolitjának kialakulásához köthető

2) D0 fázis: az amfibolit xenolit közepes nyomású és hőmérsékletű, és az eklogit nagy nyomású közepes hőmérsékletű (710 ± 10 °C, 2.6-2.7 GPa) metamorfózisa

3) Granodiorit intrúzió fázis: a kőzet ásványos összetétele alapján az ortogneisz anyakőzete granodioritos összetételű. A geokémiai jellemzői alapján az intrúzió peraluminios összetételű és szin-kollíziós eredetű.

4) D1 fázis: S1 palássági irány kialakulása a gneiszben, 700-850 °C és $P < 0.65$ GPa hőmérséklet és nyomás értékekkel szillimanit jelenlétével jellemezhető.

5) D2 fázis: S2 palássági irány kialakulása a gneiszben, termobarometriai modellezéssel a D2 esemény maximális hőmérsékleti és nyomás viszonyaira 580 °C és < 1.1 GPa eredményt határoztam meg.

6) D3 fázis (milonit képződés): az utolsó plasztikus deformációs esemény bizonyítéka csak néhány mintán látható. Kvarc dinamikus rekrisztallizációját és kink-band szerkezeteket figyeltem meg. Egyes esetekben a csillámok is rekrisztallizálódtak és nagyon finomszemcsés alacsony hőmérsékletű milonit alakult ki. A helyenként előforduló csillámszegény gránit posztkinematikus gránit intrúzióra utal. Nincsenek metamorfózisra utaló nyomok, de a dinamikus rekrisztallizációt jelző kvarc szalagok és a deformált földpátok jelenléte, az intrúziót követő nyírást jelzi.

7) Töréses deformáció és metasomatózis fázisa: mind a xenolitokat, mind a befogadó ortogneiszt érintette. A Jánoshalma eklogit esetében a hidratált és karbonátosodott részek nem csak az eltérő másodlagos ásvány összetételben, hanem a karbonátosodottban a nagy nyomású fázisok megőrződöttségében is különbözik.

A fenti fejlődéstörténet és szerkezet magyarázatára a szubdukciós-akkréciós komplexumok, másnéven Alaszka-típusú orogén övek elméletét alkalmaztam (Ochsner 1993).

A modell szerint a szubdukció folyamata közben a szubdukciós árokba történő folyamatos és bőséges üledékbehordódás akkréciós prizma kialakulását eredményezi. A szubdukciós árok a további üledékbehordás eredményeképpen feltöltődik; az akkréciós prizma az óceán irányába növekszik. Ennek következtében a szubdukciós zóna is eltolódik az eredeti helyzetéből az óceán irányába. A folyamat előrehaladtával a köpenyeredetű olvadékok az akkréciós prizma alsó részébe intrudálnak, Az így keletkezett granitoidok az akkréciós prizma meredek dőlésű belső szerkezeti elemei mentén jutnak a kéreg felsőbb részeibe (Zurbriggen 1996). A felemelkedés során a szubdukciós melanzsból az intrúzió magával ragadhat különböző mélységekből különböző kőzettípusokat, amelyek ezt követően xenolitiként vannak jelen a magmatestben.

Kőzetszüveti, szerkezeti és fejlődéstörténeti korrelációs pontok alapján Szeghalom dómon és a Mezősas-Furta dómon kívül Szank, Dévaványa és Füzesgyarmat a Jánoshalma ortogneisz komplexum rokonságot mutat a Tisza Egység ÉK-i részének metamorf medencealjzatával. A legtöbb előfordulás esetében jellemző a kis hőmérsékletű milonitos deformáció (Schubert és M. Tóth 2002), amely további korrelációs pont lehet. Nyugat felé, Lelkes-Felvári és tsai. (2000) a Mőcsény-1 fúrásból ultramilonitot tártak fel, amelynek anyakőzeteként gránát reliktek alapján, ortogneiszt határoztak meg. M. Tóth és tsai. (2005) a korábban migmatitként, majd metahomokkőként meghatározott kőzetet milonitos ortogneisznak határozták meg az Ófalui palaövben. Az ortogneiszt cirkon morfológiai adatok alapján hasonlónak találták a Tiszai Egység Békési-medence északi peremén lévő ortogneiszeihez. Mindezen adatok alapján igazolni látjuk a már Szepesházy (1962) által feltételezett összefüggő DNy-ÉK-i csapású ortogneisz zóna jelenlétét a Tisza Egységben.

