DOKTORI ÉRTEKEZÉS

KISHŐMÉRSÉKLETŰ REGIONÁLIS METAMORFÓZIS

Árkai Péter

1991

Doktori értekezés

KISHŐMÉRSÉKLETŰ REGIONÁLIS METAMORFÓZIS

(alkalmazások magyarországi példákon)

Dr. Árkai Péter

Budapest

1991

MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA KÖNYVTÁRA

TARTALOMJEGYZÉK

oldal

Ábrajegyzék.....iii

A táblázatok jegyzéke.....viii

1. Bevezetés, előzmények.....1

2. Kutatási módszerek.....3

3. A kishőmérsékletű metamorfózis fokozat, fácies, zóna beosztásai és ezek alkalmazásának gyakorlati kérdései.....11

4. Klorit 'kristályosság'.....18
   4.1. A klorit változásai a diagenezis és a metamorfózis során.....18
   4.2. A klorit kémiai összetétele.....20
   4.3. A klorit és az illit 'kristályossági' indexek korrelációja.....27
   4.4. Összefoglalás, a metamorf fok jelző paraméterek korrelációja a Bükkium és az Aggtelek-Rudabányai-hegység példáján.....28
   4.5. Kísérlet a klorit 'kristályosság' ásványtani értelmezésére.....31
   4.6. Néhány példa a klorit 'kristályosság' regionális alkalmazására.....36
      4.6.1. A Cwm Pennant antiklinális ópaleozóos agyagpalái (Észak-Wales).....37
      4.6.2. A Dunántúli Középhegységi egység ópaleozóos aljzata: az Alsószalmavár Asz-1 jelű mélyfúrás metamorfitjai.....42
      4.6.3. A szalatnaki szilur összlet (Mecsek hegység) metamorfitjai.....52

5. Izotópgeokronológiai eredmények felhasználása a kishőmérsékletű metamorfózis fejlődéstörténeti rekonstrukciójához, a Bükkium példáján.....66
   5.1. Bevezetés.....66
   5.2. Irodalmi áttekintés.....68
   5.3. Eredmények.....70
   5.4. Diszkusszió.....71
   5.5. Összefoglalás.....75

6. Az Aggtelek-Rudabányai-hegység mezozóikumának diagenezise és metamorfózisa.....77
   6.1. Földtani-tektonikai viszonyok.....77
   6.2. Regionális átalakulás.....78
   6.3. Tektonometamorf fejlődéstörténet.....87

7. Az Igali (Középmagyarországi) egység aljzatának diagenezise és regionális metamorfózisa.....91
   7.1. Földtani viszonyok.....92
   7.2. A kőzetátalakulás jellemzői.....94
   7.3. Következtetések.....100

8. Dinári típusú alpi metamorfitok a Tisza egység területén (a Barcs-Ny-i terület aljzata).....104
8.1. Földtani, tektonikai viszonyok, kiindulási adatok.....104
8.2. Kőzettípusok, az ásványos összetétel változásai.....105
8.3. Mikroszerkezeti tulajdonságok.....107
8.4. Metamorf ásványegyüttesek.....107
8.5. Illit 'kristályosság'.....108
8.6. Világos csillám b_o geobarometria.....109
8.7. A földtani és kőzettani korreláció lehetőségei.....110
8.8. Radioizotópos adatok földtani értékelése.....113

9. Újabb adatok a Balaton-lineamens északi környezetében feltárt metamorfitok kőzetgenetikájához.....117
9.1. Földtani, kőzettani viszonyok (kiindulási alapok).....117
9.2. Nem metamorf üledékes kőzetek.....119
9.3. Nagyon kisfokú (anchizónás) regionális metamorf képződmények.....120
9.4. Nagyon kisfokú (anchizónás) metamorfitok kontakt metamorf felülbélyegzéssel.....120
9.5. Kisfokú metamorf kőzetek.....122
9.6. Közepes fokú metamorf képződmények.....123
9.7. Következtetések.....124

10. A Kisalföld aljzatának kishőmérsékletű metamorfózisa.....127
10.1. Földtani viszonyok, kiindulási adatok.....127
10.2. Kőzettípusok és regionális eloszlásuk.....130
10.3. Kőzetszerkezeti, -szöveti jellegek.....131
10.4. Ásványegyüttesek.....132
10.5. Szénülésfok.....134
10.6. Illit 'kristályosság'.....135
10.7. A metamorfózis nyomásviszonyai.....137
10.8. A kisalföldi aljzat összefoglaló jellemzése, a földtani-kőzettani korreláció kérdései.....138

11. Kishőmérsékletű retrográd metamorfózis a polimetamorf aljzatban: illit 'kristályossági' módszerek alkalmazása a retrográd metamorfózis és a mállás + betemetődéses diagenezis elkülönítésére.....144
11.1. A polimetamorf aljzat fejlődéstörténetének vázlata a Duna-Tisza-köze középső részének példáján.....144
11.2. Ásványegyüttesek.....147
11.3. Az illit 'kristályossági' módszerek alkalmazása polimetamorf kőzeteknél.....149
11.4. Következtetések.....151

12. A kishőmérsékletű regionális metamorfózis szerepe a Pannon medence magyarországi részének különböző tektonikai egységeiben.....153
12.1. A pre-alpi és az alpi metamorf események összehasonlítása.....154
12.2. Következtetések.....159

13. Összefoglalás.....161

Köszönetnyilvánítás.....170

14. Irodalomjegyzék.....171

Melléklet: táblázatok, fototáblák

ÁBRAJEGYZÉK

1. ábra: Palásságra merőleges kőzet-lemezeken (ordináta: Padovai Egyetem Ásványtani és Kőzettani Intézete) és teljes kőzet minták dezorientált por preparátumain (abszcissza: MTA GKL, Budapest) meghatározott világos csillám b_o értékek összehasonlítása. Keleti-Alpok dél-alpi paleozóos aljzata, Pustertal, Ausztria és Olaszország (Árkai et al., 1991 nyomán)
2. ábra: Az illit-muszkovit 10 Å-ös bázisreflexió sztenderd kőzet lemezeken mért félértékszélesség átlagainak és szórásainak változásai az MTA Geokémiai Kutatólaboratóriumában, 1979 és 1990 között
3. ábra: A metamorf fokozatok, fáciesek és zónák korrelációja és a jelen dolgozatban használt anchizóna jellemzése Árkai (1982a, 1983a és 1987a) nyomán
4. ábra: A klorit első három bázisreflexiójának intenzitás arányai a 14 Å-ös bázisreflexió félértékszélesség (ChC(001),AD) értékei alapján csoportosítva. Bükk, Upponyi-, Szendrői- és Aggtelek-Rudabányai-hegység paleozóos és mezozóos agyag, agyagpala, fillit kifejlődései
5. ábra: Összefüggések a légszáraz (AD) és az etilénglikollal kezelt (EG) < 2 μm szemcseméretű preparátumokon mért klorit 'kristályossági' indexek között. A 14 Å-ös (a) és a 7 Å-ös (b) reflexiók félértékszélességei
6. ábra: Összefüggések az illit és a klorit 'kristályossági' indexek között. IC(002) vs. ChC(001) légszáraz (a) és etilénglikollal kezelt (b) preparátumokon mérve; IC(002) vs. ChC(002) légszáraz (c) és etilénglikollal kezelt (d) preparátumokon mérve
7. ábra: A Bükk és az Aggtelek-Rudabányai egység földtani és metamorf kőzettani térképvázlata Kovács (1989), Árkai (1983a) valamint Árkai és Kovács (1986) nyomán, az illit és klorit 'kristályossági' átlagok feltüntetésével
8. ábra: Az illit és a klorit 'kristályossági' skálák korrelációja az agyagásvány együttesekkel, szénülésfokkal, Conodonta színváltozási indexszel (CAI) és a metabázit ásványfáciesekkel, az ÉK-magyarországi paleozóikum és mezozóikum adatai alapján
9. ábra: A klorit bázisreflexiók intenzitás arányai légszáraz (a) és etilénglikollal kezelt (b) mintákban. Az intenzitás arányok változási irányai (c)
10. ábra: Összefüggés a szmektit:klorit arányra jellemző bázisreflexió intenzitás hányados és a klorit (002) bázisreflexiójának félértékszélessége között
11. ábra: Összefüggés a klorit 'kristályosság' és a kristálytani c tengely irányában számított (relatív) doménméret (a), a klorit 'kristályosság' és a (relatív) rácsdeformáció (b) valamint a doménméret és a rácsdeformáció (c) között, a klorit 7 Å-ös bázisreflexiója alapján
12. ábra: Összefüggés az illit 'kristályosság' és a kristálytani c tengely irányában számított (relatív) doménméret (a), az illit 'kristályosság' és a (relatív) rácsdeformáció (b) valamint a doménméret és a rácsdeformáció között, az illit-muszkovit 10 Å-ös bázisreflexiója alapján
13. ábra: A bázisreflexiók intenzitás arányainak változásai a kísérleti hőkezelés hőmérsékletének függvényében, teljes kőzet és különböző szemcseméretű frakció minták klorit (a) és illit-muszkovit (b) ásványainál
14. ábra: A klorit és az illit 'kristályosság' (ChC és IC) változásai teljes kőzet és különböző szemcseméretű frakció mintákban, a kísérleti hőkezelés hőmérsékletének függvényében
15. ábra: A klorit és az illit-muszkovit kristálytani c tengely irányú (relatív) doménméretének (D) és rácsdeformációjának ($\sqrt{\langle \varepsilon^2 \rangle}$) változásai a hőkezelés hőmérsékletének függvényében (< 2 μm szemcseméretű minták)

16. ábra: A klorit c tengely irányú (relatív) doménméretének változásai egy epizónás fillit teljes kőzet és különböző szemcseméretű frakció mintáiban
17. ábra: Wales és a Walesi Határvidék egyszerűsített földtani térképe Robinson és Bevins (1986) szerint
18. ábra: A Llyn - Arfon - Snowdonia terület metamorf térképe Roberts és Merriman (1985) szerint, a fiatal prekambriumtól szilurig változó korú metapeliteken meghatározott "izokriszt" (IC(002)Δ°2θx100) értékekkel
19. ábra: A Cwm Pennant antiklinális és környezete metamorf (IC "izokriszt") térképe Roberts és Merriman (1985) szerint
20. ábra: A Cwm Pennant antiklinális (É-Wales) térképe Robinson et al. (1990) nyomán
21. ábra: Robinson et al. (1990) IC adatainak összehasonlítása Roberts és Merriman (1985) "izokriszt" eloszlásával, a Cwm Pennant antiklinális közel K-Ny-i irányú keresztszelvénye mentén
22. ábra: A Cwm Pennant antiklinális jelen értekezésben vizsgált mintáinak topográfiai helyzete
23. ábra: Az illit 'kristályosság' (a), az illit-muszkovit, a muszkovit/paragonit kevertréteges szerkezet és a paragonit mennyiségi viszonyaira jellemző arányok (b) valamint a klorit 'kristályosság' (c és d) változásai a Cwm Pennant antiklinális keresztszelvényében. <2 μm szemcseméretű frakció minták, goniométer sebesség: 2°/min
24. ábra: Az illit és a klorit 'kristályossági' indexek változásai a Cwm Pennant antiklinális keresztszelvényében. <2 μm szemcseméretű frakció minták, goniométer sebesség: 1/2°/min
25. ábra: Összefüggés az illit-muszkovit 10 Å-ös bázisreflexiójának mért félértékszélessége (IC) és a (relatív) doménméret (a) valamint a rácsdeformáció (b) között, a Cwm Pennant antiklinális légszáraz, <2 μm szemcseméretű frakció mintáinál
26. ábra: Összefüggés az illit-muszkovit (relatív) doménmérete és rácsdeformációja között, a Cwm Pennant antiklinális légszáraz, <2 μm szemcseméretű frakció mintáinál
27. ábra: Az illit-muszkovit légszáraz (AD) és etilénglikollal telített (EG), <2 μm szemcseméretű frakció mintákon meghatározott (relatív) doménméret és rácsdeformáció értékeinek változásai a Cwm Pennant antiklinális keresztszelvényében
28. ábra: Az illit-muszkovit ($2M_1$) valamint a paragonit és a muszkovit/paragonit kevertréteges szerkezetű filloszilikát (00,10) bázisreflexiói intenzitás viszonyainak változásai a Cwm Pennant antiklinális kőzeteinek légszáraz, <2 μm szemcseméretű frakció mintáiban
29a ábra: A Dunántúli Középhegység paleozóos és mezozóos képződményeinek térképe Fülöp (1990) nyomán, erősen egyszerűsítve
29b ábra: Az illit 'kristályosság' (IC), az illit-muszkovit b_o rácsparaméter, az illit-muszkovit és a diszkrét vagy kevertréteges szerkezetű fázist alkotó paragonit mennyiségi viszonyaira jellemző hányadosok (I(00,10)pg/I(00,10)mu és I(00,10)mu/pg / I(00,10)mu) valamint a klorit 'kristályosság' (ChC) változásai az Alsószalmavár Asz-1 jelű mélyfúrás metamorfit szelvényében
30. ábra: Világos csillám (muszkovit és paragonit összenövések) elektronmikroszondás elemzéseinek projekció pontjai a muszkovit - paragonit - margarit diagramban
31. ábra: Összefüggés az illit 'kristályosság' (IC) valamint az illit-muszkovit és az önálló fázist (a) illetve az illit-muszkovittal kevertréteges szerkezetű fázist (b) alkotó paragonit mennyiségi arányaira jellemző hányadosok között (Alsószalmavár Asz-1 jelű fúrás metamorfit összlete)
32. ábra: A különböző színű, pelites és pszammitos eredetű metamorfitok projekció pontjai az AKNa diagramban, a világos csillám

ásványegyüttesek feltüntetésével
33. ábra: A 10 Å-ös filloszilikátok és a klorit 'kristályossági' indexeinek és a huminit típusú, diszperz, szénült szerves anyag reflexióképesség értékeinek változásai a Szalatnak-3 jelű mélyfúrás metamorf szelvényében
34. ábra: Összefüggés a 10 Å-ös filloszilikátok félértékszélessége ("IC") valamint első és második bázisreflexióik intenzitás aránya (I(5 Å)/I(10 Å)) között, a Szalatnak-3 és -4 jelű mélyfúrások metamorf összletében
35. ábra: A klorit első három bázisreflexiójának intenzitás arányai a Szalatnak-3 és -4 jelű mélyfúrás metamorf összletében, a teljes kőzet (a) és a <2 μm szemcseméretű mintákban (b)
36. ábra: Mafikus filloszilikátok elektronmikroszondával meghatározott kémiai összetételének változásai a Szalatnak-3 jelű fúrás törmelékes-üledékes eredetű metamorf összletében
37. ábra: A Szalatnak-3 jelű fúrás törmelékes-üledékes eredetű metamorfitjaiban található filloszilikátok eloszlása a (K + Na) - ΣAl diagramon
38. ábra: A filloszilikátok átlagos kémiai összetételeinek projekció pontjai Velde (1985) $M^{+}R^{3} - 2R^{3} - 3R^{2}$ diagramjában
39. ábra: A diszperz, szénült szerves anyag maximális és minimális reflexióképesség értékeinek hisztogramjai a Szalatnak-3 és -4 jelű mélyfúrás néhány jellemző, törmelékes-üledékes eredetű kőzetmintájában
40. ábra: Összefüggés a hőmérséklet és a látszólagos kor között a Svájci Molasz-medence mélyfúrásaiból származó üledékes és a Glarni Alpokból származó metamorf minták példáján, Hunziker et al. (1986) és Hunziker (1987) szerint
41. ábra: Az illit-muszkovit radiometrikus kor értékeinek változása a hőmérséklettől és a szemcsemérettől függ (Hunziker et al., 1986 és Hunziker, 1987 szerint)
42. ábra: A Központi Svájci Alpok egy 30 kg tömegű ortogneisz mintájának lehülési görbéje: az ásványok izotópos kor értékei és a vizsgált izotóprendszerek záródási hőmérsékletei (Hurford, 1986 in Hunziker, 1987 szerint)
43a ábra: A Bükkium paleozóos és mezozóos képződményei izotóp-geokronológiai adatainak regionális változásai
43b ábra: A Bükkium izotópgeokronológiai vizsgálatokra kiválasztott paleozóos és mezozóos képződményei illit 'kristályossági' (IC) adatainak regionális változásai
44a ábra: Összefüggés az illit 'kristályosság' (~metamorf fok) és az izotópgeokronológiai adatok között, a Bükkium példáján
44b ábra: Összefüggés az IC, a cirkon és az apatit FT kor és a <2 μm szemcseméretű illit-muszkovit K-Ar kor adatai között, a Bükkium példáján
45. ábra: Az Aggtelek-Rudabányai-hegység és a kapcsolódó szlovákiai területek földtani, tektonikai térképvázlata Kovács (in Árkai és Kovács, 1986) nyomán, a metamorf kőzettani vizsgálatok mintavételi helyeinek feltüntetésével
46. ábra: A glaukofán kémiai összetétele és geobarometriai alkalmazása Brown (1977) nyomán. Glaukofánpala, Rozsnyói tektonikai zóna, Medžev falu (Csehszlovákia)
47. ábra: Az Aggtelek-Rudabányai-hegységet alkotó tektonikai egységek illit 'kristályosság' hisztogramjai
48. ábra: Az Aggtelek-Rudabányai-hegység és északi környezete nyomásjelzésre alkalmas ásványegyüttesű, anchi-, epizónás metamorf mezozóos kőzetei világos csillám b_0 rácsparamétereinek kumulatív eloszlási görbéje, összehasonlítva a Bükkium b_0 eloszlásaival
49. ábra: Az illit 'kristályosság' (IC), a nyomásjelzésre alkalmas b_0 rácsparaméter, a Conodonta színváltozási index (CAI) és a karbonát

szövet változásai az Aggtelek-Rudabányai-hegység és északi környezete idealizált tektonikai szelvényében
50. ábra: A Hídvégardó-3 jelű mélyfúrás földtani és metamorf kőzettani szelvénye
51. ábra: Magyarország tektonikai térképvázlata Kovács (1984) szerint, az Igali egység vizsgált területének feltüntetésével
52. ábra: Az Igali egység aljzatának tektonikai térképvázlata Bardócz (1983-1986) nyomán, a vizsgált mélyfúrások valamint a metamorf kőzettani eredmények feltüntetésével
53. ábra: Magyarország tektonikai térképvázlata Kovács (1984) szerint, a Barcs-Ny-i terület feltüntetésével
54. ábra: A Barcs-Ny-i terület aljzatát feltáró néhány jellemző mélyfúrás kőzettani szelvénye
55. ábra: A Barcs-Ny-i terület kishőmérsékletű metamorf aljzatát alkotó kőzettípusok ásványos összetétele
56. ábra: A különböző kőzettípusok és $<2\,\mu m$ szemcseméretű frakcióik illit 'kristályossági' (IC) értékeinek hisztogramjai (Barcs-Ny-i terület kishőmérsékletű metamorf aljzata)
57. ábra: Összefüggés a különböző kőzettípusok illit 'kristályosság' (IC) értékei és dolomit tartalma között, a Barcs-Ny-i terület aljzatának példáján
58. ábra: Az illit-muszkovit (fengit) b_o rácsparaméter értékeinek eloszlása a Barcs-Ny-i terület kishőmérsékletű metamorf aljzatának különböző kőzettípusaiban
59a ábra: A Dunántúl harmadidőszaknál idősebb képződményeinek földtani és metamorf kőzettani térképvázlata Fülöp et al. (1987) és Bardócz (1973-1986) nyomán, erősen egyszerűsítve
59b ábra: A Balaton-lineamens körzetében vizsgált mélyfúrások elhelyezkedése
60. ábra: Gránát porfiroblaszt összetétel zónássága: Sávoly Sáv-7.7 minta: gránátos albit-biotit-muszkovitpala
61. ábra: A Keleti-Alpok és a Pannon-medence nyugati része földtani és metamorf kőzettani kapcsolatai Mahel' et al. (1973), Niggli et al. (1973), Szádeczky-Kardoss et al. (1976) valamint Fülöp et al. (1987) nyomán, erősen egyszerűsítve
62. ábra: A Kisalföld aljzatának metamorf kőzettani jellemzői
63. ábra: A kisalföldi aljzat illit 'kristályossági' értékeinek gyakorisági eloszlásai
64. ábra: Összefüggések az illit 'kristályosság' (IC), a (relatív) doménméret (D) és a (relatív) rácsdeformáció ($\sqrt{\langle\varepsilon^2\rangle} \times 10^3$) között, a kisalföldi anchi- és epizónás összletek reprezentatív mintáinál
65. ábra: Kisalföldi metamorfitok szericit (illit-muszkovit) b_o rácsparamétereinek gyakorisági eloszlásai
66. ábra: A $<2\,\mu m$ szemcseméretű, illit-muszkovitban gazdag frakciók K-Ar izotópos kor adatainak regionális eloszlása a Kisalföld kishőmérsékletű metamorf aljzatában
67. ábra: A Duna-Tisza-köze metamorf aljzatát kialakító földtani folyamatok vázlata
68. ábra: A Kiskunhalas-ÉK-i és a Tázlári szerkezet pre-tercier aljzatának földtani és metamorf kőzettani térképe
69. ábra: A teljes kőzet minták légszáraz, dezorientált por preparátumain mért illit 'kristályosság' (IC = Kübler-index) és "élességi arány" (WI = Weaver-index) értékek korrelációja
70. ábra: Az üde és a (részlegesen) mállott gneisz - csillámpala valamint a milonit csoport mezői az IC-WI diagramon (teljes kőzet minták)
71. ábra: A progresszív és a regresszív metamorfózis valamint a kémiai mállás (+ betemetődéses diagenezis) trendjeinek elkülönülése az IC-WI diagramon (teljes kőzet minták)
72. ábra: Az IC és a WI értékek korrelációja a $<2\,\mu m$ szemcseméretű

frakciók szedimentált, légszáraz (AD) mintáinál
73. ábra: Összefüggések a <2 μm szemcseméretű frakciók légszáraz (AD), etilénglikollal (EG) valamint K-mal és Mg-mal telített mintáinak IC értékei között
74. ábra: Magyarország pre-tercier aljzatának fő tektonikai egységei Fülöp et al. (1987) nyomán, erősen egyszerűsítve
75. ábra: Pre-hercini és hercini regionális metamorfózis Magyarország fő tektonikai egységeiben
76. ábra: Alpi regionális metamorfózis Magyarország fő tektonikai egységeiben

A TÁBLÁZATOK JEGYZÉKE

I. táblázat: A félértékszélesség mérési hibái Árkai (1982a, XIV. táblázat) szerint
II. táblázat: A világos csillámok d(002) és b_o rácsparamétereinek mérési hibái Árkai (1982a, XV. táblázat) szerint
III. táblázat: Kloritok kémiai összetétele. Elektronmikroszondás elemzés, elemző: Nagy G.
IV. táblázat: Az illit és a klorit 'kristályossági' indexek lineáris regressziójának (y = ax + b) és korrelációjának (r) paraméterei
V. táblázat: Az É-walesi Cwm Pennant antiklinális agyagpala mintáiból szeparált <2 μm szemcseméretű frakciók illit és klorit 'kristályossági' indexei, az illit-muszkovit kristálytani c tengely irányú (relatív) doménméret és rácsdeformáció adatai: légszáraz (AD) minták (Va táblázat) és etilénglikollal kezelt (EG) minták (Vb táblázat)
VI. táblázat: Az Alsószalmavár Asz-1 jelű mélyfúrás metamorf kőzetmintáinak ásványos összetétele, világos csillám és klorit paraméterei valamint Fe^{3+}/Fe^{2+} arányai
VII. táblázat: Az Alsószalmavár Asz-1 jelű mélyfúrás perm időszaki vörös színű, terrigén összletéből származó, jellemző kőzetminták illit és klorit 'kristályossági' adatai és ásványos összetétele
VIII. táblázat: Az Alsószalmavár Asz-1 jelű mélyfúrásból származó, törmelékes-üledékes eredetű anchimetamorf kőzetminták kémiai összetétele (súly-%) és ion arányai (elemző: Incze A.)
IX. táblázat: Egy vörös színű metahomokkő minta (Asz-1 jelű fúrás 941,1 m) világos csillámainak kémiai összetétele (lásd még az I. fototáblát). Elemző: Nagy G.
X. táblázat: Vörös metahomokkő klorit - világos csillám aggregátumának klorit összetétele (Asz-1 jelű fúrás 941,1 m). Elemző: Nagy G.
XI. táblázat: Az ásványos összetétel, a teljes kőzet Fe^{3+}/Fe^{2+} hányadosának valamint a világos csillám és a klorit tulajdonságainak statisztikai paraméterei az Asz-1 jelű fúrás anchizónás összletében
XII. táblázat: A világos csillám és klorit tulajdonságok valamint a teljes kőzet Fe^{3+}/Fe^{2+} hányadosok lineáris regressziójának (y = ax + b) és korrelációs együtthatóinak (r) statisztikai paraméterei (Asz-1 jelű fúrás anchizónás összlete)
XIII. táblázat: A metahomokkő és az agyag-, aleuritpala vörös - lila és szürke - zöld változatainál mért világos csillám és klorit tulajdonságok és teljes kőzet Fe^{3+}/Fe^{2+} hányadosok statisztikai paramétereinek összehasonlítása (Asz-1 jelű fúrás anchizónás összlete)
XIV. táblázat: A diszperz, szénült szerves anyag reflexióképesség értékei az Asz-1 jelű fúrás mintáiban (a méréseket Lantai Cs. végezte)
XV. táblázat: A Szalatnak-3 és -4 jelű mélyfúrásból származó kőzetminták és <2 μm szemcseméretű frakcióik ásványos összetétele, a 10 Å-ös filloszilikátok és a klorit paraméterei (röntgendiffraktométeres eredmények)
XVI. táblázat: Metahomokkő 10 Å-ös filloszilikátjainak kémiai összetétele (Szalatnak-3 jelű fúrás 141,9 m). Elemző: Nagy G.
XVII. táblázat: Törmelékes-üledékes eredetű metamorfit filloszilikátjainak kémiai összetétele (Szalatnak-3. jelű fúrás 170,2 m: sávos metahomokkő / agyag-, aleuritpala). Elemző: Nagy G.
XVIII. táblázat: Törmelékes-üledékes eredetű metamorfit filloszilikátjainak kémiai összetétele (Szalatnak-3 jelű fúrás 172,7 m: metahomokkő). Elemző: Nagy G.
XIX. táblázat: Filloszilikátok kémiai összetétele (Szalatnak-3 jelű fúrás 353,0 m: metahomokkő lencsés agyag-, aleuritpala). Elemző: Nagy G.

XX. táblázat: Törmelékes-üledékes eredetű metamorfitok plagioklászainak kémiai összetétele (Szalatnak-3 jelű fúrás). Elemző: Nagy G.
XXI. táblázat: Huminit típusú diszperz, szénült szerves anyag reflexióképesség és bireflexió értékei (Szalatnak-3 és -4 jelű fúrás törmelékes-üledékes eredetű metamorfitjai). Lantai Cs. mérései
XXII. táblázat: Törmelékes-üledékes eredetű metamorfitok K-csillámokban (biotit> muszkovit) gazdag, <2 μm szemcseméretű frakcióinak K-Ar izotópos kor adatai (Szalatnak-3 és -4 jelű fúrás). A méréseket és számításokat Balogh Kad. végezte
XXIII. táblázat: A Bükkium komplex izotópgeokronológiai (fission track, K-Ar) és metamorf kőzettani vizsgálatokra felhasznált mintáinak jegyzéke és kor adatai
XXIVa táblázat: A Bükkium izotópgeokronológiai vizsgálatokra felhasznált teljes kőzet mintáinak ásványos összetétele és illit-muszkovit paraméterei
XXIVb táblázat: A K-Ar izotópgeokronológiai vizsgálatokhoz és a metamorf zóna meghatározásához felhasznált <2 μm szemcseméretű frakciók ásványos összetétele és illit-muszkovit paraméterei. Néhány, kiegészítő jellegű IC és b_o adat a 0,6-2 μm és a <0,6 μm szemcseméretű frakciókról
XXV. táblázat: A Bükkium kőzetmintáinak XXIVb táblázatban megadott frakcióin Balogh Kad. et al. (1990, 1991) által meghatározott K-Ar izotópos adatok
XXVI. táblázat: A Bükkium paleozóos és mezozóos formációinak apatit és cirkon fission track (FT) kor adatai. Dunkl I. meghatározásai
XXVII. táblázat: A Bükkium fő egységeiből vizsgált minták izotópgeokronológiai adatainak és illit 'kristályossági' értékeinek statisztikai paraméterei
XXVIII. táblázat: Az Aggtelek-Rudabányai-hegységből és északi környezetéből származó kőzetminták és ezek <2 μm szemcseméretű frakciói diagenezis - metamorf fok jelző illit-muszkovit paraméterei (Árkai szerint) és a Conodonták színváltozási indexei (CAI), deformációja, átkristályosodása és a karbonátok szöveti jellemzői (Kovács szerint)
XXIX. táblázat: Az Aggtelek-Rudabányai-hegység mezozóos kőzeteinek vitrinit reflexióképesség értékei (Horváth Z.A. mérései)
XXXa táblázat: Glaukofán kémiai összetétele és az elemi cella kation számai a Rozsnyói tektonikai zóna környezetéből (Medžev falu, Csehszlovákia) származó glaukofánpalában (Cs-III/14. sz. minta). Elemző: Dobosi G.
XXXb táblázat: A XXXa táblázat amfibol elemzéseinek átszámítása 23 (O)-t tartalmazó elemi cellára Rock (1987) illetve Droop (1987) módszerével
XXXI. táblázat: Az Igali egység aljzatából metamorf kőzettani vizsgálatokra kiválasztott minták jegyzéke
XXXII. táblázat: Az Igali egység aljzatát alkotó kőzetek ásványos összetétele (röntgendiffraktométeres adatok)
XXXIII. táblázat: Az illit-muszkovit 'kristályossági' és b_o paraméterei (Igali egység)
XXXIV. táblázat: Szénkőzettani jellemzés és vitrinit reflexióképesség értékek az Igali egység aljzatáról (Lantai Cs. mérései)
XXXV. táblázat: Az Igali egység aljzatából származó karbonátos kőzetek koegzisztens kalcit és dolomit ásványainak átlagos kémiai összetételei (EDX elektronmikroszondás elemzések, elemző: Fórizs I.)
XXXVI. táblázat: Az Igali egység aljzatát alkotó karbonátos kőzetek metamorf hőmérsékletei (°C) a különböző karbonát geotermométerekkel végzett számítások szerint
XXXVII. táblázat: A Barcs-Ny-i terület (Dráva-medence) kishőmérsékletű

metamorf kőzeteinek félkvantitatív ásványos összetétele (röntgendiffraktométeres adatok súly-%-ban)
XXXVIII. táblázat: Dolomit-ankerit kémiai összetétele és az elemi cella kation tartalma. Metaaleurit sávos fillit (Barcs-Ny-2.8 magminta) elektronmikroszondás elemzésének eredményei. Elemzők: Nagy G. és Dobosi G.
XXXIX. táblázat: Az illit-muszkovit metamorf zóna- és nyomásjelző paraméterei (röntgendiffraktométeres adatok a Barcs-Ny-i terület kishőmérsékletű metamorfitjairól)
XL. táblázat: A világos K-csillám kémiai összetétele (súly-%-ban) és az elemi cella kation számai (Barcs-Ny-2.8 magminta: metaaleurit sávos fillit). Elektronmikroszondás elemzések. Elemző: Nagy G.
XLI. táblázat: A Barcs-Ny-i terület metamorf aljzatát alkotó kőzetek és $< 2\ \mu m$ szemcseméretű, világos K-csillámban gazdag frakcióik K-Ar és Rb-Sr izotópgeokronológiai adatai Balogh Kad. et al. (1990) szerint
XLII. táblázat: A Balaton-lineamens északi környezetéből vizsgált mélyfúrási magminták jegyzéke, kőzettípusai, az illit-muszkovit és a diszperz, szénült szerves anyag jellemzői (a vitrinit reflexióképesség méréseket Horváth Z.A. végezte)
XLIII. táblázat: Az Alsóörsi Aleurolitpala formáció és a Balatonfőkajári Kvarcfillit formáció alapfeltárásainak összehasonlítási céllal vizsgált kőzettípusai és ezek illit-muszkovit paraméterei
XLIV. táblázat: Kontakt metamorf gránátszirt andraditjának és hematitjának kémiai összetétele (Ortaháza Or-K-2 jelű mélyfúrás 10. sz. magminta). Elemző: Nagy G.
XLV. táblázat: A kisalföldi metamorfitok diszperz, szénült szerves anyagának jellemzői Horváth Z.A. szerint
XLVI. táblázat: A kisalföldi metamorf aljzat illit 'kristályossági' és b_o rácsparaméter értékei
XLVII. táblázat: A Kisalföld metamorf aljzatából K-Ar izotópgeokronológiai vizsgálatra kiválasztott minták jegyzéke
XLVIII. táblázat: A kisalföldi aljzat izotópgeokronológiai vizsgálatra kiválasztott teljes kőzet mintáinak ásványos összetétele, illit 'kristályosság', b_o rácsparaméter és vitrinit reflexióképesség adatai
XLIX. táblázat: A kisalföldi metamorf aljzatot alkotó kőzetek $<2\ \mu m$ szemcseméretű frakcióinak ásványos összetétele, illit 'kristályossági' indexei és K-Ar izotópos kor adatai (a K-Ar izotópos méréseket Balogh Kad. végezte). Az anchizóna határai a Kübler-féle beosztásnak felelnek meg
L. táblázat: Az Alsóörsi Aleurolitpala formációból származó kőzetek illit-muszkovitban gazdag, $< 2\ \mu m$ szemcseméretű frakcióinak K-Ar izotópos kor adatai Balogh Kad. et al. (1990) nyomán

1. BEVEZETÉS, ELŐZMÉNYEK

A földkéreg kőzettéválás és kőzetátalakulás közötti, körülbelül 150-350°C hőmérsékletű részének jelenségeit, folyamatait, és ezek termékeit vizsgáló irányzat a metamorf kőzettan viszonylag új, jelenleg dinamikusan, sokoldalúan fejlődő ága. A metamorf ásványegyüttesek, reakciók, kőzetszöveti, -szerkezeti jellegek tanulmányozásán alapuló "klasszikus" metamorf kőzettan, valamint az agyagásványtan, a szénkőzettan, szedimentológia és a paleontológia egyes módszereinek komplex alkalmazása tette lehetővé a kishőmérsékletű (~ nagyon kisfokú ~ kezdeti) regionális metamorfózis egzakt értelmezését.

A kishőmérsékletű metamorfózist - a diagenezishez hasonlóan - a könnyenillók jelentős mennyiségeinek felszabadulása, migrációja jellemzi. Ez a fluidum migráció jelentős szerepet játszik egyes ásványi nyersanyag lelőhelyek képződésében, mobilizációjában. Így a kezdeti metamorfózis vizsgálata egyes földtani képződmények nyersanyag prognózisához is hozzájárulhat. A kezdeti metamorfózis idő- és térbeli változásaiból a viszonylag kevéssé erodálódott területek (esetünkben a Pannon-medence és környezete) fiatal orogénjeinek fejlődéstörténetéhez kaphatunk fontos adatokat.

A kishőmérsékletű regionális metamorfózis témaköréből készült kandidátusi értekezésem (Árkai, 1982a) részletesen tárgyalta a diagenezis és a "valódi" metamorfózis közötti határterület elméleti kérdéseit, az átmeneti terület sajátosságaiból adódó módszertani problémákat, a különböző kőzettípusok más-más paramétereken alapuló metamorf fok meghatározási rendszereinek korrelációs lehetőségeit. Az értekezés ezirányú megállapításai, eredményei többségükben ma is helytállónak tekinthetők. A kezdeti metamorfózis vizsgálati módszereit a Bükk, az Upponyi- és a Szendrői-hegység paleozóos és mezozóos formációira alkalmaztam.

A nyolcvanas években, kandidátusi értekezésem lezárása utáni időszakban a kishőmérsékletű metamorfózis kutatását sokirányú intenziv és extenziv fejlődés jellemezte. E közel egy évtized alatt számos összefoglaló mű született. Kisch (1983), majd Frey szerkesztésében többen (Frey, 1987; Kisch és Frey, 1987; Liou et al., 1987; Teichmüller, 1987; Mullis, 1987; Hunziker, 1987 és Kisch, 1987) a jelen értekezés megengedett terjedelmét messze meghaladó részletességgel

adtak korszerű értékelést a kishőmérsékletű metamorfózis elvi és módszertani kérdéseiről.

Jelen szerző vezetésével tevékenykedik az IUGS "Subcommission on Systematics of Metamorphic Rocks" keretében a "Very low-grade metamorphic rocks" témakörű munkacsoport, amelynek fő feladata egységes rendszertan és nevezéktan kidolgozása és elfogadtatása a diagenezis és a metamorfózis közötti határterület jelenségeiről, folyamatairól és kőzettípusairól.

1989-ben kezdte meg működését az IGCP 294. sz. tervezete ("Very low-grade metamorphism"), amely a kezdeti metamorfózis kutatásainak ösztönzését, nemzetközi koordinálását tűzte ki célul, és amely eddig elsősorban a filloszilikátok, és a metabázitok értékelésére, valamint a kezdeti metamorfózis és a geotektonikai rendszerek összefüggéseinek vizsgálatára összpontosított.

Mindezek alapján részben ismétlésnek, részben idő előtti, korai összefoglalásnak, tehát elkerülendőnek tűnik a kishőmérsékletű metamorfózis elvi és módszertani kérdéseinek ismételt, rendszeres, teljességre törekvő (monografikus jellegű) tárgyalása.

A jelen értekezés célja a hasonló témakörű kandidátusi dolgozatom lezárása után született módszertani és regionális jellegű eredmények egységes szemléletű összefoglalása. Ezen belül feladatnak tekintettem a kezdeti metamorfózis fokozatának meghatározására szolgáló módszertár bővítését, a már korábban is használt módszerek alkalmazási lehetőségeinek, korlátainak felderítését, a metamorf fok jelző paraméterek korrelációjának továbbfejlesztését. Célul tűztem ki továbbá Magyarország nagyszerkezeti egységei kezdeti metamorf jelenségeinek meghatározását illetve összefoglaló - összehasonlító értelmezését saját, rendszeres regionális kutatásaim és a rendelkezésre álló szakirodalmi adatok alapján.

2. KUTATÁSI MÓDSZEREK

Vizsgálataim során a nemzetközi szakirodalom által a kezdeti metamorfózis egzakt kutatási módszereiként általánosan elfogadott eljárások többségét alkalmaztam, egyeseket közülük (elsősorban a filloszilikátok 'kristályossági' módszereit) továbbfejlesztettem. A felhasznált módszerek voltak:

- a mikroszerkezeti, kőzetszöveti megfigyelések;
- az ásványegyüttesek (agyagásvány asszociációk, ásványfáciesek, zónák, izográdok) meghatározása;
- a filloszilikátok 'kristályossági' indexeinek mérése;
- a filloszilikátok krisztallit (domén) méretének és rácsdeformációjának számítása;
- a világos csillám b_o rácsparaméterének mérésén alapuló geobarometriai módszer alkalmazása;
- a szénülésfok (vitrinit reflexióképesség, antracit - metaantracit - grafit szerkezeti rendezettség) meghatározása;
- karbonát geotermometria (a koegzisztens kalcit és dolomit elem megoszlási arányainak változásán alapuló hőmérők) alkalmazása;
- a kishőmérsékletű metamorf képződmények geokronológiája az akcesszórikus ásványok (cirkon, apatit) atommag hasadási nyom ("fission track", továbbiakban FT), valamint a teljes kőzet és különböző frakció minták Rb-Sr és K-Ar izotópos eredményeinek felhasználásával.

Az eredmények várható értelmezési nehézségei miatt ezideig nem került sor a fluidum zárványok termobarometriai alkalmazására. A repedéseket kitöltő ásványok (elsősorban kvarc) zárványain mért hőmérsékleti és nyomás értékek genetikai értékelése bizonytalan. Korábban (Mullis, 1979) a metamorfózis fizikai körülményeinek maximumát követő szakasz(ok) fizikai paramétereiként: tehát a metamorfózis lehetséges minimális P/T értékeiként, később és újabban (Frey et al., 1980a,b; Frey, 1986; Mullis, 1987) - a repedéskitöltő kvarc korai zárványait alapul véve - a metamorfózis maximális P/T körülményeinek jelzőiként minősítették a fluidum zárványokból meghatározott értékeket.

További lehetőségek vannak a stabilis izotópok geotermometriai és kőzet-, fluidum-genetikai alkalmazásában. E téren eddig csupán kezdeti probálkozásaink vannak (Pamić et al., 1991).

A makroszkópos és a transzmissziós polarizációs fénymikroszkópos megfigyelések egyik fő célja a kőzettípus, makro- és mikroszerkezeti, kőzetszöveti jellegek értékelése. Ezekből az adatokból - különösen a pelit és pszammit eredetű kőzetek, ritkábban a karbonátos kőzetek és bizonyos metavulkanitok esetében is - fontos (kvalitatív) információk szerezhetők az átalakulás jellegéről (tektonikai típusáról) és intenzitásáról (fokáról). Mikroszkópi megfigyeléseim másik feladata az üledékes eredetű kőzetek esetében az "átöröklött" törmelékes ásványok (elsősorban a világos csillám) detektálása és elkülönítése az új képződésű (diagenetikus-metamorf) ásványoktól. Metavulkanitok esetében a "másodlagos" ásványok eloszlásából, egymáshoz és a primér magmás ásványokhoz való viszonyukból vonhatók le genetikai következtetések.

A ráeső fényben végzett mikroszkópos megfigyelések fő célja az üledékes eredetű kőzetek diszperz szénült növényi maradványai "érettségi fokának", a vitrinit átlagos (véletlenszerű), maximális és minimális reflexióképesség értékeinek (R(random), R(max), R(min)) és ezekből a bireflexió (ΔR = R(max) - R(min)) értékeinek számítása volt. A méréseket dr. Horváth Zoltán András és dr. Lantai Csaba (MTA GKL) végezte átalakított Reichert Zetopan Pol mikroszkóppal, RCA R268 A fotoelektronsokszorozóval, Statron TG 2003 típusú nagyfeszültségű stabilizátorral stabilizált 940 V meghajtófeszültségű egyenárammal. Egyéb műszer és mérési paraméterek:

objektiv: Leitz 215/0 Fl Oel 60:1, A = 0,95;

immerziós olaj: Cargill Type A, n(23°C,e) = 1,518;

megvilágítás: stabilizált 6 V, 5 A egyenáram;

a mérési pont átmérője: 5,5 μm;

színszűrő: Melles Griot féminterferenciaszűrő, λ=546,1 nm, T=71%;

reflexiós sztenderdek: a Bituminous Coal Research Inc. által kibocsájtott hattagú üvegprizma sorozat.

A reflexióértékek számítását és az adatok statisztikus kiértékelését PTK-1096 típusú programmozható kalkulátorral, majd a mérőmikroszkóppal egybeépített Commodore-64 típusú mikroszámítógépes rendszerrel végezték.

A vitrinit reflexióképesség mérések egy részét (Szalatnak, Mecsek hegység) dr. Lantai Csaba az Aacheni Műszaki Főiskola Kőszén- és Kőolajgenetikai Tanszékén végezte ZEISS mérőmikroszkópon, EPI 40x olajimmerziós objektívvel, 0,88 % reflexióképességű ittrium-aluminium gránát sztenderd felhasználásával.