SUMMARY

Since the end of the 1950s and beginning of the 1960s the focus of hydrocarbon research had been geared from the porous sediments settled on the metamorphic basement towards the fractured crystalline metamorphic rocks as a consequence of the fact that had been highlighted that these rocks also may store considerable amounts of hydrocarbon in their fracture systems. The fractured metamorphic rocks may store besides hydrocarbons some hot water, even steam, therefore may play an important role in terms of energy research.

The complex research aimed at the identification of the area that is suitable for the final disposal of low and medium radio activity waste of the Paks Nuclear Power Station has started in 2000 in Hungary. The research covered all geological formations in Hungary in terms of suitability for this end. The Jánoshalma area, which forms part of the Körös Complex in the crystalline metamorphic basement of the Great Hungarian Plain, was considered during this research activity. At the time of that research we only had acceptable level of information of the quality and types of the metamorphic rocks that build up the Jánoshalma dome, and of the size of the metamorphic high. The metamorphic evolution of the main rock types, the structure of the dome and possible relationship with other parts within or outside of Tisza Unit had not been examined beforehand.

During the first stage of the screening, which is the phase of the detailed pre-examination exclusion (negative screening); the Jánoshalma dome did not get excluded. During the next stage of the screening that covers identification of the potentially suitable formations (positive screening); it only failed due to the lack of sufficient information about the exact quality, structure and homogeneity of the rock body.

In the research of the fractured fluid reservoirs it is of decisive importance that we know as much detail about the qualities of the fracture network as possible. In the metamorphic basement of the Great Hungarian Plain the most considerable event that had led to the fracturing of the basement rocks is related to the Neogene subsidence of the Pannonian Basin. The different mineral assemblage and texture rocks react to the same stress field with different deformation activities, therefore they fracture in different ways. Due to the complex structure of the basement, in order to be able to research the fracture system, therefore thorough knowledge of the rock column is required in the first place.

As a consequence of the above described application possibilities, therefore detailed research of the Jánoshalma metamorphic high is particularly reasonable.

The objective of the dissertation is to exactly reconstruct the geological evolution and to create the rock column model of the Jánoshalma elevated high, based on all the available bore core samples that form the basis for the applied geological research.

Research process

In order to identify the main lithologies of the Jánoshalma metamorphic high I made examinations into the mineral structure and texture of the 47 available bore core samples. According to microscopic examinations I defined the main rock types and identified the mineral assemblage generations. Based on main and trace element composition I defined the protolith of the main rock types and their major geochemical characteristics. On the basis of the bulk rock chemical composition of the rocks I carried out thermobarometric modelling. Based on mineral chemistry analysis I specified the main rock types and carried out thermobarometric calculations. I compared the results to those of the thermobarometric modelling. With these results I determined the metamorphic evolution of each main rock type. I made examinations on mezo and micro scale of the relationship of the main rock types, created the rock column model and based on the results I had so far, I determined its geological evolution. I applied various rock texture, structure and geological evolution correlation points in order to correlate the Jánoshalma metamorphic high with other parts of the Tisza Unit.

Results

I identified myrmekitic sericitic feldspars in the gneiss that are replaced by fresh feldspars. Quartz blebs and vermicules are often visible in the fresh feldspars, which once were contained in the original myrmekitic feldspar grains. I determined on the basis of microtextural characteristics that the myrmekitic feldspars formed before the metamorphosis of the gneiss; therefore they are prekinematic, of magmatic origin. Based on their textural characteristics and the myrmekite forming theories in the literature, the origin of myrmekite is of magmatic crystallization.

I discovered polygonal texture in the matrix of the Jánoshalma gneiss that suggests equilibrium circumstances. The polygonal texture is not pervasively, but only separately present in the gneiss. Straight grain boundaries exhibiting „soap foam” are observable in the

scale of some grains. It can also be observed that the sericitic grains are replaced by fresh feldspars. As a consequence I concluded that the polygonal feldspars are prekinematic, they are of magmatic origin and formed part of the granodiorite protolith. Based on this, the Jánoshalma gneiss is of magmatic origin, consequently orthogneiss.