A metamorf kőzetalkotó ásványok kémiai összetételét dr. Nagy Géza és Fórizs István (MTA GKL) határozta meg JEOL JXCA-733 Superprobe típusú elektronmikroszondával. A kvantitatív analiziseket általában hullámhossz felbontású spektrométeres módszerrel végezték, 15 kV gyorsítófeszültséget alkalmazva. A méréseket a dr. Nagy Géza által írt számítógép programmal, a korrekciószámítást a JEOL cég ZAF programjával végezték. Nagy illótartalmú ásványok (elsősorban a karbonátok) analizisénél energia felbontású spektrométeres (EDX) módszert alkalmaztak. Mérési körülmények: 15 kV, 2,8 nA, 10 μm-es elektron sugárnyaláb átmérő, 40 s mérési idő. Kalcit esetében az egyes alkotókra az alábbi határokat adták meg:

	1σ	3σ
$MgCO_3$	0,17	0,50
$FeCO_3$	0,10	0,30
$MnCO_3$	0,10	0,30

Ha a kapott érték (súly %-ban) $\geq 1\sigma$, akkor annak a valószínűsége, hogy valódi koncentrációt (csúcsot) mérünk, 60 %, a háttér ingadozás mérésének valószínűsége 30 %. 3σ-val egyenlő, vagy annál nagyobb értékek esetében a fenti megfelelő valószínűségek: 99,8 illetve 0,2 %. A lehetséges egyéb hibaforrásokat is figyelembe véve a mérések hozzávetőleges hibája $\pm 3\sigma$.

A karbonát elemzéseknél a Smithsonian Institution (Washington) "calcite-136321" sztenderdjét a Ca, "dolomite-10057" sztenderdjét a Mg és a "siderite-R2460" sztenderdjét a Mn és a Fe koncentrációinak meghatározására használtuk fel (a sztenderdekről bővebb információ Jarosewich és Macintyre (1983) munkájában található).

A koegzisztens karbonátásványok elem megoszlási arányaiból Bickle és Powell (1977), Powell et al. (1984) valamint Anowitz és Essene (1987) geotermométereivel számoltam a metamorfózis hőmérséklet értékeit.

A teljes kőzet minták főkomponens kémiai elemzéseit Incze Attila (MTA GKL) végezte. A litium-metaborátos feltárás után az SiO_2-t gravimetriai illetve spektrofotometriai, a TiO_2-t, P_2O_5-t spektrofotometriai, az FeO-t permanganometriás titrálásos, a többi komponens mennyiségeit lángtechnikájú atomabszorpciós

spektrofotometriai módszerrel, Perkin-Elmer 5000 típusú készülékkel határozta meg. A CO_2-t gáz-volumetriásan mérte, a $-H_2O$ és a $+H_2O$ mennyiségeit a szárítási - izzítási súlyveszteségekből és a CO_2 adatokból számította.

Röntgendiffraktométeres vizsgálataim feladatai voltak:

- a kőzetek és különböző (3 % HCl-es oldási maradék, <2 µm-es szemcseméretű) frakcióik minőségi és félkvantitatív ásványos összetételének meghatározása;
- az illit-muszkovit és esetenként a kaolinit és a klorit 'kristályossági' indexeinek, egyes rácsparamétereinek mérése és
- a diszperz szénült szervesanyag szerkezeti állapotának jellemzése voltak.

A mintaelőkészítés és a módszerek részletes leírását, hiba-elemzését kandidátusi értekezésem tartalmazza (Árkai, 1982a, pp. 65-73, 36-37. ábra, XII-XIII. táblázat), itt csupán röviden utalok az egyes eljárásokra.

A sztenderdizált mintaelőkészítés során pofás törőben darabos, majd Fritsch-Pulverisette-2 típusú malomban azonos (3 min) őrlési idővel durva por mintákat állítottam elő. Korábbi kísérleteim (Árkai, 1982a) szerint e rövid időtartamú porítás nem befolyásolta a kis (~<20 µm) szemcseméretű frakciók mennyiségét és a frakciókban található illit-muszkovit 'kristályossági' mutatóit. A végső dezaggregálást ülepítő hengerben, desztillált vizes szuszpenzióban, ismételt rázással értem el. A karbonátos mintákat 3%-os hideg HCl-es vizes oldattal kezeltem, mérve az oldási maradék (OM = 100 - karbonátásvány (kalcit, dolomit, ankerit)) mennyiségét is. Kübler (1975) eljárását követve a <2 µm szemcseméretű frakció mintákat teljes kőzet vagy oldási maradék durva porminták vizes szuszpenzióiból ülepítő hengerben különítettem el, az anyagot üveglapra szedimentálva vagy nagyobb mennyiségben felfogva és beszárítva. Az üveglapra történt szedimentációval u.n. vékony, erősen orientált preparátumokat kaptam. Az üveglapon beszárított minta mennyisége 1-3 mg/cm^2 között változott, ami - 2,6 g/cm^3 fajsúlyt feltételezve 4-10 µm rétegvastagságnak felel meg. Ez a fajlagos mintamennyiség optimálisnak tekinthető a 'kristályossági' indexek mérése szempontjából (Árkai, 1982a, p. 69 és 37. ábra, valamint Kisch, 1991).

A <0,6 µm szemcseméretű frakciót (és következésképpen a 0,6-2,0 µm szemcseméretű frakciót is) Kübler (1975) számításait is

figyelembe véve centrifugálással különítettem el.

A filloszilikátok röntgendiffraktométeres vizsgálatánál

- légszáraz,

- etilénglikollal telített (Frey eljárása szerint etilénglikollal telített atmoszférában 80°C hőmérsékleten, 4 órán át tartott),

- Kisch (1980a) leírása szerint káliummal (0,5 N KCl) és magnéziummal (1 N $MgCl_2$) telített, valamint

-különböző (105, 200, 300, 400 és 490°C) hőmérsékleteken 4 órán át kezelt preparátumokat alkalmaztam.

A diszperz szervesanyag-koncentrátumok előállításához Landis (1971) Kisch (1980) által módosított módszerét követtem (kőzetek 3%-os oldási maradékainak forralása általában 1 órán keresztül, koncentrált HCl+HF 1:1 arányú elegyében). A kezelések során keletkező ralstonit (komplex Ca-Mg-fluorid) kiválását savas $AlCl_3$ oldatban való főzéssel akadályoztam meg (Grew, 1974).

A röntgendiffraktométeres felvételek az MTA GKL Philips PW-1730 típusú röntgendiffraktométerén készültek. A felvételi körülmények: CuK_α sugárzás, 45kV/35mA, proporcionális számláló, grafit monokromátor, 1°-os divergencia és detektor rések, 2°/min, illetve bizonyos tartományokban 1/2°/min goniométer sebesség, 2 s időállandó és 2 cm/min regisztráló papír sebesség.

A kőzetek minőségi ásványos összetételének meghatározását az ICPDS rendszerrel, a félkvantitatív ásványos összetétel számítását a Náray-Szabó és Péterné (1964, 1967) féle direkt módszer Bárdossy (1966, 1968) által továbbfejlesztett változatával végeztem (ez utóbbi számítások egy része Tóth Mária (MTA GKL) munkája).

Az illit 'kristályosság' (= IC = Kübler-index = LS = largeur de Scherrer) mérését a teljes kőzet és az oldási maradék porminták dezorientált preparátumain, valamint a <2 µm szemcseméretű frakciók erősen orientált (szedimentált) preparátumain végeztem, az utóbbi esetben Kübler (1968, 1975) módszerét követve. Az IC az illit-muszkovit első, 10 Å-ös bázisreflexiójának félértékszélessége 2θ fokokban kifejezve. Értéke a hőmérséklet (~metamorf fok) növekedésével csökken. A félértékszélességek és különbségeik kőzetgenetikai értékelésének megbízhatóságát bizonyítandó korábban elvégeztem a különböző hibaforrások statisztikai értékelését (Árkai, 1982a, XIV. táblázat). A jelen értekezés önálló felhasználásának biztosítása céljából e korábbi táblázatot ismételten közlöm (I. táblázat).

A félértékszélesség változásában - sztenderdizált műszeres

körülmények között - számos ásványtani tényező játszik szerepet. Ezek hatásai a röntgensugárzást koherensen szóró domének (krisztallitok) c-tengely irányú méreteiben és a rácsdeformációban összegződnek (Árkai, 1982a; Árkai és Tóth, 1983, 1985). Az illit-muszkovit bázisreflexiójának félértékszélessége (IC) valamint a kristálytani c-tengely irányú domén (krisztallit) méret közötti negativ korrelációt a röntgendiffraktométeres reflexiók Warren-Averbach analizisével, az instrumentális vonalszélesedést is korrekcióba vevő, a Scherrer-egyenletet felhasználó doménméret számítással, és a minták transzmissziós elektronmikroszkópos (TEM) felvételeinek statisztikai kiértékelésével Eberl et al. (1987, 1990), Eberl és Środoń (1988), valamint Merriman et al. (1990) is kimutatták. A krisztallitok növekedése és a duzzadóképesség (a rétegközi tér kémiai összetétele) között erős összefüggést találtak, a röntgendiffrakciós vonalszélesedési jelenséget a krisztallitok közötti diffrakciós effektusokkal, magát a krisztallitok növekedését az Ostwald-féle "érési" (oldódásos - kristályosodási) elmélettel magyarázták.

A jelen értekezésben felhasznált domén (krisztallit) méret és a rácsdeformáció adatokat Tóth Mária (MTA GKL) számolta a Wilson (1963) által e célra javasolt variancia módszerrel (a módszerről és korábbi alkalmazásairól bővebbet lásd Tóth (1979), Árkai és Tóth (1983, 1985) munkáiban).

Az illit 'kristályosság' másik mérőszáma, a Weber-index vagy relativ félértékszélesség (Hb_{rel}) az illit-muszkovit 10 Å-ös bázisreflexiójának félértékszélességét viszonyítja a kvarc (100) reflexiójának félértékszélességéhez:

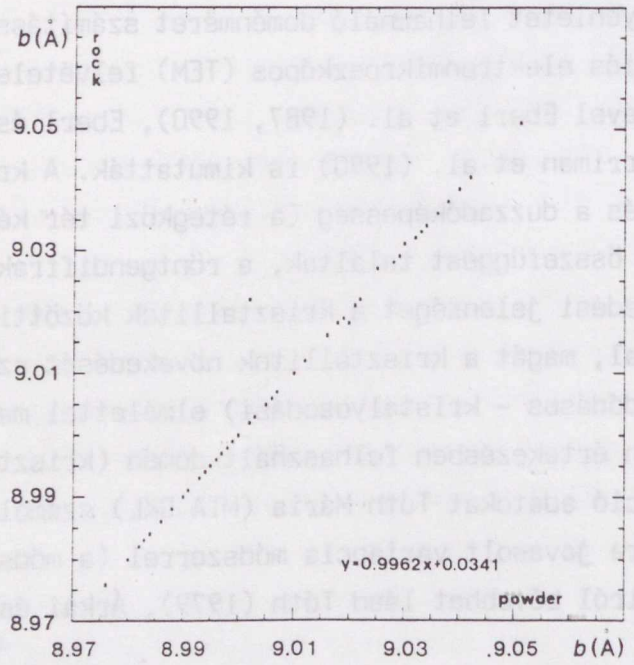
Hb_{rel} = (Hb(001),illit/Hb(100),kvarc) x 100,

ahol Hb - félértékszélesség mm-ben kifejezve (Weber,1972a). Vizsgálataimnál a mintákban általában jelen lévő kvarcot használtam fel "belső sztenderd"-ként (lásd Árkai, 1982a, p. 68).

Összetett fejlődéstörténetű metamorfitok genetikai értékelésénél hasznosnak bizonyult az illit 'kristályosság' első, Weaver (1960) által javasolt mérőszámának (WI = Weaver-index = "élességi arány" = "sharpness ratio") alkalmazása is. A WI az illit-muszkovit első bázisreflexiójának maximumánál (~10 Å) és ettől 0,5 Å távolságra, ~10,5 Å-nél mért magasságok (~intenzitások) arányát fejezi ki:

WI = I(10 Å)/I(10,5 Å).

Az IC-vel ellentétben a WI a metamorf fok (~hőmérséklet) növekedésével



1. ábra: Palásságra merőleges kőzet-lemezeken (ordináta: Padovai Egyetem Ásványtani és Kőzettani Intézete) és teljes kőzet minták dezorientált por preparátumain (abszcissza: MTA GKL, Budapest) meghatározott világos csillám b_o értékek összehasonlítása. Keleti-Alpok dél-alpi paleozóos aljzata, Pustertal, Ausztria és Olaszország (Árkai et al., 1991 nyomán)

nő.

A regionális metamorfózis nyomásviszonyainak meghatározásához (kvalitativ - félkvantitativ becsléséhez) a világos csillám b_o-geobarometriai módszert használtam fel (Sassi, 1972, 1987; Sassi és Scolari, 1974; Guidotti és Sassi, 1976; 1986).

A világos csillám d((060)≫(331)) és d(002) rácsparamétereinek meghatározását a teljes kőzet és oldási maradék minták dezorientált porpreparátumain végeztem, a kőzetben jelen lévő kvarc, mint "belső sztenderd" (100) és (211) reflexióihoz viszonyított korrekciókkal. Ha a preparátum nem tartalmazott átfedő reflexiójú egyéb fázisokat, a d(002) rácsparamétert az illit-muszkovit (00,10) reflexiójából kisebb hibával számolhattam: d(002) = 5 x d(00,10). A b_o értéket a $b_o = 6 \times d(060,33\bar{1})$ képlettel számoltam (bővebben lásd Árkai, 1982a, p. 72). A rácsparaméterek mérési hibáinak statisztikai elemzését Árkai (1982a, XV. táblázat) nyomán a II. táblázat tartalmazza.

Az említett szerzők a világos csillám b_o rácsparaméterének meghatározásához a palásságra (foliációra) merőlegesen kivágott kőzetlemez preparátumok használatát javasolják. A korrekcióhoz szintén a kőzet kvarctartalmát, illetve újabban, a kőzetlemezen fogorvosi fúróval kiképzett kis lyukba helyezett fém szilicium por "külső" sztenderdet alkalmaznak. A Padovai Egyetem Ásványtani és Kőzettani Intézetében illetve az MTA GKL-ben a dél-alpi aljzat mintáin végzett b_o méréseket összehasonlítva (1. ábra) kitűnik, hogy a fenti két, különböző mintaelőkészítési és kalibrációs módszerrel a mérési hibán belül azonos eredmények kaphatók, tehát a dezorientált porminták b_o adatai is felhasználhatók kőzetgenetikai célokra (Árkai et al., 1991). A 66 adatpárra a legkisebb négyzetek módszerével illesztett egyenes egyenlete: y = 0,9962x + 0,0341 (a korrelációs együttható, r = 0,99).

A módszer geobarometriai alkalmazását Padan et al. (1982) nyomán az anchizóna nagy- és közepes hőmérsékletű részeire is kiterjesztettem.

Az agyagásványok és a karbonátásványok meghatározásánál - kiegészítő jelleggel - derivatográfos (MOM Derivatograph 1000) és infravörös abszorpciós spektroszkópiai felvételeket is felhasználtam (a felvételeket Marót Péterné és Milassinné Vámos Judit (MTA GKL) készítette). Az infravörös abszorpciós spektrumot 400-4000 cm^{-1} tartományban Pye-Unicam SP 1000 típusú spektrofotométerrel vették fel, 1 mg vizsgálandó anyagot tartalmazó 250 mg tömegű KBr préselt pasztillákat alkalmazva.

A tektonometamorf fejlődéstörténet rekonstrukciójához izotópgeokronológiai mérések eredményeit is felhasználtam.

A járulékos apatit és cirkon fission track (FT) kor értékeit dr. Dunkl István (MTA GKL) határozta meg, a módszer leírását illetően lásd Dunkl (1990) kandidátusi értekezését.

Az általam gyüjtött és ásvány-kőzettani módszerekkel vizsgált, különböző szemcseméretű frakciókra bontott kőzetminták K-Ar illetve Rb-Sr izotópos kormeghatározását dr. Balogh Kadosa, Árváné dr. Sós Erzsébet és dr. Pécskay Zoltán illetve dr. Kovách Ádám és dr. Svingor Éva (MTA Atommag Kutató Intézete, Debrecen) végezte. E mérések módszertanával Balogh Kad. (in Árkai és Balogh Kad., 1989), Balogh Kad. et al. (1990) valamint Kovách és Svingor (1990) munkái foglalkoznak kimerítő részletességgel. A jelen értekezés 5. részében csupán a petrogenetikai értelmezés szempontjából fontos vonatkozásokra térek ki.

3. A KISHŐMÉRSÉKLETŰ METAMORFÓZIS FOKOZAT, FÁCIES, ZÓNA BEOSZTÁSAI, ÉS EZEK ALKALMAZÁSÁNAK GYAKORLATI KÉRDÉSEI

A kishőmérsékletű regionális metamorfózis több olyan sajátossággal rendelkezik, amelyekkel lényegesen különbözik a "valódi" (zöldpala fáciesű, vagy annál magasabb hőmérsékletű) metamorf rendszerektől (Árkai, 1982a, pp. 18-19). Ilyen sajátosságok:

(i) az u.n. kritikus (P/T jelző) ásványok, ásványegyüttesek csak meghatározott kőzet- és fluidum-kémizmus eseetén képződnek illetve stabilisak, és így a fokozatok, ásványfáciesek, izográdok nem alkalmazhatók általánosan a különböző litológiájú összletekre;

(ii) a fluidum rendszer változó (nyílt - részben nyílt - zárt) jellegű, és ennek következtében a $P(f) \lesssim P(l)$ viszonyok változóak, gyakori a fluidumok migrációja, kémiai összetételük változása és a metaszomatózis jelensége;

(iii) a kis diffúziós és reakció sebességek következtében a termodinamikai egyensúly gyakran nem alakul ki, vagy nem az egész kőzetben, hanem annak csak egyes részeiben ("metadomének") realizálódik (általánosak a reliktum jellegű ásványok, kőzetrészek, struktúrák);

(iv) a kiindulási kőzetek mechanikai tulajdonságainak és a metamorfózis tektonikai (deformációs) rendszerének függvényében nem szükségképpen alakul ki kitüntetett szemcse-orientáció vagy metamorf palásság (foliáció).

E sajátosságokkal magyarázható, hogy a különböző litotípusokra más-más kritériumokon alapuló rendszerek, nevezéktanok alakultak ki. Igy a bázisos - intermedier metamagmatitok és törmelékes származékaik esetében a metamorf ásványfácieseket, majd később a fokozatokat, izográdokat és reakció-izográdokat, a finom-törmelékes eredetű (pelit, márga, stb.) kőzeteknél az illit 'kristályosságon', az agyagásvány együtteseken, ritkábban a vitrinit reflexióképességen, a durva-törmelékes kőzeteknél a mikroszerkezeti, kőzetszöveti tulajdonságokon alapuló zóna-beosztásokat alkalmaztak és alkalmaznak jelenleg is.

A különböző rendszerek összevetésének igénye már viszonylag korán számos korrelációs kísérlethez vezetett (Horeva et al., 1970; Logvinenko, 1968; Dunoyer de Segonzac, 1970; Frey, 1970; Frey és Niggli, 1971; Árkai, 1973, 1982a; Kisch, 1974; Teichmüller et al., 1979; Stalder, 1979; bővebben lásd Árkai, 1982a, pp. 46-48 és VII.

táblázat).

A nyolcvanas évek második felében a kutatási eredmények robbanásszerű gyarapodásával, a korábban csak sporadikusan alkalmazott módszerek (például az illit 'kristályosság') általános elterjedésével nyilvánvalóvá vált, hogy

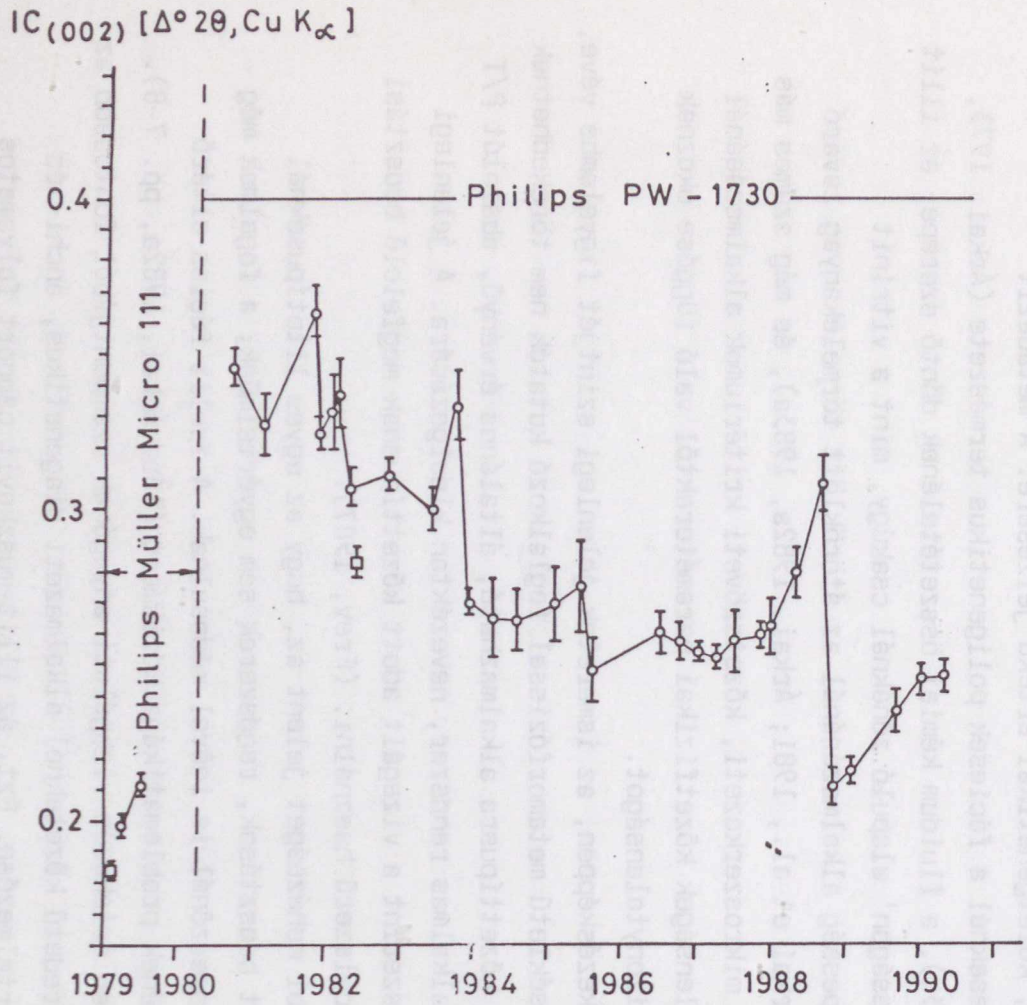
(a) a különböző litotípusok fácies, fokozat vagy zóna jelző paraméterei között nem határozható meg általános érvényű kvantitatív összefüggés (Frey et al., 1980b; Kisch, 1983, 1987), csupán durva tájékozódásra alkalmas párhuzamosítás lehetséges (Frey, 1986). Ennek fő oka abban rejlik, hogy a különböző rendszerek alapjául szolgáló változások (ásványreakciók, agyagásvány-aggradáció, szénülés, átkristályosodás, kőzetfizikai változások, stb.) ható tényezői, mechanizmusai, kinetikai sajátosságai eltérőek;

(b) a kezdeti metamorfózis tartományában egyetlen kritérium vagy paraméter sem alkalmazható önmagában a metamorfózis fokának pontos, megbízható, kőzetgenetikai értékű jelzésére. A metabázit ásványfácieseknél a fáciesek poligenetikus természete (Árkai, 1973, 1982a, 1983a), a fluidum kémiai összetételének döntő szerepe; az illit 'kristályosságon' alapuló zónáknál csakúgy, mint a vitrinit refelxióképesség alkalmazásánál az átöröklött törmelékanyag zavaró hatásai (Árkai et al., 1981; Árkai, 1982a, 1983a), és még számos más tényező; a mikroszerkezeti, kőzetszöveti kritériumok alkalmazásánál pedig a jelenségek kőzetfizikai paraméterektől való függése okoznak jelentős bizonytalanságot.

Következésképpen, az ismeretek jelenlegi szintjét figyelembe véve, a kishőmérsékletű metamorfózissal foglalkozó kutatók nem törekedhetnek valamennyi kőzettípusra alkalmazható, általános érvényű, abszolút P/T becslésre alkalmas rendszer, nevezéktan kidolgozására. A jelenlegi gyakorlat szerint a vizsgált adott kőzettípusnak megfelelő beosztási rendszert célszerű használni. (Frey, 1987).

További nehézséget jelent az, hogy az egyes litotípusoknál alkalmazott beosztások, rendszerek sem egyértelműek; a fogalmak még ugyanazon szerzőnél is idővel módosulnak. A zeolit fácies eltérő értelmezésének problematikája közismert (lásd Árkai, 1982a, pp. 7-8).

A jelen értekezés vizsgálati anyagának szempontjából fontosabb az üledékes eredetű kőzeteknél alkalmazott diagenetikus, anchi- és epizónák értelmezése. Ezt, az illit-muszkovit csoport folyamatos szerkezeti és kémiai változásán (az illit 'kristályosságon' = IC)



Legend:

Kübler's standard No. 32 with 2σ

standard No. Á-1 (Budapest) with 2σ

Instrumental conditions:

Philips Müller Micro-III. PW-1730

Cu Kα

42 kV 45 kV

32 mA 35 mA

graphite monochromator

proportional counter

divergency and detector slits: 1°

goniometer speed: 1/2° / min

time constant: 2s

chart speed

2.67 cm/min 2 cm/min

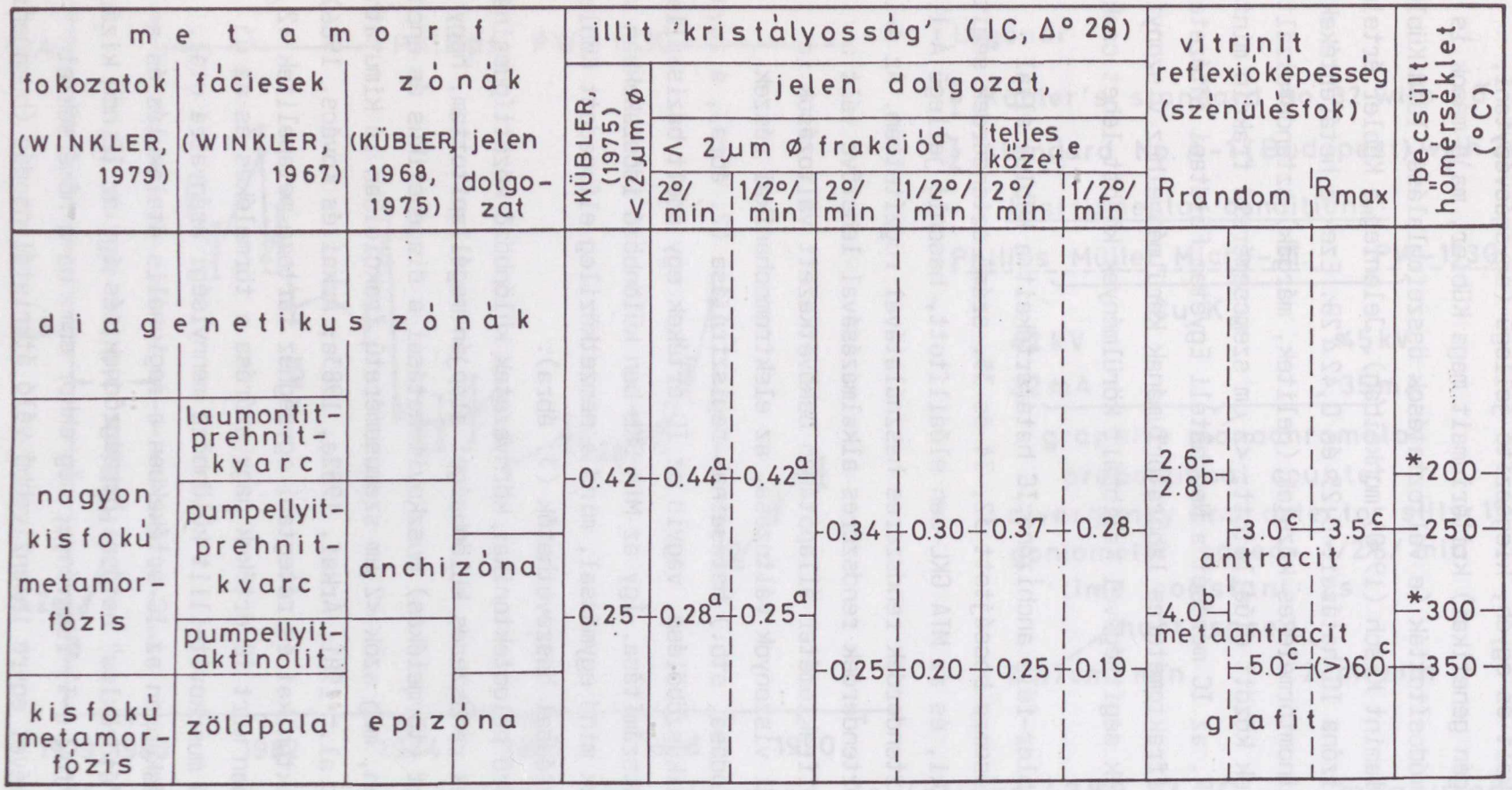
Changes of average values and standard deviations (2σ) of $IC_{(002)}$ measured on rock slabs in two different X-ray diffractometer during the last 12 years

2. ábra: Az illit-muszkovit 10 Å-ös bázisreflexió sztenderd kőzetlemezeken mért félértékszélesség átlagainak és szórásainak változásai az MTA Geokémiai Kutatólaboratóriumában, 1979 és 1990 között

alapuló zónabeosztást Kübler (1967a, 1968) javasolta. A zónák IC határértékeit és egyéb, kiegészítő jellegű (agyagásványtani, szénhidrogén genetikai) kritériumait maga Kübler, majd mások is többször módosították (e változtatások összefoglalását lásd Kübler (1990) valamint Kisch (1990) munkáiban). Jelenleg a Kübler értelmében vett anchizóna IC határai: 0,25 és 0,42 $\Delta^{\circ}2\theta$. Ezek a határértékek normál tengeri finomtörmelékes kőzetek (pelitek, márgák) sztenderdizált körülmények között előállított, <2 μm szemcseméretű frakció mintáira érvényesek, az IC mérését a Neuchâteli Egyetem Földtani Intézete röntgendiffraktométeres laboratóriumának körülményeihez viszonyított, sztenderdek segítségével kalibrált körülmények között lehet csak végezni.

A Kübler-féle anchizóna IC határértékeit a Kübler által rendelkezésemre bocsájtott 32, 34 és 35. számú sztenderdek segítségével jelöltem ki, és az MTA GKL-ben előállított, hasonló jellegű Á-1, -2, -3. sz. sztenderdek rendszeres használatával rögzítettem. Az Á-1, -2 és -3. sz. sztenderdek rendszeres alkalmazásával lehetővé vált a röntgendiffraktométer állapotában bekövetkezett változások (a geometriai viszonyok változása, az elektromechanikai részek elhasználódása, stb.) hatásainak regisztrálása (2. ábra), a zavaró hatások kiküszöbölése, vagyis az IC értékek egy adott bázis-állapotra történő átszámítása. Így az MTA GKL-ben különböző időszakokban végzett IC mérések mind egymással, mind a nemzetközileg elfogadott Kübler-féle zónabeosztással összevethetők (3. ábra).

Eltérő paleotektonikai környezetek különböző kőzettípusainál mért IC értékek rendszeres különbségei alapján megállapítottam, hogy az átöröklött (törmelékes) muszkovit hatásai a diagenetikus és anchizónás kőzetekben, még azok <2 μm szemcseméretű frakcióiban is kimutathatók (Árkai et al., 1981; Árkai, 1982a, 1983a; Árkai és Kovács, 1986). Azonos tektonikai és rétegtani egységhez tartozó metapelitek <2 μm frakcióiban mért IC értékek nagy szórása a törmelékes és az új képződésű muszkovit-illit különböző mennyiségi arányaira utal. Következésképpen az IC értékekben a regionális átalakulás és a csillám-"átöröklés" hatásai összegződnek, és így az IC nem kizárólag a metamorf fok (~T) függvénye, még akkor sem, ha a hőmérséklet növekedésével egyre intenzivebbé váló átkristályosodás (homogenizáció) a csillám-"átöröklés" zavaró effektusainak csökkenése irányában hat. Így - ha megfelelő műszeres kalibrálás után - a Kübler-féle eredeti



3. ábra: A metamorf fokozatok, fáciesek és zónák korrelációja és a jelen dolgozatban használt anchizóna jellemzése Árkai (1982a, 1983a és 1987a) nyomán. Jelölések: (a) - a Kübler által rendelkezésemre bocsátott 32, 34 és 35. sz. sztenderdek segítségével kalibrálva; (b) - Kübler (1975) valamint Kübler et al. (1979) szerint; (c) - átlagértékek Frey et al. (1980b), Teichmüller et al. (1979), Weber (1972b), Wolf (1972) és Árkai (1982a, 1983a) munkáiból; (d) - szedimentált, kitüntetett szemcse-orientációjú preparátumok; (e) - dezorientált preparátumok; * - Frey (1986) valamint Kisch (1987) nyomán, lásd a szöveget is

(0,25 és 0,42 Δ°2θ) IC értékeket alkalmazzuk az anchizóna határaiként pelites eredetű kőzetek olyan <2 µm szemcseméretű frakcióinál, amelyeknél az átöröklött és az új képződésű muszkovit-illit arányai nagyobbak, mint azokban a kőzetekben, amelyekből Kübler eredetileg meghatározta a határértékeket, akkor az így kapott anchizónánál az eredetihez viszonyítva eltolódás tételezhető fel a kisebb hőmérséklet tartomány felé. Ezt a jelenséget regisztráltuk a Bükkium és az Aggtelek-Rudabányai-hegység paleozóos és mezozóos képződményeinél. Az említett eltolódást az is jelzi, hogy a Kübler-féle anchizóna kishőmérsékletű részének megfelelő IC értékekkel rendelkező ÉK-magyarországi egyes palás agyagok, agyagpalák szingenetikus illit/szmektit rendezetlen kevertréteges szerkezetű agyagásványt és kaolinitet is tartalmaznak. Így - tapasztalataim szerint - az IC értékek önmagukban nem elégségesek petrogenetikai értelemben vett (azaz többé-kevésbé meghatározott, rögzített hőmérséklet intervallumot jelölő) metamorf zónák kimutatásához. Az anchizóna IC határainak meghatározási bizonytalanságai Teichmüller et al. (1979) munkájában is tükröződnek. Éppen ezért ezek a szerzők az anchizóna kishőmérsékletű határát az illit 'kristályosság' helyett a vitrinit reflexióképesség alapján jelölték ki. Az anchizóna határainak problematikáját Kisch (1983, 1990) összefoglaló munkái is tárgyalják. Mindezeket figyelembe véve egy olyan, komplex módszert kezdeményeztem és alkalmaztam az anchizóna meghatározásához, amelynél az IC értékek mellett még az alábbi kritériumokat is figyelembe vettem (lásd Árkai, 1982a, 1983a munkáit és a jelen dolgozat 3. ábráját):

(1) az uralkodó filloszilikátok: illit-muszkovit és klorit (lásd Dunoyer de Segonzac, 1970). K-szegény vagy -mentes környezetben jó kristályos állapotú kaolinit és/vagy dickit és ezekből képződött pirofillit is előfordulhat (Frey, 1987). Egyéb, viszonylag ritkább filloszilikátok: kevertréteges szerkezetű paragonit/fengit(muszkovit), paragonit, rectorit (Kisch, 1983; Frey, 1986; 1987). Ugyancsak ritkán előforduló diagnosztikus ásványok: a stilpnomelán és a kloritoid (Kisch, 1983).

(2) Az anchizónára az alábbi vitrinit reflexióképesség tartományok jellemzőek: R(random)≈3,0 - 5,0 %, R(max)≈3,5-6,0 %. Ezek a határértékek Weber (1972b), Wolf (1972), Teichmüller et al. (1979) és Frey et al. (1980b) megfelelő adatainak átlagai. Frey et al. (1980b) szerint például a Központi Svájci Alpok Helvéti zónájában - a

tektonikai helyzettől és a hőtörténettől függően - a Kübler-féle anchizóna IC határainak az alábbi (változó) vitrinit reflexióképesség értékek felelnek meg:

diagenezis/anchizóna határ: R(random) = 2,65 - 3,4 %,
R(max) = 3,0 - 4,0 %;

anchizóna/epizóna határ: R(random) = 5,0 - 5,5 %,
R(max) = 5,7 - 6,5 %.

A fenti értékek magasabbak Kübler (1975) valamint Kübler et al. (1979) anchizóna határokra megadott értékeinél (R(random) = 2,6-2,8 - 4,0 %) csakúgy, mint Kisch (1974) R(random) = 2,5 - ~>5,0 %, R(max) = 2,7 - ~>6,0 % vagy Kisch (1980a) R(random) = 2,3-3,1 - 3,8 %, R(max) = 3,7 -4,3 % határértékeinél. Héroux et al. (1979) illetve Robert (1975) ugyancsak kisebb értékeket kaptak a diagenezis/anchizóna határra (R(random) = 2,5-3,0 % illetve 2,4 %, lásd Kisch (1987) irodalmi áttekintését).

Az idézett, meglehetősen változó vitrinit reflexióképesség határértékekből is kitűnik, hogy az illit 'kristályosság' és a vitrinit reflexióképesség között nincs általános érvényű összefüggés, mivel e két paraméter változásait létrehozó folyamatok eltérő természetűek (lásd például Kisch (1974), Frey et al. (1980b), Frey (1986), Árkai és Kovács (1986) adatait). A lokális eltérések éppen egy-egy terület sajátos hő- és deformáció történetére hívhatják fel a figyelmet. A Kübler-féle anchizóna az USA-beli terminológiát használva nagyjából az antracit szénülési fokozattal korrelálható (lásd Kisch, 1983, 1987 és Frey, 1986 korrelációs táblázatait).

(3) Az anchizóna a metavulkanitok prehnit-pumpellyit ásványfáciesének közepes és nagyhőmérsékletű részével, valamint a pumpellyit-aktinolit és a prehnit-aktinolit fáciesekkel korrelálható (Stalder,1979; Árkai, 1982a; 1983a).

A (laumonitit-mentes) prehnit-pumpellyit fácies kis- és nagyhőmérsékletű határainak hozzávetőlegesen 2,5 illetve 4,0 % R(random) és 2,6-3,0 illetve >5,5 % R(max) értékek felelnek meg (Kisch, 1969, 1987). A Kübler-féle anchizóna lényegében a prehnit-pumpellyit fáciessel korrelálható (Frey, 1986; Kisch, 1987), a prehnit-pumpellyit fáciesű kőzetekhez helyenként a Kübler-féle diagenetikus zónát jelző IC értékekkel rendelkező üledékes kőzetek társulhatnak (Kisch, 1987).

Meg kell jegyezni, hogy jelenleg nincs általánosan elfogadott korrelációs rendszer a kezdeti metamorfózis ásványfáciesei, az illit

'kristályosság' illetve a szénülésfok között. Így a határok "elcsúsztatása", megfelelő illesztése egy-egy terület sajátságaihoz alkalmazkodva megengedhetőnek tűnik, feltéve, hogy ezeket a körülményeket kellőképpen hangsúlyozzuk.

A továbbiakban a diagenetikus, anchi- és epizóna kifejezéseket a 3. ábrán "jelen munka" megjegyzéssel ellátott oszlopoknak megfelelően, a fenti járulékos kritériumokat is figyelembe véve, az eredeti (Kübler-féle) definiciótól eltérően használom. Az IC átlagok ismeretében, a 3. ábra korrelációs diagramja, valamint az alábbi (legkisebb négyzetek módszerével számított) regressziós egyenletek segítségével könnyen transzformálhatók az adatok a Kübler-féle skálára is:

IC(Kübler, Neuchâtel, 2°/min) = 1,119xIC(MTA,GKL),2°/min)-0,067
r = 0,998

IC(Kübler, Neuchâtel, 2°/min) = 1,005xIC(MTA,GKL, 1/2°/min)-0,004
r = 1,000

IC(Kübler, Neuchâtel, 1/2°/min) = 1,270xIC(MTA,GKL, 1/2°/min)-0,088
r = 0,999.

Megjegyzendő, hogy a Kübler-féle anchizóna 0,25 és 0,42 $\Delta°2\theta$-hatérértékei a Neuchâteli Egyetem röntgendiffraktométerén 2°/min goniométer sebességre vonatkoznak, 1/2°/min goniométer sebességnél a megfelelő határértékek (Neuchâtelben): 0,23 és 0,445 $\Delta°2\theta$.

A Kübler-féle anchizóna valamint a prehnit-pumpellyit fácies határainak hőmérséklet értékeire vonatkozó irodalmi adatok meglehetősen ellentmondásosak. Az oxigén izotópos eredmények a gyakori nem-egyensúlyi jelleg, a fluidum zárvány adatok a nyomás-korrekció hiánya miatt lehetséges minimum értékeknek tekinthetők. Frey (1986) valamint Kisch (1987) számos eredményt összegezve a Kübler-féle anchizóna hőmérséklet intervallumát 200-300°C-nak határozta meg. A prehnit-pumpellyit fácies viszonyait modellező kísérletek szerint a fácies alsó határa 200-250°C, felső határa kb. 300°C. (A kísérleteknél több kémiai komponenst elhanyagoltak, ezért ezek az adatok inkább lehetséges maximális értékekként kezelhetők.)

A jelen dolgozatban használt anchizóna alsó, kb. 250°C-os határa interpolált érték, a felső (kb. 350°C-os) határértéket karbonát geotermometriai számítások eredményei (lásd a 7. részt), a pumpellyit-aktinolit és a prehnit-aktinolit fáciesek felső hőmérsékleti határai (Liou et al., 1987), valamint a biotit izográd kb. 400-450°C

közötti hőmérséklete (Winkler, 1979; Ferry, 1984) alapján becsültem. Megjegyzendő azonban, hogy Frey et al. (1991) termodinamikai számításai szerint a metabázitok különböző fácieseinek hőmérséklet és nyomás határai között jelentős átfedések lehetségesek.

4. KLORIT 'KRISTÁLYOSSÁG'

Az elmúlt két évtizedben világszerte sikeresen alkalmazták az illit-muszkovit csoport folyamatos szerkezeti és kémiai változásain alapuló empirikus paramétereket (IC, Hb_{rel}, Weaver-index, Flehmig-index) a regionális diagenezis és a kishőmérsékletű metamorfózis fokának és különbségeinek kimutatására pelites, aleuritos és márgás kőzeteknél. Ezzel szemben szinte alig fordítottak figyelmet a klorit 'kristályossági' sajátosságaira, jóllehet a klorit csoport ásványai az illit-muszkovittal együtt a mély vagy késői diagenetikus zóna ("illit-klorit fácies", Dunoyer de Segonzac, 1970), valamint az anchi- és az epizóna leggyakoribb filloszilikátjai.

4.1. A klorit változásai a diagenezis és a metamorfózis során

A klorit diagenetikus képződése és fejlődése hasonló az illitéhez. A klorit degradált, kis rétegközi töltésű szmektitből vagy nagyobb rétegközi töltésű vermikulitból alakul ki, a Mg, Fe és Al kristályszerkezetbe való beépülésével, szmektit és/vagy vermikulit valamint klorit szabálytalan vagy szabályos (correnzit) kevertréteges szerkezetein, mint köztes fázisokon keresztül (Dunoyer de Segonzac, 1970; Kübler et al., 1979). Az anchizónás metamorf kőzetek ily módon kialakult kloritja tartalmazhat kevés vermikulit-szerű réteget (Weaver et al., 1984). Vermikulit/klorit közberétegzést néhány epizónás kőzetből is leírtak (Dandois, 1981). Nyilvánvalónak látszik, hogy az illithez hasonlóan viszonylag ritka a "tiszta" (azaz a kiindulási fázist vagy fázisokat még alárendelt mennyiségben sem tartalmazó) diagenetikus klorit.