I stated that the majority of the Jánoshalma high consists of the most frequent rock type, i.e. the orthogneiss. The gneiss can be characterised by two schistosity planes, S1 and S2, which suggest two deformation events of the gneiss. The biotite + K-feldspar + plagioclase + ilmenite + quartz $\pm$ garnet $\pm$ sillimanite mineral assemblage of D1 suggest high temperature, while the biotite + muscovite + plagioclase + quartz + ilmenite + magnetite of D2 suggest lower temperature circumstances. Using thermobarometric modelling (de Capitani, 1994) I determined 700-850 °C and $P < 0.65$ GPa for the circumstances of the D1 metamorphic event. D2. I established the metamorphic circumstances of D2 as 530-580 °C for maximum temperature and 1.1 GPa for maximum pressure.

I determined that Jánoshalma orthogneiss contains xenoliths and xenocrysts. Resorbed amphibole and atoll-shaped garnet occur sporadically in the orthogneiss, their arrangement do not show any orientation. The amphibole grains are always resorbed displaying wiggly grain boundaries caused by rounded embayment of quartz and feldspar. Based on these observations I defined amphibole and atoll-shaped garnet to be xenocrysts. Orthogneiss is the most frequent rock type in the Jánoshalma metamorphic high. Amphibolite was revealed from 3, while eclogite was revealed from 1 borehole, so I inferred that these rock types do not form a continuous zone in the Jánoshalma metamorphic high, but they are present as smaller separated blocks in the gneiss. The relationship between orthogneiss and eclogite was revealed in bore hole JhÚ-16. Along the contact a narrow transition zone of around 3 centimetres exists with decreasing amounts of garnets and amphibole towards the gneiss. No trace of deformation or any indication of dislocation is present. Gneiss contains medium-grade amphibolite xenoliths too with the aforesaid transition zone along the contact zones. According to the above-mentioned observations and the fact that orthogneiss contains rock types with different metamorphic evolution, I defined amphibolite and eclogite as xenoliths in the gneiss.

On the basis of micro textural observations and mineral chemical compositions I detected the presence of high-pressure metamorphism in a metabasite from the basement at the Jánoshalma area. I defined the eclogite facies assemblage of omphacite + garnet + phengite + kyanite + zoizite + rutile + K-feldspar + quartz. By dint of thermobarometric calculations and

thermobarometric modelling I proved the medium-temperature high-pressure metamorphism of the Jánoshalma eclogite, so it can be classified as a B-type eclogite (Coleman, 1965). Based on thermobarometric modelling I defined 680 °C minimum temperature and 2.7 GPa maximum pressure for the stability field of the mineral assemblage. These data are in good agreement with the temperature and pressure values that were calculated with calibrated thermobarometers (710±10 °C and 2.6-2.7 GPa).

Based on the metamorphic evolution, frequency and spatial relationships of the above described revealed rock types (mostly orthogneiss, three samples of amphibolite, one sample each of eclogite and granite) I drew the conclusion that Jánoshalma metamorphic crystalline high is a uniform orthogneiss block and its evolution history consists of the following phases:

1) The phase of mafic intrusion: it is related to the replacement of the gabbroic protolith of the eclogite.

2) Phase D0: medium-temperature and medium-pressure metamorphism of the amphibolite xenolith and high-pressure and medium-temperature metamorphism (710±10 °C, 2.6-2.7 GPa) of the eclogite xenolith.

3) Phase of the granodiorite intrusion: the chemical composition of the orthogneiss suggests granodiorite protolith. Based on the geochemical data the intrusion is of peraluminous composition and syn-collision origin.

4) Phase D1: development of S1 schistosity plane in the orthogneiss characterised by metamorphic circumstances of 700-850 °C and $P < 0.65$ GPa and presence of sillimanite.

5) Phase D2: development of S2 schistosity plane in the orthogneiss; with the application of thermobarometric modelling I established metamorphic circumstances of 580 °C for maximum temperature and 1.1 GPa for maximum pressure.