Ez a vonás a klorit termikus tulajdonságaiban is tükröződik (Dunoyer de Segonzac, 1970). 490°C hőmérsékleten, 4 órán át történő hevítés hatására a legtöbb üledékes klorit instabilissá válik: a röntgendiffraktométeres 14 Å-ös reflexió magassága csökken, a csúcs kiszélesedik ("hő-labilis klorit") vagy - egy elnyujtott platót alkotva - 12 Å felé tolódik el (ez utóbbi esetben a duzzadási sajátságoktól függően rendezetlen klorit/szmektit vagy klorit/vermikulit kevertréteges szerkezet a vizsgált fázis). A klorit hőkezeléssel

szemben mutatott stabilitása a klorit képződési hőmérsékletének (azaz a kőzet metamorf fokának) növekedésével nő; a kishőmérsékletű anchizóna kloritjainál csakúgy, mint a magasabb metamorf fokú kloritoknál a fenti hőkezelés hatására a páratlan bázisreflexiók (elsősorban a 14 Å-ös reflexió) intenzitásai megnőnek.

A 7 Å -> 14 Å polimorf és a 14 Å klorit Ib(d) -> Ib(β=97°) -> Ib(β=90°) -> IIb politip átalakulások szintén jellemzőek a klorit diagenetikus - metamorf fejlődésére (lásd Hayes, 1970; valamint Frey, 1987, pp. 29-31 munkáit). Bizonyos vonatkozásokban a klorit politip átalakulásai szintén hasonlóak az illit-muszkovit politip transzformációihoz. Bizonyos, hogy a 7 Å-ös fázis, valamint a 14 Å-ös Ib(d), Ia és Ib módosulatok a stabilis IIb módosulat metastabilis elődei, de az egyes módosulatok hőmérséklet-tartományai közötti jelentős átfedések, valamint az átalakulások hőmérséklet adatainak nagy szórása miatt a polimorf, politip átalakulások geotermométerként való alkalmazása nagyon kétséges (Frey, 1987).

Az illit 'kristályosság' (elsősorban az IC paraméter) széleskörű alkalmazásával ellentétben a klorit 'kristályosságot' (a továbbiakban ChC), azaz a klorit bázisreflexióinak fél magasságban mért szélességét) viszonylag kevesen mérték (Ludwig, 1973; Schamel, 1974 in Frey, 1987; Le Corre, 1975; Schaer és Persoz, 1976; Deutloff et al., 1980; Dandois, 1981; Duba és Williams-Jones, 1983; Brauckman, 1984; Kübler, 1984b; Weaver et al., 1984 valamint Lengauer és Schramm, 1989). A megfigyelések szerint erős, pozitiv korreláció van az IC és a ChC között. Általában egy adott kőzetben a ChC(002), vagyis a klorit 7 Å-ös csúcsának félértékszélessége) kisebb, mint az IC(002) (azaz az illit-muszkovit 10 Å-ös reflexiójának félértékszélessége). A félértékszélességek abszolut értékének növekedésével a különbség nő. A 14 Å-ös klorit reflexiót használva Duba és Williams-Jones (1984) kisebb (0,3 $\Delta°2\theta$-ig terjedő) félértékszélességeknél lényegében megegyező IC(002) és ChC(001) értékeket kapott, míg nagyobb $\Delta°2\theta$-értékeknél a 'kristályossági' adatok szórása nagyobb, és a ChC(001) értékei - a más tanulmányokban közölt ChC(002) adatokhoz hasonlóan - az IC(002) értékekhez viszonyítva kisebbek, a klorit 'kristályossága' az illitéhez képest előrehaladottabb állapotot sejtet.

A klorit 'kristályosság' növekvő metamorf fok függvényében megfigyelt változásainak lehetséges okait értékelve Dandois (1981) csakúgy, mint Weaver et al. (1984) a kloritban található vermikulit

közberétegzések mennyiségének csökkenésére utalt. Frey (1987) szerint az okok ismeretlenek: a klorit 'kristályosság' változása "a klorit kristályrács koherens doméneinek méret-növekedését tükrözheti, de a klorit homogénabb kémiai összetételének következménye is lehet (megjegyzendő, hogy a különböző kémiai összetételű kloritok bázisreflexióinak d-értékei némileg eltérőek, és ez a jelenség vonalszélesedést okozhat)".

A szerző klorit vizsgálataitól függetlenül, a jelen fejezet előadásával és publikálásával egyidőben (1990. július) Yang és Hesse (1990, 1991) szintén erős korrelációt mutatott ki az IC, a muszkovit $2M_1$ politípusának részaránya és a klorit 14 és 7 Å-ös reflexióin mért félértékszélességek ("CC") között.

A jelen fejezetben tárgyalt vizsgálatok céljai:

- a klorit 'kristályosság' (ChC) értékek meghatározása a diagenezistől az anchizónán át az epizónáig változó metamorf fokú ÉK-magyarországi paleozóikum és mezozóikum palás agyag - agyagpala - fillit sorozatában (Bükk, Upponyi-, Szendrői- és Aggtelek-Rudabányai-hegység);
- a különböző rendű bázisreflexiókon mért ChC értékek összehasonlítása és
- a ChC értékek korrelációja az IC értékekkel, a filloszilikát együttesekkel, szénülésfokkal (vitrinit reflexióképesség), Conodonta színváltozási indexszel (CAI) és a metabázitok ásványfácieseivel.

A mintaelőkészítés és a röntgendiffraktométeres vizsgálatok megegyeztek a 3. részben, az illit 'kristályosság' mérésénél leírtakkal. A méréseket a <2 µm szemcseméretű frakciók preparátumain végeztem. A klorit esetleges (részleges) oldódását elkerülendő a mintáknál nem alkalmaztam sósavas oldást.

4.2. A klorit kémiai összetétele

A diagenetikus -metamorf eredetű kloritok kémiai összetétele - nagyrészt a kőzetkémizmus függvényében - erősen változik. Az alábbiakban - a vizsgált minták klorit kémizmusának tárgyalása előtt - a klorit (és kiindulási, előd fázisai) szerkezeti és kémiai fejlődésének összefüggéseit bizonyító néhány újabb szakirodalmi adatot ismertetek.

Curtis et al. (1985) homokkövek autigén üledékes kloritjait elektrondiffrakciós és analitikai transzmissziós elektronmikroszkópos módszerrel vizsgálva - Hayes (1970) modelljét alátámasztva - megállapították, hogy mérsékelt illetve mély betemetődéses körülmények között az Ib(β=90°) politip módosulat a leggyakoribb. E kloritok kémiai összetétele lényegesen különbözik a metamorf kloritok Foster (1962) és Hayes (1970) által megadott összetétel-mezőjétől: jóllehet az üledékes kloritok Al-ban dúsak, tetraéderes Al-helyettesítésük lényegesen kisebb, mint a metamorf kloritoknál. A kis hőmérsékleten (kis betemetődési mélységben) képződött duzzadó klorit összetétele az Al-tartalmú, dioktaéderes szmektit közberétegzések miatt szintén lényegesen különbözik az üledékes klorit összetételétől. Az autigén klorit részben berthierinből és duzzadó kloritból alakult át, részben a pórusoldatokból közvetlenül is kristályosodott. Az "igazi" üledékes, autigén (kb. 200°C alatt képződött) klorit Si tartalma nagyobb, össz oktaéderes koordinációjú kation tartalma valamint (Fe+Mg) tartalma kisebb, mint a metamorf kloritoké. E különbségek feltehetően a még megmaradt, kis mennyiségű szmektit közberétegzéssel függnek össze. A fentiek szerint a klorit diagenetikus-metamorf fejlődése hasonló a szmektit - illit- dioktaéderes világos csillám (fengit) sorozat kémiai változásaihoz.

Cathelineau és Nieva (1985), Cathelineau et al. (1985) valamint Cathelineau (1988) aktív geotermális rendszer metaandezitjében a klorit kémiai összetételének szabályszerű változásai alapján 150 és 300°C között alkalmazható geotermométert dolgoztak ki. A hőmérséklet növekedésével az illittel egyensúlyban lévő klorit Al^{IV} tartalma nő. A Fe tartalom növekedését illetve a betöltetlen oktaéderes poziciók számának csökkenését a növekvő hőmérsékleten kívül egyéb tényezők (például a kőzetkémizmus) is befolyásolják. A koegzisztens illitben a K tartalom változása korrelál legerősebben a hőmérséklettel. A hőmérséklet növekedésével mind a kloritban, mind az illitben csökken a tetraéderes Si-ban gazdag szélső tagok mólaránya.

E geotermométert Bevins et al. (1991) metabázitokra alkalmazták, és a "kritikus" Ca-Al-szilikát együttesek stabilitási tartományaival kielégítően egyező hőmérsékleti adatokat kaptak. A hőmérséklet növekedésével a klorit duzzadóképes közberétegzéseinek mennyisége csökken (ezt az arányt az idézett szerzők geotermométerként is alkalmazhatónak tartották).

Bettison és Schiffman (1988) valamint Schiffman és Bettison-Varga (1990) összefüggést mutatott ki az ofiolit összletek magmás "pszeudosztratigráfiája", a mafikus filloszilikátok minősége, kémizmusa és a Ca-Al-szilikátok zonációja között, hidrotermális óceán-aljzati metamorf körülmények esetén. A felső lávaszinttől a teléres összletig lefelé haladva szmektit - szabálytalan kevertréteges klorit/szmektit (zeolit és pumpellyit zóna) - szabályos klorit/szmektit (pumpellyit zóna) - klorit (epidot zóna) szekvenciát mutattak ki. E sorozatban a mafikus filloszilikátok Si és Ca tartalma csökken.

A szmektit-klorit átalakulást vulkáni törmelékes összlet kb. 70°C/km termikus gradiensű kontakt metamorfózisánál is megfigyelték (Inoue és Utada, 1991): a corrensit kb. 100-200°C között képződött. Az átalakulást állandó Fe/Mg hányados és a Si valamint a Ca tartalom csökkenése, az Al tartalom növekedése jellemzi.

Hillier és Velde (1991) üledékes sorozatok kloritjait vizsgálva megállapította, hogy a 40-330°C tartományban képződött kloritoknál a Fe/(Fe+Mg) hányados erősen változik és pozitívan korrelál az Al tartalommal. A hőmérséklet növekedésével a dioktaéderes helyettesítés $[Si[\ ]R2_{-2}]$ csökken, következésképpen a betöltetlen oktaéderes poziciók száma is csökken. Jahren (1991) klorit egykristály szemcséken belül mutatott ki hasonló, a hőmérséklet növekedésével összefüggő kémiai változást. A klorit szemcsenövekedését az Oswald-féle "érési" (zárt rendszerű, másodfokú kinetikai) folyamat szabályozza.

Schau et al. (1990) taiwani metabazaltokból kloritot, önálló fázisként értelmezett corrensitet és "duzzadó kloritot" (azaz kevertréteges szerkezetű klorit/corrensit fázist) határoztak meg. Az üledékes, hidrotermális és kisfokú metamorf rendszerek nagy Si, Ca, Na és K tartalmú, nagy Al^{VI}/Al^{IV} és kis Al^{IV}/Si^{IV} arányú "kloritjai" tulajdonképpen a fenti fázisok mechanikai keverékei. E "klorit" kémiai összetételének fejlődése a hőmérséklet növekedésével nem más, mint a valódi klorit fázis részarányának növekedése. Hasonló következtetésre jutott Jiang és Peacor (1990) pelites sorozat vizsgálatánál is.

A klorit hőmérséklet növekedéssel összefüggő kémiai összetétel változásaira vonatkozó nézetek erősen megoszlanak:

(a) a Mg/Fe hányados csökken: Albee (1962), Dunoyer de Segonzac (1969);

(b) a Mg/Fe hányados nő: Iwasaki (1963);

(c) a Fe/(Mg+Al) hányados csökken: Weaver et al. (1984), Piquet és

Wybrecht (1987);

(d) az Al tartalom nő: Frey (1978);

(e) az Al^{IV}/Al^{VI} hányados nő:Weaver et al. (1984), Piquet és Wybrecht (1987);

(f) az Al^{IV} tartalom nő: Cathelineau (1988), Bevins et al. (1991);

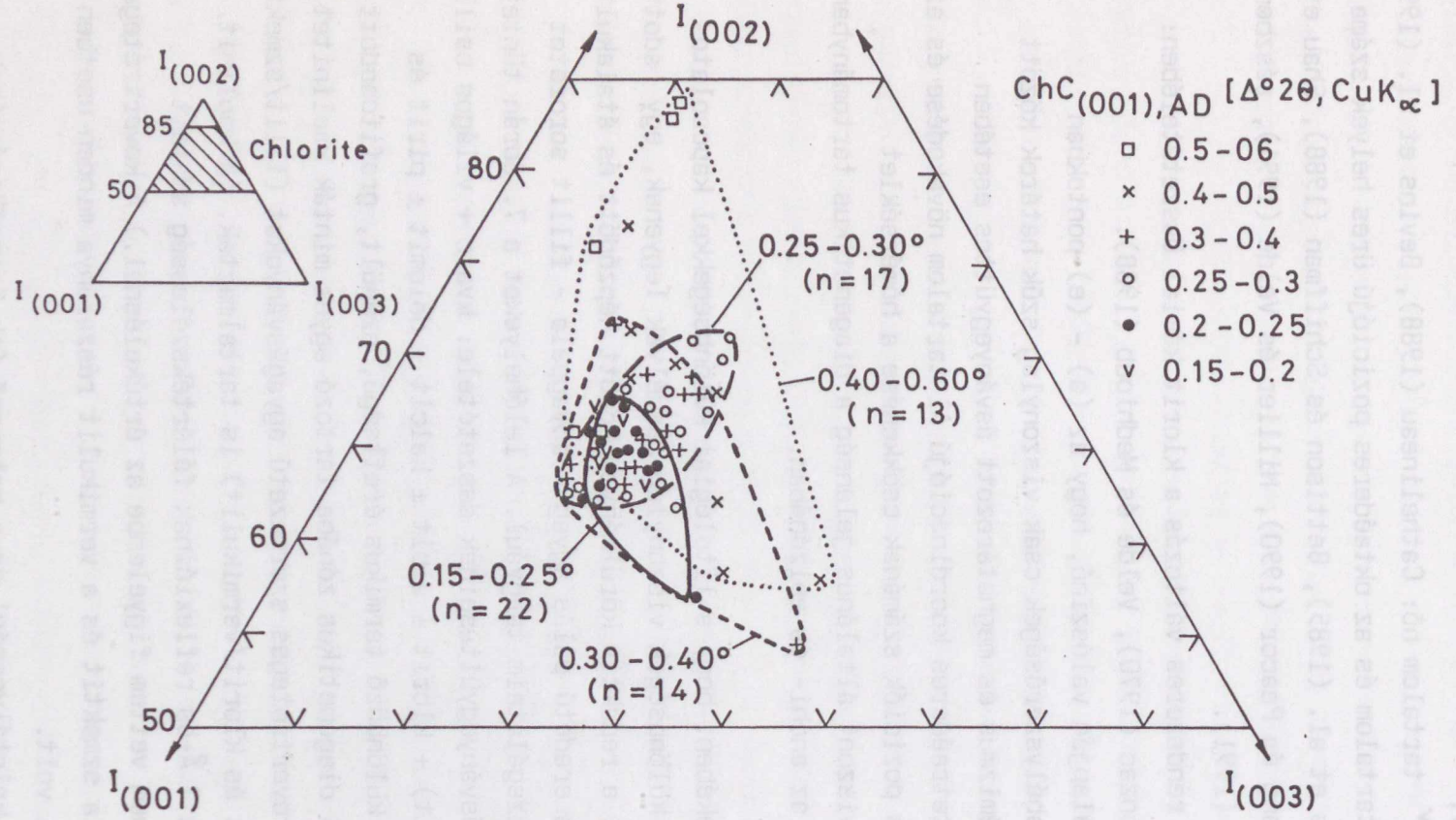
(g) a Si tartalom és az oktaéderes poziciójú üres helyek száma csökken: Curtis et al. (1985), Bettison és Schiffman (1988), Shau et al. (1990), Jiang és Peacor (1990), Hillier és Velde (1991), részben Inoue és Utada (1991).

(h) nincs rendszeres változás a klorit kémiai összetételében: Dunoyer de Segonzac (1970), Velde és Medhioub (1988).

Mindezek alapján valószínű, hogy az (a) - (e) pontokban ismertetett szabályszerűségek csak viszonylag szűk határok között változó kőzetkémizmus és meghatározott ásványegyüttes esetében érvényesek. A tetraéderes koordinációjú Al tartalom növekedése és az üres oktaéderes pozíciók számának csökkenése a hőmérséklet növekedésével viszont általános jelenség a diagenetikus tartományban cssakúgy, mint az anchi- és epizónában.

Annak érdekében, hogy a litológiai különbségekkel kapcsolatos kristálykémiai különbségek viszonylag csekélyek legyenek, egy adott kőzetcsoportot, a reduktiv körülmények között képződött és átalakult, finomtörmelékes eredetű palás agyag - agyagpala - fillit sorozatot választottam vizsgálataim tárgyául. A lelőhelyeket a 7. ábrán tüntettem fel. A minták ásványegyütteseinek összetétele: kvarc + világos csillám (illit-muszkovit) + klorit ± albit ± kalcit ± dolomit ± pirit és finomdiszperz, különböző termikus érettségű, szénült, grafitosodott szervesanyag. A diagenetikus zónába tartozó egyes minták kaolinitet, szmektitet és kevertréteges szerkezetű agyagásványokat (illit/szmektit, klorit/szmektit és klorit/vermikulit) is tartalmaztak. (A kaolinit tartalmú minták 7 Å-ös reflexióinak félértékszélesség adatait természetesen nem vettem figyelembe az értékelésnél.) A kevertréteges szerkezetekben a szmektit és a vermikulit részaránya minden esetben rendkívül kicsi volt.

A klorit 'kristályosság' és a metamorf fok összefüggéseinek tárgyalása előtt célszerűnek tűnt a klorit kémizmus változékonyságának, mint a 'kristályosságot' esetlegesen befolyásoló egyik fontos tényezőnek az értékelése. A vizsgált mintákban a klorit kémiai



4. ábra: A klorit első három bázisreflexiójának intenzitás arányai a 14 Å-ös bázisreflexió félértékszélesség értékei (ChC(001),AD) alapján csoportosítva. Bükk, Upponyi-, Szendrői- és Aggtelek-Rudabányai-hegység paleozóos és mezozóos agyag, agyagpala és fillit kifejlődései. n - mintaszám az adott félértékszélesség intervallumban

összetételének egzakt meghatározását számos tényező nehezítette meg vagy tette éppen lehetetlenné. Ilyenek voltak: a nedves kémiai analizishez szükséges monomineralikus frakciók előállításának megoldhatatlan problémái; a kis szemcseméret, az anizometrikus szemcse alak, az egyéb filloszilikátokkal, elsősorban illit-muszkovittal gyakori összenövések az elektronmikroszondás elemzéseknél, stb. Ezeken túlmenően, a tri- és dioktaéderes kloritok közötti átmenetek, a többváltozós izomorf elemhelyettesítések lehetőségei és következésképpen, a Fe^{2+}/Fe^{3+} arány számításának problémái további bizonytalanságot jelentettek az elektronmikroszondás elemzések ásványkémiai átszámításánál.

Mivel a vizsgált <2 /um szzemcseméretű frakciók általában több fázist (uralkodóan illit-muszkovitot, valamint kloritot, kvarcot ± albitot) tartalmaztak, ezért a röntgendiffraktométeres adatok alapján csupán a klorit összetétel durva becslésére volt lehetőség. Az átfedő reflexiók miatt a klorit (060) reflexiója és a klorit politip módosulatai sem voltak meghatározhatók.

A vizsgált összes mintában a klorit 14 Å-ös (orto-) klorit, amelynek (001) reflexiója 14,1-14,2 Å. A Brindley (1961) adataiból származtatott egyenlet (lásd Bailey, 1975) alapján az $Al^{IV} \sim 1,6$-1,2 (4,0 tetraéderes kationpozicióra számítva). Nem találtam rendszeres változást a klorit (001) reflexió d-értékei (következésképpen a tetraéderes Al-helyettesítés mértéke) és a metamorf fok között, szemben Piqué és Wybrecht (1987) valamint Weaver et al. (1984) megfigyeléseivel, akik az Al^{IV}/Al^{VI} hányados növekedését mutatták ki a metamorf fok növekedésének függvényében.

A klorit kémiai összetétel, különösen az oktaéderes rétegbeli változások a bázisreflexiók intenzitás arányaiban is tükröződnek. Ezt vizsgálandó Oinuma et al. (1972) főként Brindley és Gillery (1956) adatain alapuló módszerét alkalmaztam. A 4. ábra a klorit első három bázisreflexiójának intenzitás-viszonyait szemlélteti. Az ábrán az adatokat a klorit első bázisreflexiójának félértékszélessége (ChC(001)) szerint csoportosítottam. Megállapítható, hogy nincsenek rendszeres különbségek a különböző ChC(001) értékekkel rendelkező kloritok intenzitás arányaiban. Ez a következtetés megegyezik Dunoyer de Segonzac (1970) konkluziójával, mely szerint nincs általános érvényű összefüggés a metamorf fok és a klorit kémiai összetétele között. A 4. ábrán az egyes ChC(001) intervallumokba eső projekciópontok számát,

valamint a pontok burkológörbéit is feltüntettem. Jóllehet a burkológörbék átfedik egymást, az intenzitás arányok szóródása a ChC(001) csökkenésével, azaz - feltehetően - a metamorf fok növekedésével határozottan csökken. Ez a trend a klorit hőmérséklet növekedésével egyre intenzivebbé váló kémiai homogenizálódási folyamatát fejezi ki. Diagenetikus, anchi- és epizónás környezetből származó kloritok elektronmikroszondás vizsgálatával Piqué és Wybrecht (1987) hasonló trendet mutatott ki. Nyilvánvaló, hogy a klorit "reekvilibrizációja" (új termodinamikai egyensúly kialakulása) az anchi- és különösen az epizónában erősebb, áthatóbb, mint diagenetikus körülmények között (Velde és Medhioub, 1988).

Az intenzitás arányok fent említett csökkenése - jelentős szórással terhelve - együtt jár a (002) reflexió intenzitásának relativ csökkenésével (a projekciópontok I(002) csúcstól való távolodásával). Mivel a klorit páros bázisreflexióinak intenzitása az oktaéderes réteg Fe, Cr és Mn tartalmának növekedésével nő, a fenti trend a növekvő metamorf fokkal csökkenő Fe/(Mg+Al) aránnyal magyarázható. E trend bizonyításához további (elsősorban direkt kémiai) adatokra lenne szükség. Említésre érdemes, hogy több szerző észlelt hasonló összefüggéseket (lásd Dunoyer de Segonzac (1970), valamint Weaver et al. (1984) áttekintéseit, valamint Piqué és Wybrecht (1987) munkáját). Hangsúlyozni kell azonban, hogy a klorit kémiai összetétele és az átalakulási fok közötti összefüggésre vonatkozó irodalmi adatok ellentmondásosak. Úgy tűnik, hogy a klorit Fe/Mg aránya erősebben függ a bezáró kőzet kémizmusától, mint a hőmérséklettől (Dunoyer de Segonzac, 1970; Velde és Medhioub, 1988; etc.). A szabályszerűségek egy része, azaz a hőmérséklet növekedésével növekvő Mg/Fe és (Mg+Al)/Fe arány csakúgy, mint az össz Al tartalom növekedése (Frey, 1978) csak egy adott ásványegyüttes és különösen csak viszonylag szűk határok között változó kőzetkémizmus esetében lehet érvényes.

A vizsgált mintasorozatban a klorit bázisreflexióinak intenzitás arányai etilénglikollal történt kezelés után nem változtak jelentősen. Így a közberétegzett szmektit mennyisége elhanyagolhatóan kicsi lehetett. Hasonló következtetések vonhatók le a klorit tartalmú minták hőkezeléses kísérleteinek eredményeiből is (lásd a 4.5. részt).

Statisztikai számításokat végezve nem találtam szignifikáns korrelációt sem a Fe/Mg helyettesítésre jellemző I(001)/I(002) hányadosok és a ChC(001), sem pedig a klorit 2:1 típusú és brucit

rétegei oktaéderes pozicióinak kation eloszlásaira jellemző I(003)/I(001) és a ChC(001) között:
ChC(001)=-0,79xI(001)/I(002)+0,54, n=71, r=-0,38. P=1 % szignifikancia szinten az r konfidenciahatárai: r =-0,08 és r =-0,62, vagyis gyakorlatilag nincs összefüggés. A másik esetben:
ChC(001)=0,09xI(003)/I(001)+0,25, n=65, r=0,19. P=1% szignifikancia szinten a korrelációs együttható nem különbözik szignifikánsan 0-tól. Mindezek a számítások azt jelzik, hogy a klorit kémiai összetételének változásai nem befolyásolják jelentős mértékben a klorit bázisreflexióinak félértékszélesség adatait.

Oinuma et al. (1972) diagramjai szerint a vizsgált kloritok a trioktaéderes (tri.-tri.) csoportba tartoznak. Olyan Mg-Fe-dús kloritok, amelyekben a szilikátos réteg oktaéderes pozicióiban lévő Fe mennyisége nagyobb, mint a hidroxidos (brucit) rétegben. A röntgendiffraktométeres módszerrel viszgált kloritok közelítő szerkezeti képlete Oinuma et al. diagramjai alapján:

$(Mg,Al)_{3,5-1,5}\ Fe_{2,5-4,5}\ (Si_{2,4-2,8}\ Al_{1,6-1,2})O_{10}(OH)_8$.

A 2:1 (szilikát) réteg becsült összetétele:

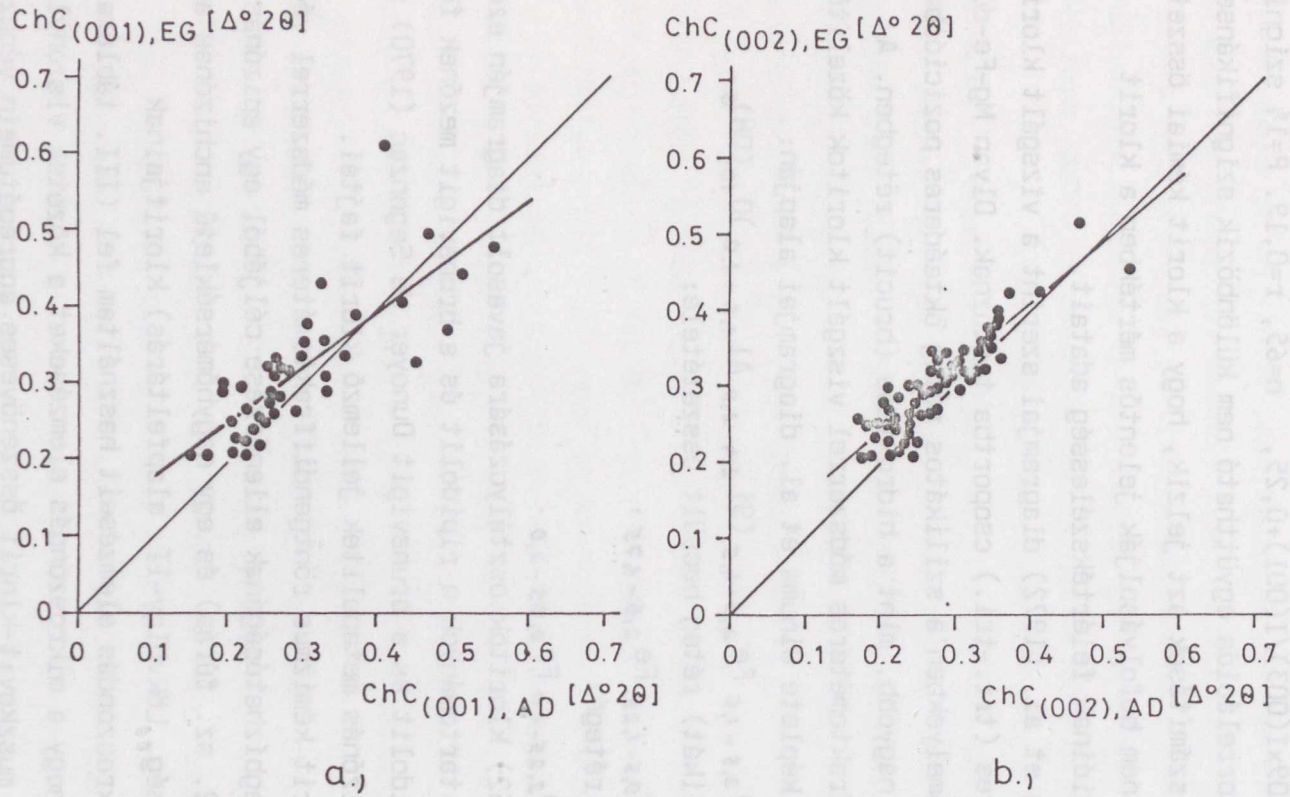
$(Mg,Al)_{0,5-1,25}\ Fe_{2,5-1,75}$,

a hidroxid rétegé:

$(Mg,Al)_{2,25-1,0}\ Fe_{0,75-2,0}$.

Foster (1962) kloritok osztályozására javasolt diagramján ezek az összetétel-tartományok a ripidolit és a brunsvigit mezőnek felelnek meg. A ripidolit és a brunsvigit Dunoyer de Segonzac (1970) szerint az anchi-, epizónás metapelitek jellemző klorit fajtái.

A klorit kémizmus röntgendiffraktométeres módszerrel végzett becslése megbízhatóságának ellenőrzése céljából egy epizónás fillit (Szendrő-22. sz. fúrás) és egy nagyhőmérsékletű anchizónás agyagpala (Bükk hegység, Lökvölgy-II. alapfeltárás) kloritjainak elektronmikroszondás elemzéseit használtam fel (III. táblázat). Annak ellenére, hogy a mikroszondás elemzéseket a kőzetek viszonylag nagyméretű muszkovit-klorit összenövéses aggregátumain végeztük, és így az adatok nem szükségképpen reprezentálják az egyes minták össz klorit tartalmának átlagos összetételét, a számított kristálykémiai képletek a röntgendiffraktométeres módszerrel meghatározott intervallumokba esnek. A Fe^{3+} tartalom becslésére (Laird, 1982; Jacobson, 1989) nem volt szükség, mivel az össz Fe-t FeO-ban számolva a 28 oxigént tartalmazó elemi cellában a kationok száma 20-hoz, össz töltésük 56-hoz közeli



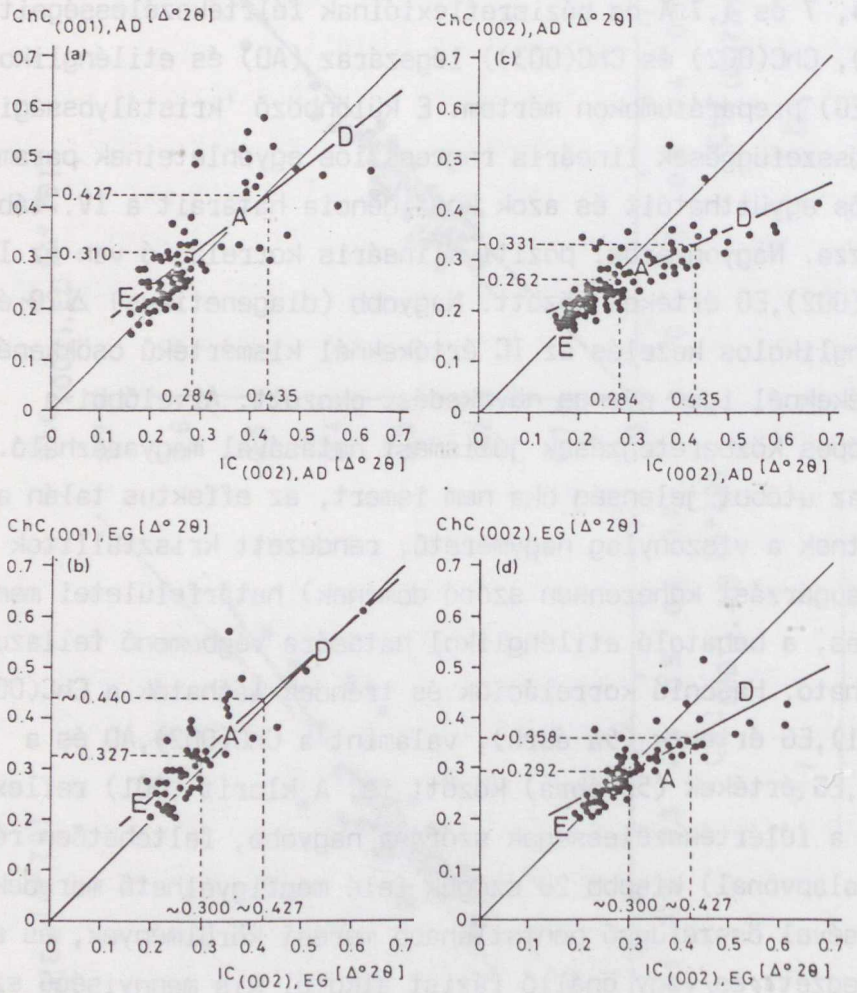
5. ábra: Összefüggések a légszáraz (AD) és az etilénglikollal kezelt (EG) <2 μm szemcseméretű preparátumokon mért klorit 'kristályossági' indexek között. A 14 Å-ös (a) és a 7 Å-ös (b) reflexiók félértékszélességei

értékű (e két utóbbi paraméter az elemzések normalizálásához és Fe^{3+} számításhoz felhasználandó érték). Így a vizsgált mintákban a klorit Fe^{3+} tartalma elhanyagolhatóan kicsi.

4.3. A klorit és az illit 'kristályossági' indexek korrelációja

Az uralkodóan $2M_1$ politip módosulatú illit-muszkovit 10 és 5 Å-ös bázisreflexióinak félértékszélességeit (IC(002) és IC(004)), valamint a klorit 14, 7 és 4,7 Å-ös bázisreflexióinak félrtékszélességeit (ChC(001), ChC(002) és ChC(003)) légszáraz (AD) és etilénglikollal kezelt (EG) preparátumokon mértem. E különböző 'kristályossági' indexek közötti összefüggések lineáris regressziós egyenleteinek paramétereit, korelációs együtthatóit és azok konfidencia határait a IV. táblázat tartalmazza. Nagyon erős, pozitiv lineáris korreláció van az IC(002),AD és az IC(002),EG értékek között. Nagyobb (diagenetikus) $\Delta°2\theta$ értékeknél az etilénglikolos kezelés az IC értékeknél kismértékű csökkenést, kis $\Delta°2\theta$ értékeknél igen gyenge növekedést okozott. Az előbbi a duzzadóképes közberétegzések jólismert hatásával magyarázható. Ezzel szemben az utóbbi jelenség oka nem ismert, az effektus talán a szerkezetnek a viszonylag nagyméretű, rendezett krisztallitok (röntgensugárzást koherensen szóró domének) határfelületei mentén lehetséges, a behatoló etilénglikol hatására végbemenő fellazulásával magyarázható. Hasonló korrelációk és trendek láthatók a ChC(001),AD és a ChC(001),EG értékek (5a ábra), valamint a ChC(002),AD és a ChC(002),EG értékek (5b ábra) között is. A klorit (001) reflexiójának esetében a félértékszélességek szórása nagyobb, feltehetően részben a háttér (alapvonal) kisebb 2θ szögek felé megfigyelhető meredek emelkedésével összefüggő pontatlanabb mérési körülmények, és részben a közberétegzett és/vagy önálló fázist alkotó, kis mennyiségű szmektit és vermikulit különböző hatásai miatt. (Etilénglikolos kezelés hatására a szmektit (001) reflexiója jelentősen eltolódik, így a klorit reflexió élesebbé válhat. Ezzel szemben a vermikulit kismértékű duzzadása szélesítheti a 14 Å körüli reflexiót.)

A 6a ábra az IC(002),AD és a ChC(002),AD közötti összefüggést szemlélteti. A legkisebb négyzetek módszerével végzett lineáris regresszió számítással meghatároztam a Kübler-féle anchizóna ChC(002),AD határértékeit, amelyek a jelen munkában használt skálán



6. ábra: Összefüggések az illit és a klorit 'kristályossági' indexek között. IC(002) vs. ChC(001) légszáraz (a) és etilénglikollal telített (b) preparátumokon mérve; IC(002) vs. ChC(002) légszáraz (c) és etilénglikollal telített (d) preparátumokon mérve

0,31 és 0,43 $\Delta^{\circ}2\theta$-nak, a Kübler-féle skálán (Neuchâteli Egyetem) 0,28 és 0,41 $\Delta^{\circ}2\theta$-nak adódtak. Az anchizóna klorit 'kristályossági' határértékei az IC(002),AD határokhoz közeliek, a lineáris korreláció erős (r=0,77), az adatok szórása a félértékszélességek növekedésével nő. Erősebb korrelációt találtam az IC(002),EG és a ChC(002),EG értékek között (6b ábra), ahol a Kübler-féle anchizóna határértékeit szintén megadtam, a IV. táblázat (1) egyenletének felhasználásával.

Hasonlóan erős, lineáris korreláció mutatkozik az IC(002),AD és a ChC(002),AD értékei között a 6c ábrán. Mivel a regressziós egyenes meredeksége kisebb, ezért az anchizóna ChC(002),AD tartománya szűkebb, mint a ChC(001),AD vagy az IC(002),AD esetében. A 6d ábra az IC(002),EG és a ChC(002),EG összefüggését szemlélteti. Ezen az ábrán az anchizóna határértékeit a IV. táblázat (1) egyenlete alapján számoltam ki. Az anchizóna határértékei a ChC(001),EG esetében a IV. táblázat (4) és (2) egyenletével, a ChC(002),EG esetében pedig a (6) és (3) egyenletekkel is származtathatók. Ily módon 0,2328-0,411 és 0,289-0,347 tartományokat kaptam a klorit első illetve második bázisreflexiójára. Ezek a tartományok nagyon hasonlóak a 6b és 6d ábrákon feltüntetett anchizóna-tartományokhoz. Megjegyzendő még, hogy az epizónába tartozó, kis $\Delta^{\circ}2\theta$ értékű minták esetében nincs lényeges különbség az IC(002),EG és a ChC(002),EG értékek között. Nagyobb $\Delta^{\circ}2\theta$ értékeknél az IC gyorsabban nő, mint a ChC, az adatok szórása szintén nő.

A különböző rendű bázisreflexiók félértékszélességeit összehasonlítva megállapítható, hogy az illit-muszkovit esetében az 5 Å-ös csúcsok élesebbek, mint a megfelelő 10 Å-ös reflexiók, a különbségek a $\Delta^{\circ}2\theta$ értékek növekedésével nőnek (IV. táblázat (8) egyenlete). Hasonló összefüggéseket mutattam ki a klorit (001) és (002), valamint (002) és (003) reflexiói között is (IV. táblázat (9) és (10) egyenletei).

4.4. Összefoglalás, a metamorf fok jelző paraméterek korrelációja a Bükkium és az Aggtelek-Rudabányai-hegység példáján

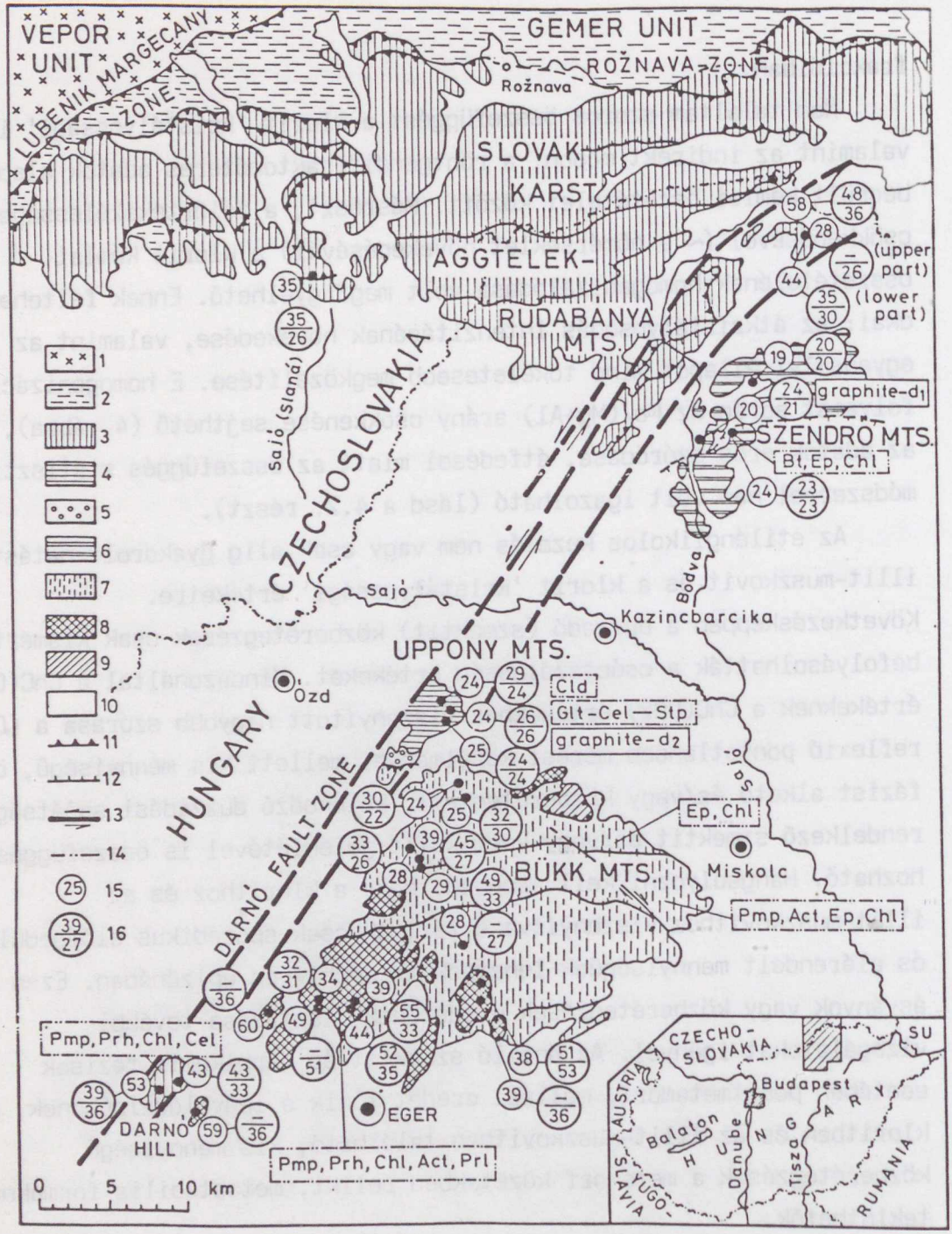
Viszonylag erős (r=0,75-0,85) pozitiv lineáris korreláció volt kimutatható a klorit és az illit-muszkovit első két bázisreflexiójának félértékszélességei között, a mély vagy késői diagenetikus zónától az anchizónán át az epizónáig terjedő metamorf fokú pelites, aleuritos kőzeteket tartalmazó sorozat kőzetmintáinak <2 μm szemcseméretű

frakcióiban.