6) Phase D3 (formation of mylonite): I observed dynamic recrystallization of quartz and kink-band structure on micas. In certain instances mica also recrystallized and fine grained low-temperature mylonite developed. The occasionally present, low-mica granite refers to post-kinematic granite intrusion. There are no traces of metamorphism; however the quartz ribbons indicating dynamic recrystallization and the presence of deformed feldspars show post-intrusion stress.

7) Phase of brittle deformation and metasomatism: it affected both the xenoliths and the hosting orthogneiss. In the case of Jánoshalma orthogneiss eclogite, the hydrated and carbonated parts differ not only in the various secondary mineral assemblages, but also in the preservation of high-pressure phases in the carbonated type.

I identified that Jánoshalma orthogneiss block was developed in an ancient subduction-accretionary complex. I appointed that D0 is only related to the metamorphism of the xenoliths and orthogneiss underwent only D1 and D2 metamorphism. Thus granodiorite intrusion assimilated the xenoliths after the subduction and eclogitization of the mafic rocks (D0). In this case the theory of subduction-accretionary complexes or Alaskan-type orogenic belts (Ochsner 1993) can be applied. In such model continuous continental sediment supply during subduction of the oceanic crust causes development of accretionary prism. After uploading of the subduction trench due to the continuous external sediment supply, the accretionary prism tends to grow oceanwards. Consequently, the subduction zone retreats oceanwards, too. From a critical moment on, mantle derived magmas intrude directly to the lower part of the accretionary prism. That causes granulite facies metamorphism and melting of the sedimentary beds of the accretionary prism. In this way hybrid magmas (H-type granitoids) form due to mixing of mantle derived M-type and sedimentary derived S-type granitoids (Castro et al. 1991). These granitoids rise along the steep dipping inner structures of the accretionary prism to the upper part of the crust (Zurbriggen 1996). During upwelling, these intrusions may drag slabs of different rock types from different depths with them that are present as xenoliths in the magmatic body. In this way hybrid magmas (H-type granitoids) form due to mixing of mantle derived M-type and sedimentary derived S-type granitoids (Castro et al. 1991). These granitoids rise along the steep dipping inner structures of the accretionary prism to the upper part of the crust (Zurbriggen 1996). During upwelling, these intrusions may drag slabs of different rock types from different depths with them that are present as xenoliths in the magmatic body. Although, there is no direct evidence for presence of steep dipping slices of the accretionary prism in the mentioned area, occurrences of xenoliths of diverse metamorphic pressure in the orthogneiss implies that a process similar to the subduction-accretionary complexes may have taken place.

I determined that orthogneiss of the same type and metamorphic evolution can be traced in the basement towards NE (e.g. Szank, Szeghalom, Mezősas, Furta Füzesgyarmat, Dévaványa regions), where orthogneiss bodies also contain myrmekitic feldspar grains as well as diverse mafic and ultramafic xenoliths (Zachar and M. Tóth, 2001; Zachar and M. Tóth 2003; M. Tóth and Zachar, 2003). In most of these localities late LT mylonitic deformation is typical too (Schubert and M. Tóth, 2002) providing an important point in further correlation studies. Lelkes et al. (2000) found an exposure of ultramylonite in borehole Mőcsény-1 west from the Jánoshalma high. Based on garnet relics the protolith of the

ultramylonite has been specified as orthogneiss. The previously known migmatite and meta-sandstone were later identified by M. Tóth et al. (2005) as mylonitic orthogneiss in the Ófalu region. Based on zircon morphology data they found similarities between the Ófalu orthogneiss and orthogneiss in the northern verge of Békés-Basin in the north-eastern part of Tisza Unit. Szepesházy (1962) assumed the existence of a continuous orthogneiss zone of SW-NE orientation in the basement of the Tisza Unit.

Evidences of eclogite facies metamorphism in the Variscan orogen testify the important role of subduction in the evolution of the orogen (O'Brien et al., 1990) and can serve as correlation points. Based on the arrangement of the appearance of eclogites in the Tisza Unit (Ravasz-Baranyai, 1969; M. Tóth, 1995, 1996, 1997; Horváth et al. 2003) M. Tóth and Zachar (2003) suggest the existence of an ancient suture zone between the Körös Unit and Görcsöny areas.