Nem találtam szoros összefüggést a klorit 'kristályossági' indexei valamint az indirekt módon, a röntgendiffraktométeres adatok alapján becsült kémiai öszetételei között. Másrészt, a félértékszélességek csökkenésével (~ a hőmérséklet növekedésével) a klorit kémiai összetételének homogenizálódása volt megfigyelhető. Ennek feltehető okai: az átkristályosodás intenzitásának növekedése, valamint az egyensúlyi állapot mind tökéletesebb megközelítése. E homogenizációs folyamat során az Fe/(Mg+Al) arány csökkenése sejthető (4. ábra), bár az adatok erős szóródása, átfedései miatt az összefüggés statisztikai módszerrel nem volt igazolható (lásd a 4.2. részt).

Az etilénglikolos kezelés nem vagy csak alig gyakorolt hatást az illit-muszkovit és a klorit 'kristályossági' értékeire. Következésképpen a duzzadó (szmektit) közberétegzések csak kismértékben befolyásolhatták a csúcsszélesség értékeket. Mindazonáltal a ChC(001) értékeknek a ChC(002) értékekhez viszonyított nagyobb szórása a (001) reflexió pontatlanabb mérési körülményei mellett kis mennyiségű, önálló fázist alkotó és/vagy közberétegzett, különböző duzzadási sajátságokkal rendelkező szmektit és/vagy vermikulit jelenlétével is összefüggésbe hozható. Hangsúlyozni kell azonban, hogy a klorithoz és az illit-muszkovithoz viszonyítva e fázisok csak sporadikus előfordulásúak és alárendelt mennyiségűek lehetnek az anchi- és epizónában. Ezen ásványok vagy közberétegzések eredetének tisztázása további vizsgálatokat igényel. Az önálló szmektit és vermikulit fázisok esetében posztmetamorf, mállási eredet tűnik a legvalószínűbbnek, míg a kloritban és az illit-muszkovitban található, kis mennyiségű közberétegzések a metamorf kőzetekben relikt, metastabilis formáknak tekinthetők.

Mivel sem a klorit kémiai összetételváltozásai, sem a kis mennyiségű közberétegzések nem befolyásolják bizonyíthatóan lényeges mértékben a klorit 'kristályosságot' az adott mintákban, ezért a krisztallitok (a röntgensugárzást koherensen szóró domének) metamorf fok (~hőmérséklet) emelkedésével növekvő mérete, és kisebb mértékben a kristályrács hibáinak (deformációjának) csökkenése tekinthető meghatározó tényezőnek a klorit bázisreflexiók csúcsszélességének alakulásában (lásd a 4.5. részt), a vizsgált mély-diagenetikus, anchi- és epimetamorf tartományban. Ezzel szemben, a kis rétegközi töltésű szmektitből kiinduló, a nagyobb rétegközi töltésű vermikuliton, majd a



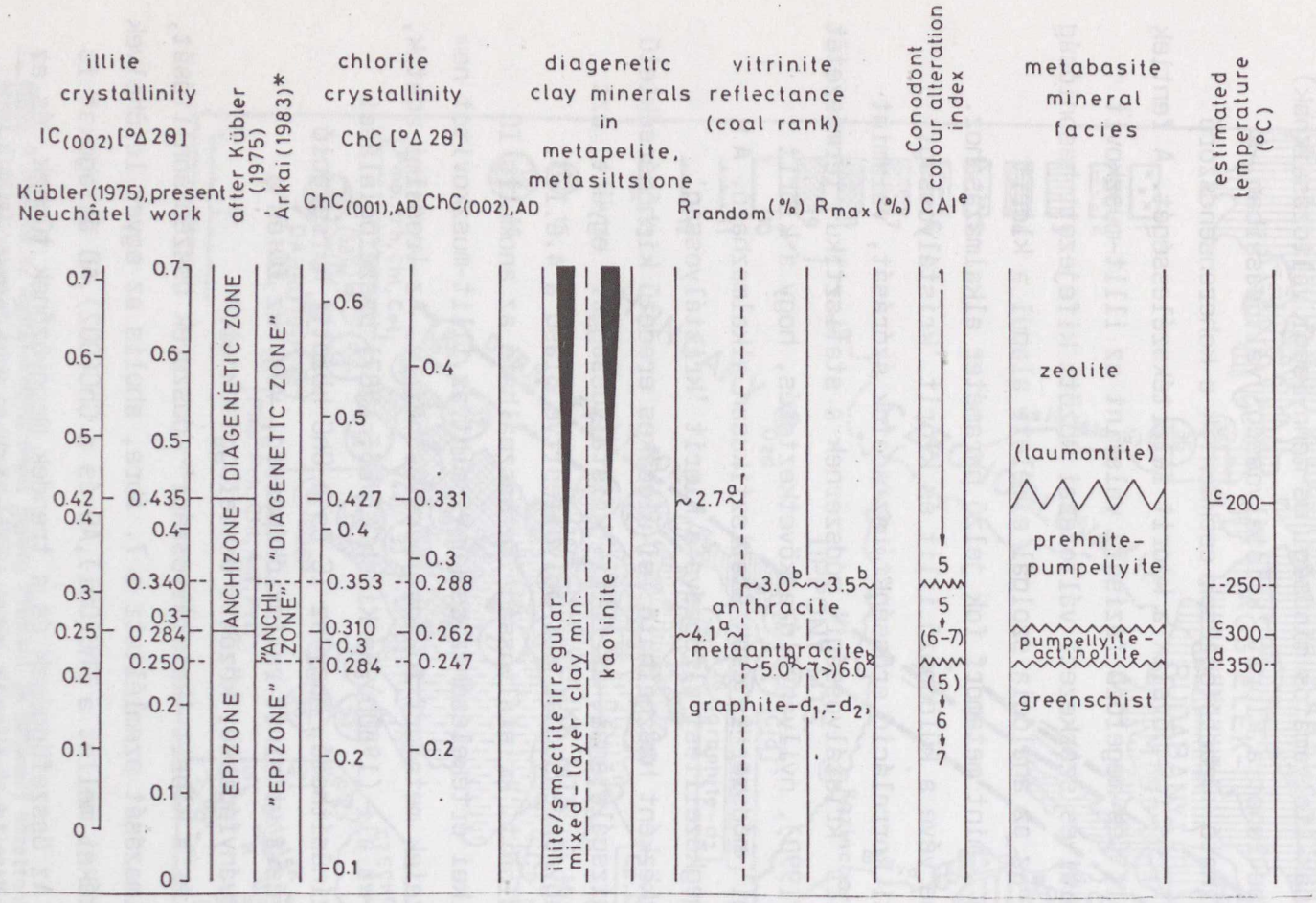
7. ábra: A Bükk és az Aggtelek-Rudabányai egység földtani és metamorf kőzettani térképvázlata Kovács (1989), Árkai (1983a) valamint Árkai és Kovács (1986) nyomán, az illit és a klorit 'kristályossági' átlagok feltüntetésével. (A térképvázlat szerkesztésénél az idézett szerzők Grill et al. (1984), Csontos (1988), Bajanik et al. (1984), Elecko et al. (1985) eredményeit, valamint Kovács, Pelikán és Less nem publikált adatait is felhasználták.) Jelölések: 1 - Vepor egység (paleozóikum); 2 - Gömör egység (paleozóikum); 3 - Aggtelek-Rudabányai és Szlovák Karszt egység (felső-perm - mezozóikum); 4-9: Bükkium: 4 - Upponyi-hegség (paleozóikum); 5 - gosau típusú konglomerátum (szenon); 6 - Szendrői-hegység (paleozóikum); 7 - Bükk hegység, Fennsíki (Tarkői) Parautochton (újpaleozóikum - mezozóikum, főként triász); 8 - Bükk hegység, Szarvaskő-Mónosbéli takaró (uralkodóan jura); 9 - Bükk hegység, Kisfennsíki takaró (triász); 10 - harmad- és negyedidőszaki képződmények; 11 - takaró határ; 12 - jelentősebb áttolódás a nagyobb egységeken belül; 13 - csapásirányú horizontális elmozdulással jellemzett vető; 14 - államhatár; 15 - <2 µm szemcseméretű frakciókon mért illit 'kristályossági' átlagok (IC(002),ADx100); 16 - <2 µm szemcseméretű frakciókon meghatározott klorit 'kristályossági' átlagok: a számlálóban: ChC(001),ADx100, a nevezőben: ChC(002),ADx100. Az ásványnevek rövidítései: Act - aktinolit; Bt - biotit; Cel - szeladonit; Chl - klorit; Cld - kloritoid; Ep - epidot; Glt-Cel - glakonit-szeladonit; Prh - prehnit; Pmp - pumpellyit; Prl - pirofillit; Stp - stilpnomelán. Grafit rendezettségi osztályozás Landis (1971) módszerével.

szabálytalan és szabályos (corrensit) kevertréteges szerkezetű klorit/szmektit és klorit/vermikulit fázisokon keresztül vezető aggradációs klorit képződési folyamat diagenetikus szakaszában a fenti köztes fázisoknak (folyamatos minőségi és mennyiségi változásaiknak) lényeges szerepe lehet a klorit 'kristályosság' változásaiban. A kloritban található közberétegzések csökkentik a koherensen szóró domének méretét, és így növelik a klorit félértékszélességét. A fentiek alapján a klorit (és megelőző fázisai) valamint az illit-muszkovit folyamatos kémiai és szerkezeti változásai között kifejezett hasonlóság ismerhető fel. Ez az analógia szolgál elméleti alapul a klorit 'kristályosság', mint metamorf fok jelző paraméter alkalmazásához.

Figyelembe véve a különböző illit és klorit 'kristályossági' indexek közötti korreláció erősségét, az adatok szórását, valamint magának az illit 'kristályossági' módszernek a statisztikus természetét (lásd Kübler, 1990), nyilvánvaló a következtetés, hogy a klorit 'kristályossági' módszer is csak statisztikusan alkalmazható. A statisztikai megközelítést elfogadva a klorit 'kristályosság' megbízható eszközként használható fel üledékes eredetű kishőmérsékletű metamorfitok vizsgálatánál, az illit 'kristályossággal' együtt, azt kiegészítve vagy éppenséggel azt helyettesítve (lásd a 4.6.1-3. részeket). A klorit 'kristályosság' felhasználható az anomális IC értékek genetikai értékeléséhez csakúgy, mint az illit-muszkovitot nem tartalmazó kőzetek metamorf fokának becsléséhez is. Az irodalmi adatok, valamint Frey et al. (1980b) és Kisch (1983, 1987) összefoglalásai alapján valószínűsíthető, hogy az IC és a ChC közötti korreláció erősebb az IC és a vitrinit reflexióképesség, vagy az IC és a metabázitok ásványfáciesei közötti összefüggéseknél.

Az illit és a klorit 'kristályossági' módszerek összehasonlítását, együttes alkalmazását szemlélteti a 7. ábra, aholis az egyes lelőhelyek IC(002),AD értékei mellet a ChC(001),AD és a ChC(002),AD átlagokat is feltüntettem. Az összefüggések és a trendek meggyőzőnek tűnnek, és az IC átlagokon alapuló metamorf zóna-besorolások a legtöbb esetben egybeesnek a ChC átlagok alapján lehetséges zóna-meghatározás eredményeivel (lásd a 8. ábrát is).

A 8. ábrán a Kübler-féle eredeti (neuchâteli) illit 'kristályossági' skálát és metamorf zóna-beosztást korreláltam a jelen munka megfelelő beosztásaival és zóna-határaival, az újonnan kidolgozott klorit 'kristályossági' skálákkal, az üledékes



8. ábra: Az illit és a klorit 'kristályossági' skálák korrelációja az agyagásvány együttesekkel, szénülésfokkal, Conodonta színváltozási indexszel (CAI) és a metabázit ásványfáciesekkel, az ÉK-magyarországi paleozóikum és mezozóikum adatai alapján. Jelölések: (a) - Kübler (1975) és Kübler et al. (1979) szerint; (b) - Frey et al. (1980b), Teichmüller et al. (1979), Weber (1972b), Wolf (1972) és Árkai (1983a) munkáiból számított átlagértékek; (c) - Frey (1986) nyomán; (d) - kalcit-dolomit geotermometriai számítások alapján (Árkai és Fórizs nem publikált adatai); (e) - Árkai és Kovács (1986) valamint Kovács és Árkai (1987) nyomán; (*) - lásd a 3. rész szövegét, pp. 13-16

(finomtörmelékes) eredetű kőzetek diagenetikus agyagásvány előfordulásaival, a szénülésfokkal, a közbetelepült mészkövek Conodonta színváltozási indexeivel (CAI) és a metabázitok ásványfácieseivel. A korrelációs diagram összeállításához az ÉK-magyarországi (Szendrői-, Upponyi-, Bükk és Aggtelek-Rudabányai-hegység) paleozóos és mezozóos formációk vizsgálati eredményeit használtam fel. A különböző alapú beosztások korrelációjának elvi, módszertani és gyakorlati kérdéseit már a 3. részben tárgyaltam. Természetes, hogy az illit 'kristályosságnál' említett értelmezési problémák a klorit 'kristályosságnál' is jelentkezhetnek. A 'kristályossági' módszerek kőzetgenetikai értékelése megbízhatóságának növelése érdekében a diagenetikus és a kishőmérsékletű anchizónás kőzetek erősen szóró adatai statisztikai feldolgozásának fejlesztése, valamint a különböző litotípusok különböző metamorf fok jelző paraméterei korrelációjának további vizsgálata szükséges.

4.5. Kísérlet a klorit 'kristályosság' ásványtani értelmezésére

A klorit diagenetikus - metamorf fejlődésének részletesebb vizsgálata céljából a 4.2-4. részben tárgyalt agyag - agyagpala - fillit sorozatból négy, a diagenezistől az epizónáig terjedő átalakultsági fokú kőzetmintát választottam ki. Ezek:

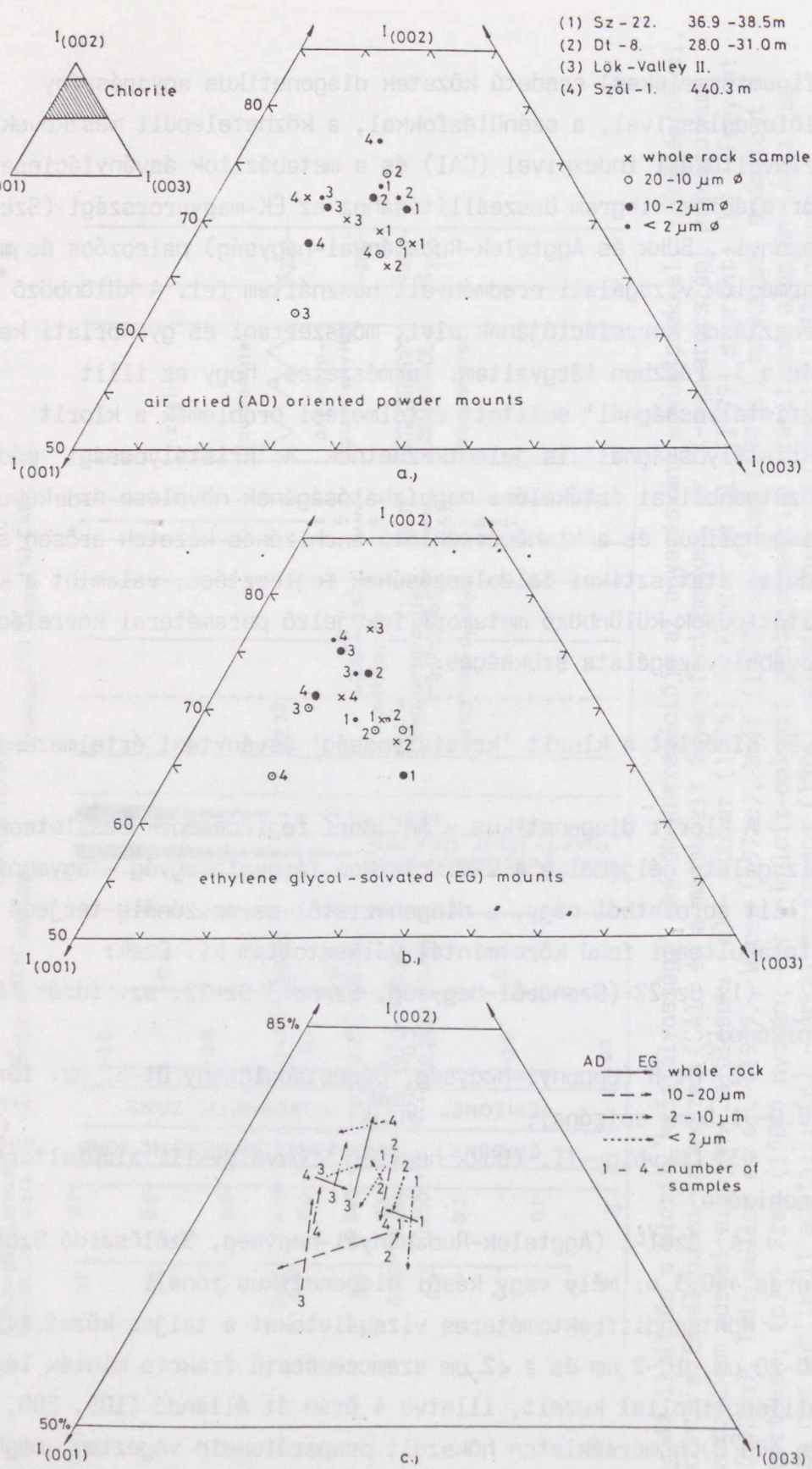
(1) Sz-22 (Szendrői-hegység, Szendrő Sz-22. sz. fúrás 36,9-38,5 m: epizóna);

(2) Dt-8 (Upponyi-hegység, Dédestapolcsány Dt-8. sz. fúrás 28,0-31,0 m: epizóna);

(3) Lökvölgy-II. (Bükk hegység, Lökvölgy-II. alapfeltárás: anchizóna)

(4) Szől-1 (Aggtelek-Rudabányai-hegység, Szőlősardó Szől-1. sz. fúrás 440,3 m: mély vagy késői diagenetikus zóna).

Röntgendiffraktométeres vizsgálatokat a teljes kőzet, valamint a 20-10 μm, 10-2 μm és a <2 μm szemcseméretű frakció minták légszáraz, etilénglikollal kezelt, illetve 4 órán át állandó (105, 200, 300, 400 és 490°C) hőmérsékleten hőkezelt preparátumain végeztem, meghatározva a kllorit és az illit-muszkovit első három illetve két bázisreflexiójának intenzitás viszonyait és 'kristályossági' indexeit. A klorit és az illit-muszkovit krisztallitjainak (=röntgensugárzást koherensen szóró



9. ábra: A klorit bázisreflexiók intenzitás arányai légszáraz (a) és etilénglikollal kezelt (b) mintákban. Az intenzitás arányok változási irányai (c)

doménjeinek) kristálytani c-tengely irányú átlagos méreteit és rácsdeformáció (=rácshiba) értékeit Tóth M. (MTA GKL) határozta meg, a bázisreflexiók vonalprofiljainak Wilson (1963) által javasolt, és Tóth (1979) által először kaolinitre, majd később (Árkai és Tóth, 1983, 1985) illit-muszkovitra alkalmazott variancia módszeres vizsgálatával.

A vizsgált kiindulási minták klorit bázisreflexió intenzitás arányait a 9a ábra szemlélteti. A különböző minták kémiai összetétele - az intenzitás arányok eloszlásából becsülve - viszonylag szűk határok között változhat. Nem mutatható ki rendszeres különbség az egyes minták különböző szemcseméret frakciói között sem. Etilénglikolos kezelés hatására bizonyos változások észlelhetők az intenzitás arányokban (9b ábra), de a változások irányaiban (9c ábra) nem mutatható ki egyértelmű szabályszerűség. Ez a megállapítás statisztikai adatokkal is alátámasztható: a légszáraz mintákon (x) valamint az etilénglikollal kezelt mintákon (y) mért klorit $I(001)/[I(001)+I(002)]$ hányadosok korrelációja gyenge ($r = 0,54$), regressziós egyenlete:
$y = 0,52x + 0,13$.

A klorit (002) reflexiójánál - mint ahogyan az várható volt - etilénglikolos kezelés hatására nem észlelhető jelentős változás. Ezzel szemben a 14 Å-ös reflexiónál kettős hatással kell számolnunk:

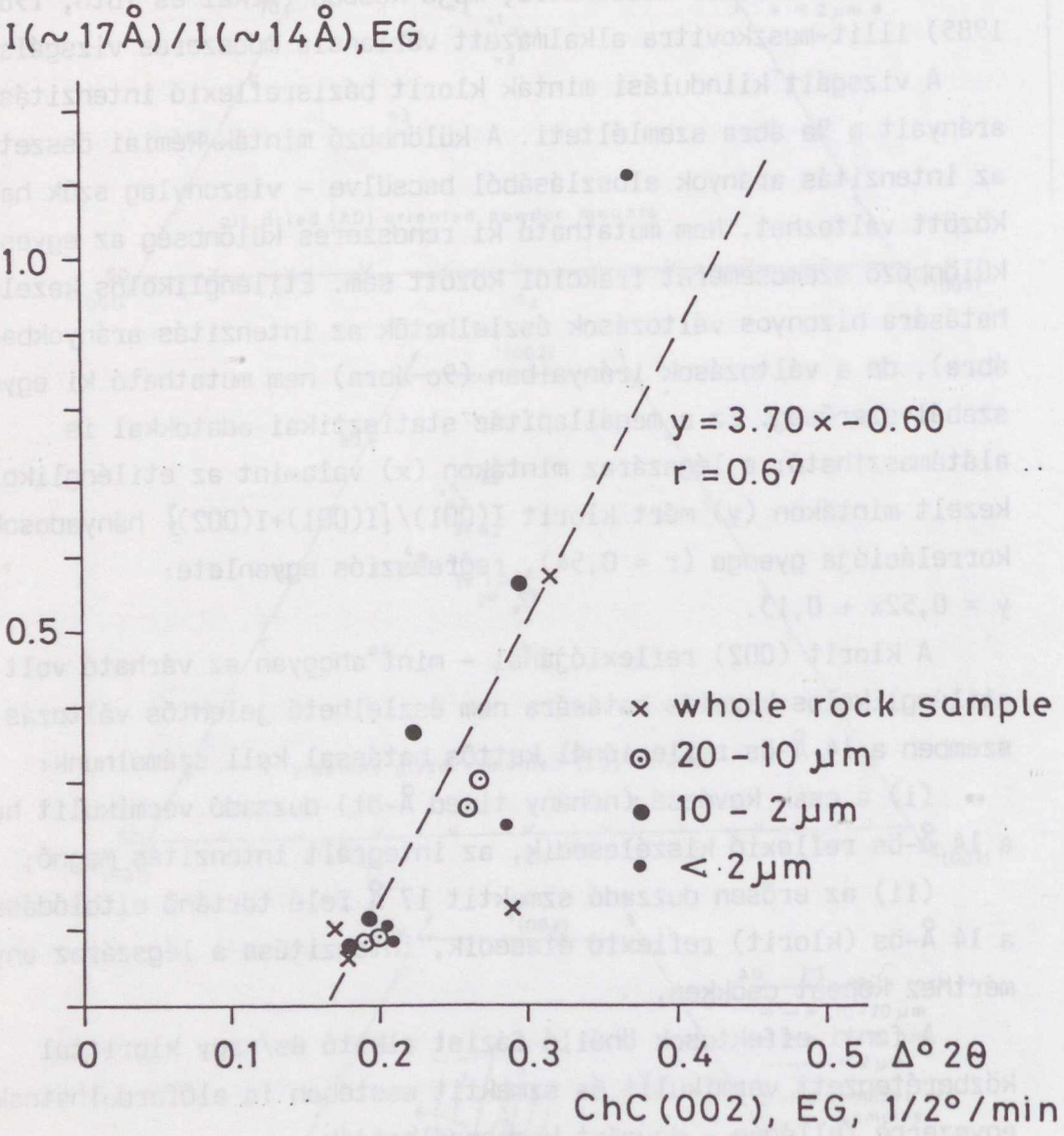
(i) a csak kevéssé (néhány tized Å-öt) duzzadó vermikulit hatására a 14 Å-ös reflexió kiszélesedik, az integrált intenzitás megnő;

(ii) az erősen duzzadó szmektit 17 Å felé történő eltolódása miatt a 14 Å-ös (klorit) reflexió élesedik, intenzitása a légszáraz anyagban mérthez képest csökken.

A fenti effektusok önálló fázist alkotó és/vagy klorittal közberétegzett vermikulit és szmektit esetében is előfordulhatnak, és - egyszerre fellépve - egymást kompenzálhatják.

A klorit első bázisreflexió félértékszélességének (ChC(001),AD) növekedésével nő a vermikulit és a szmektit közberétegzések valószínűsége. Feltehető, hogy a diagenetikus zónában a szmektit, az anchi- és epizónában a vermikulit közberétegzés a gyakoribb (lásd még a 4.3. rész 5a-b ábráit).

A kloritban közberétegzett és/vagy önálló fázist alkotó szmektit jelenlétére, részarányára az etilénglikollal kezelt preparátumok röntgendiffraktogramjaiból: a szmektitnek (~17 Å) és a kloritnak (~14 Å) megfelelő reflexiók háttértől mért intenzitás (~magasság) arányaiból is következtethetünk (10. ábra). Az I(~17 Å)/I(~14 Å)



10. ábra: Összefüggés a szmektit : klorit arányra jellemző bázisreflexió intenzitás-hányados és a klorit (002) bázisreflexiójának félérték-szélessége között

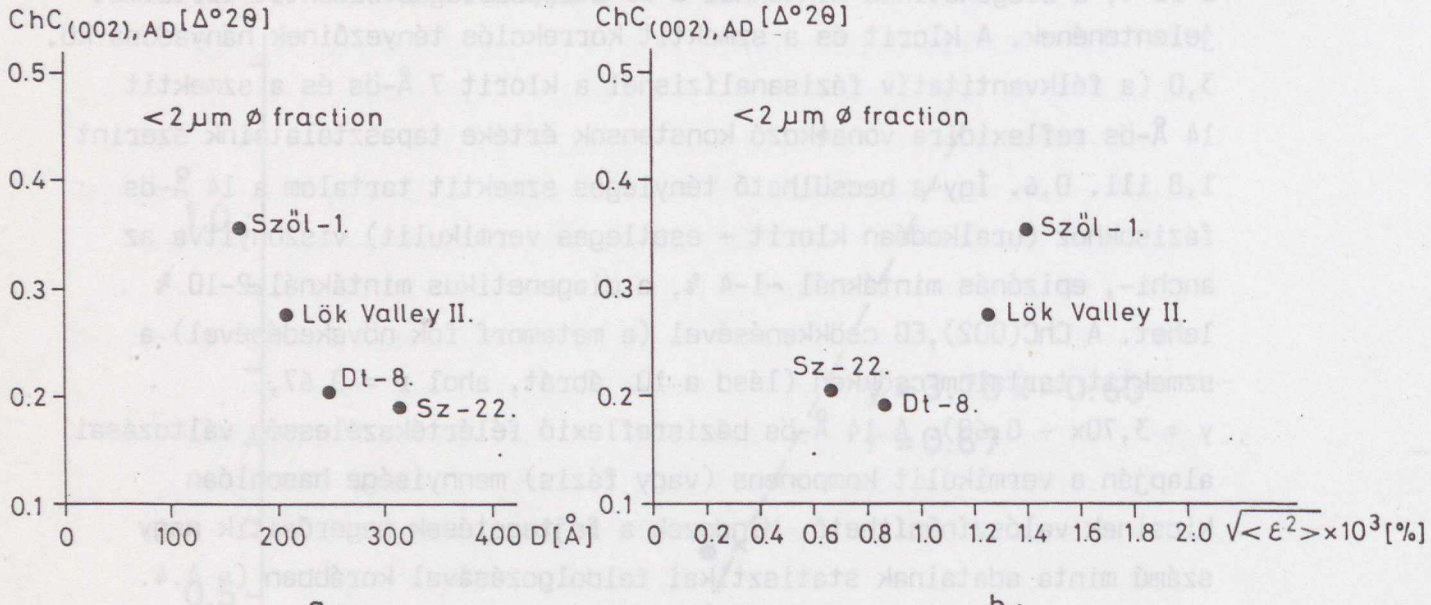
hányados az anchi- és epizónás mintáknál 0,1-0,4, a diagenetikus mintáknál 0,3-1,1 között változik. Figyelembe véve a 14 Å-ös klorit reflexió intenzitását (kb. 20-30 %), ezek az értékek a 14 Å-ös fázisok = 100 %-hoz viszonyítva az anchi-, epizónás mintáknál kb. 2-12 %, a diagenetikus mintáknál 6-33 % látszólagos szmektit tartalmat jelentenének. A klorit és a szmektit korrekciós tényezőinek hányadosa kb. 3,0 (a félkvantitatív fázisanalízisnél a klorit 7 Å-ös és a szmektit 14 Å-ös reflexióira vonatkozó konstansok értéke tapasztalataink szerint 1,8 ill. 0,6. Így a becsülhető tényleges szmektit tartalom a 14 Å-ös fázisokhoz (uralkodóan klorit + esetleges vermikulit) viszonyítva az anchi-, epizónás mintáknál ~1-4 %, a diagenetikus mintáknál ~2-10 % lehet. A ChC(002),EG csökkenésével (a metamorf fok növekedésével) a szmektit tartalom csökken (lásd a 10. ábrát, ahol r = 0,67, y = 3,70x - 0,60). A 14 Å-ös bázisreflexió félértékszélesség változásai alapján a vermikulit komponens (vagy fázis) mennyisége hasonlóan kicsinek valószínűsíthető. Mindezek a fejtegetések megerősítik nagy számú minta adatainak statisztikai feldolgozásával korábban (a 4.4. részben) levont következtetésemet, mely szerint az anchi- és epizónás kőzeteknél a kloritban található szmektit és/vagy vermikulit közberétegzések mennyisége alárendelt lehet. Így a szmektit és/vagy vermikulit közberétegzések mennyiségének csökkenése egy olyan tényező a klorit 'kristályosság' változásában, amely elsősorban a diagenetikus zónában lehet jelentős. A klorit kémiai összetétel változásainak félértékszélességet befolyásoló esetleges hatásait már korábban (a 4.2. részben) kizártam.

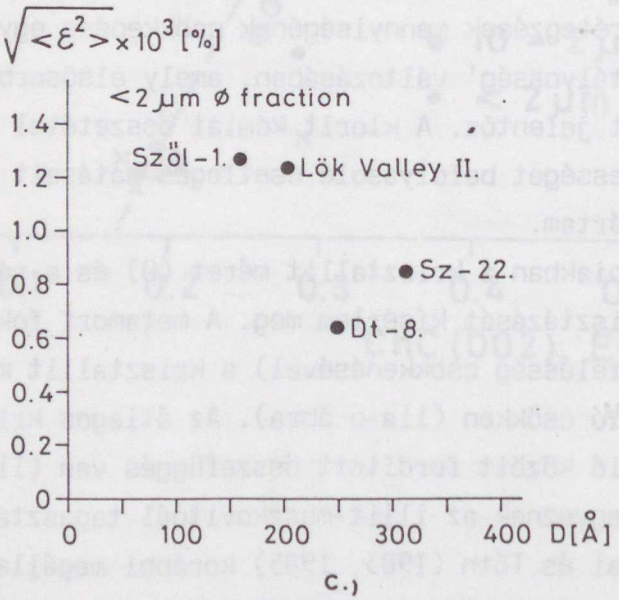
A továbbiakban a krisztallit méret (D) és a rácsdeformáció ($\sqrt{\langle \varepsilon^2 \rangle}$) szerepének tisztázását kísérlem meg. A metamorf fok (~T) növekedésével (a félértékszélesség csökkenésével) a krisztallit méret nő, a rácsdeformáció csökken (11a-b ábra). Az átlagos krisztallit méret és a rácsdeformáció között fordított összefüggés van (11c ábra). Ezek a relációk megegyeznek az illit-muszkovitnál tapasztaltakkal (12a-c ábra, valamint Árkai és Tóth (1983, 1985) korábbi megállapításaival.

Termikus kísérleteim az alábbi feladatok megoldását célozták:

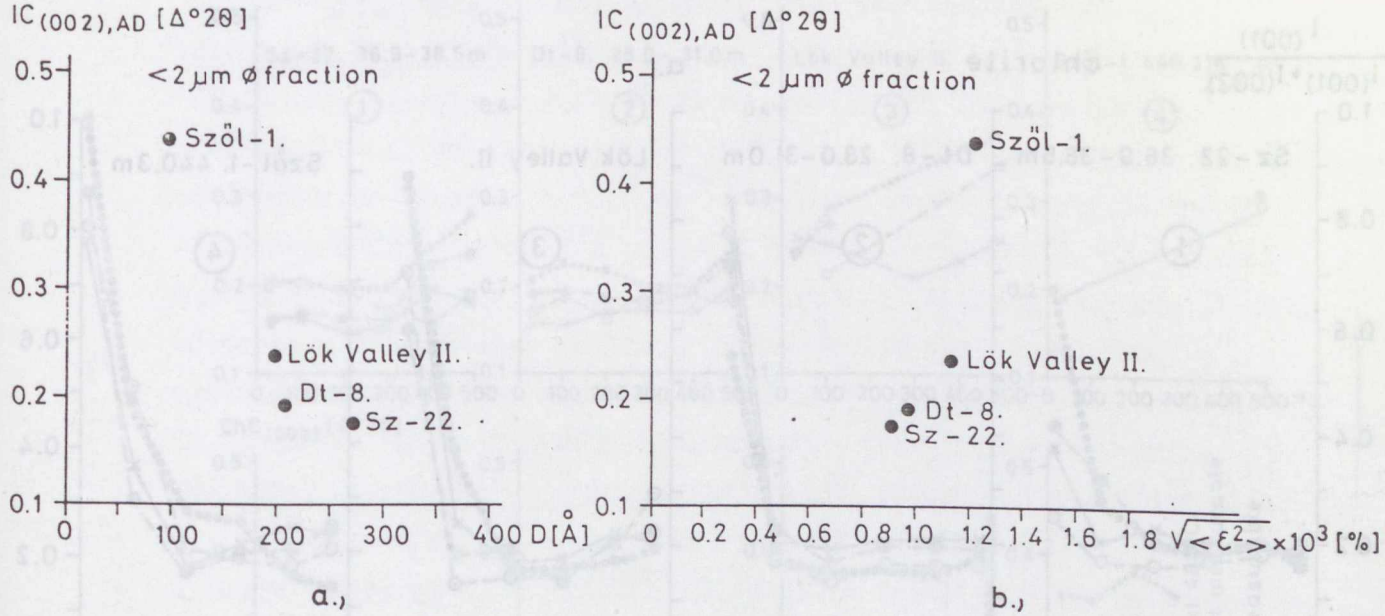
(i) a metamorfózis foka (~T) és a klorit termikus stabilitása közötti esetleges összefüggés tisztázása (lásd Dunoyer de Segonzac, 1970);

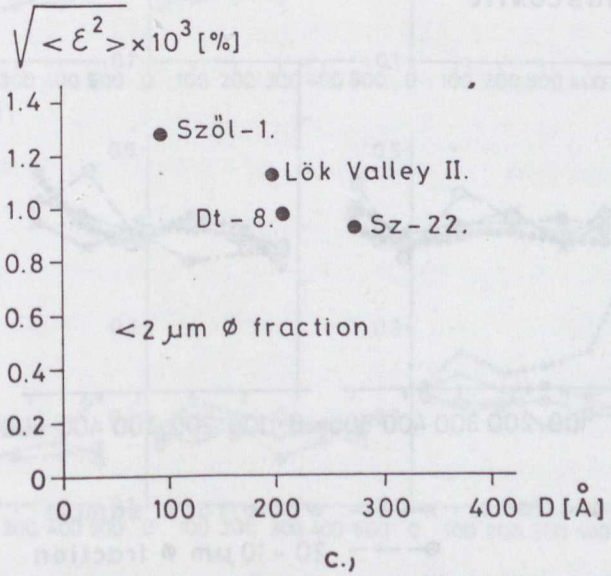
(ii) a klorit szerkezeti rendezettségére utaló paraméterek ('kristályossági' indexek, doménméret, rácsdeformáció) hőkezelés



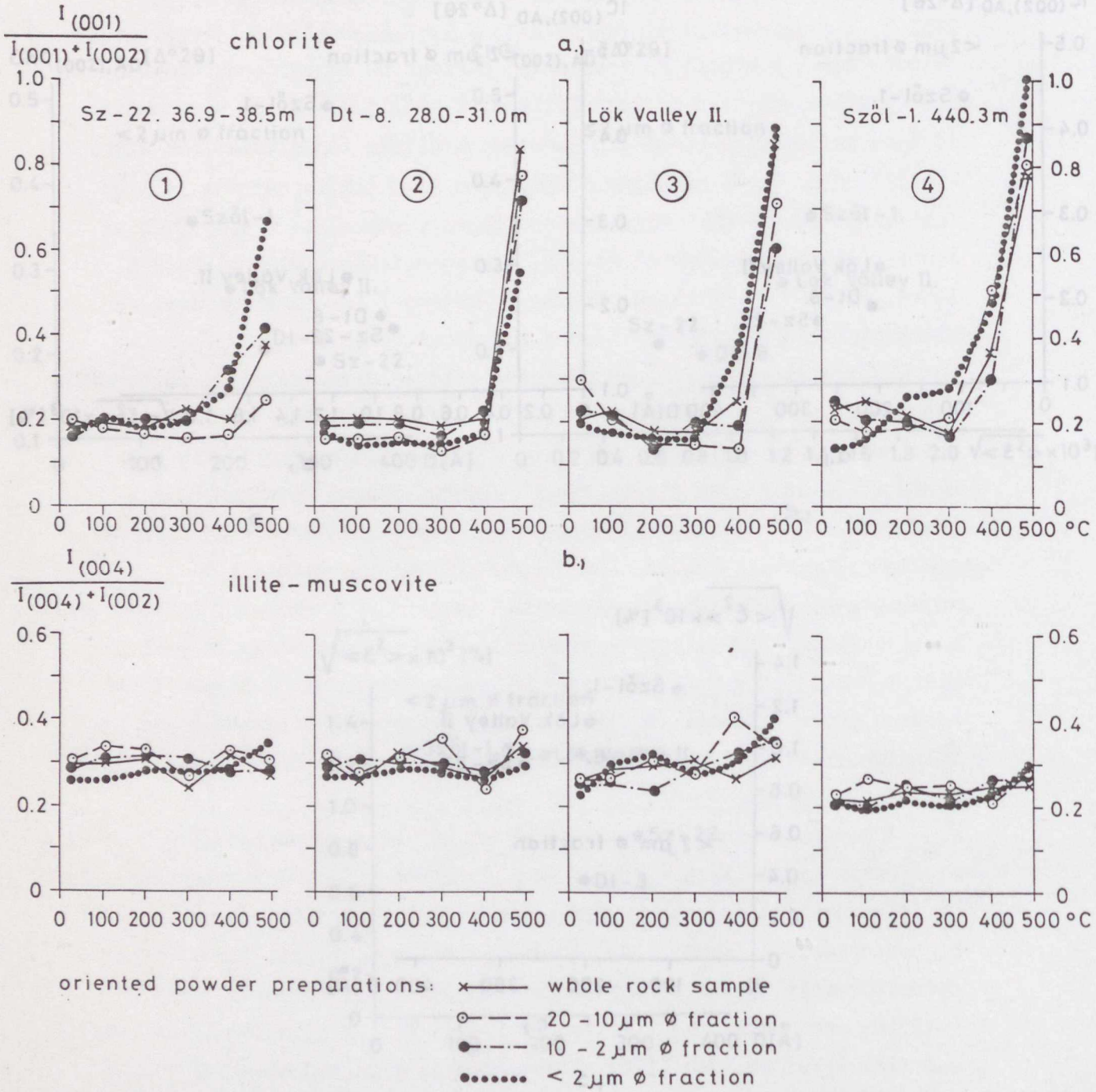


11. ábra: Összefüggés a klorit 'kristályosság' és a klorit kristálytani c tengely irányú (relatív) doménmérete (a), a klorit 'kristályosság' és a (relatív) rácsdeformáció (b), valamint a klorit doménmérete és rácsdeformációja (c) között, a 7 Å-ös bázisreflexió vonalprofil analizise alapján

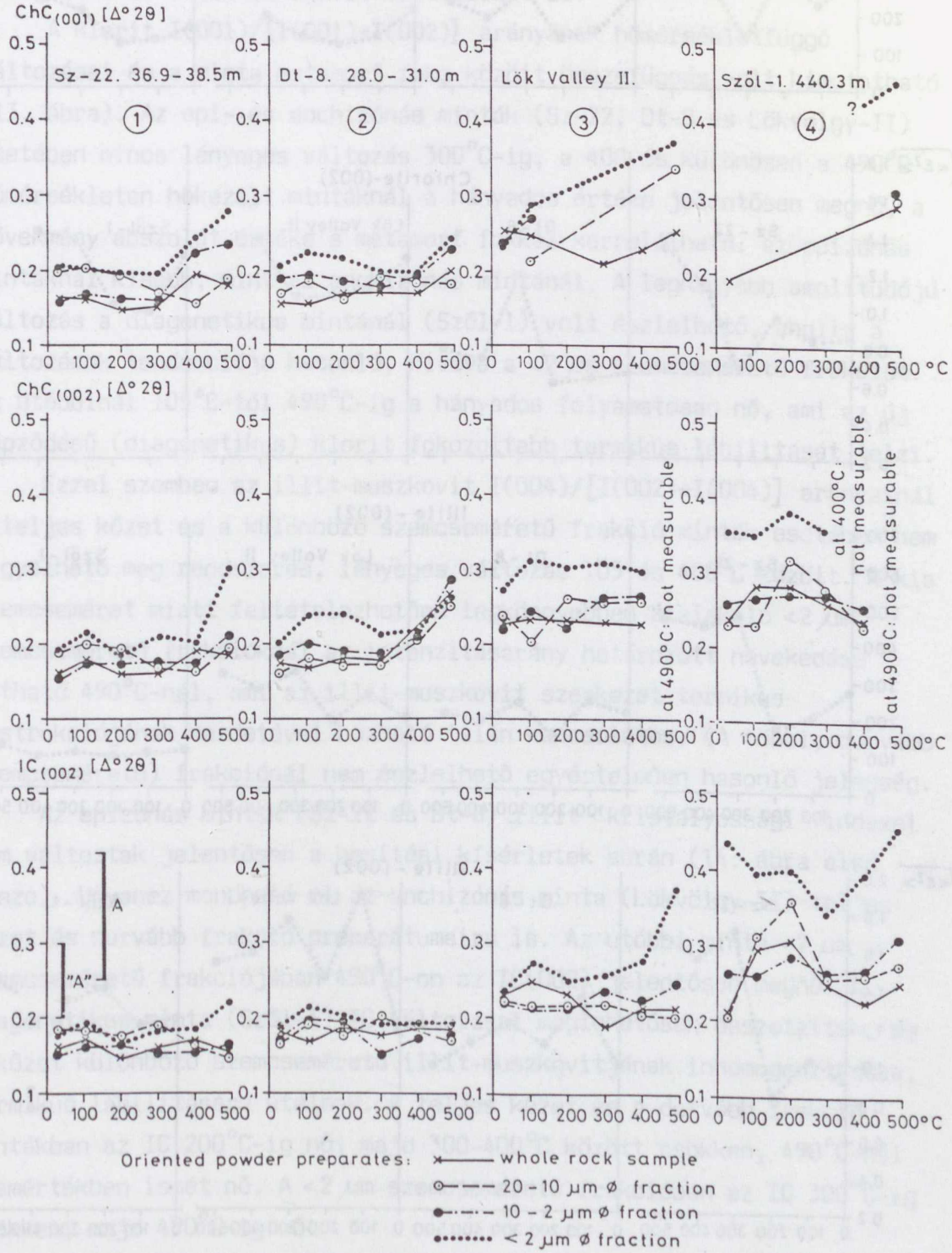




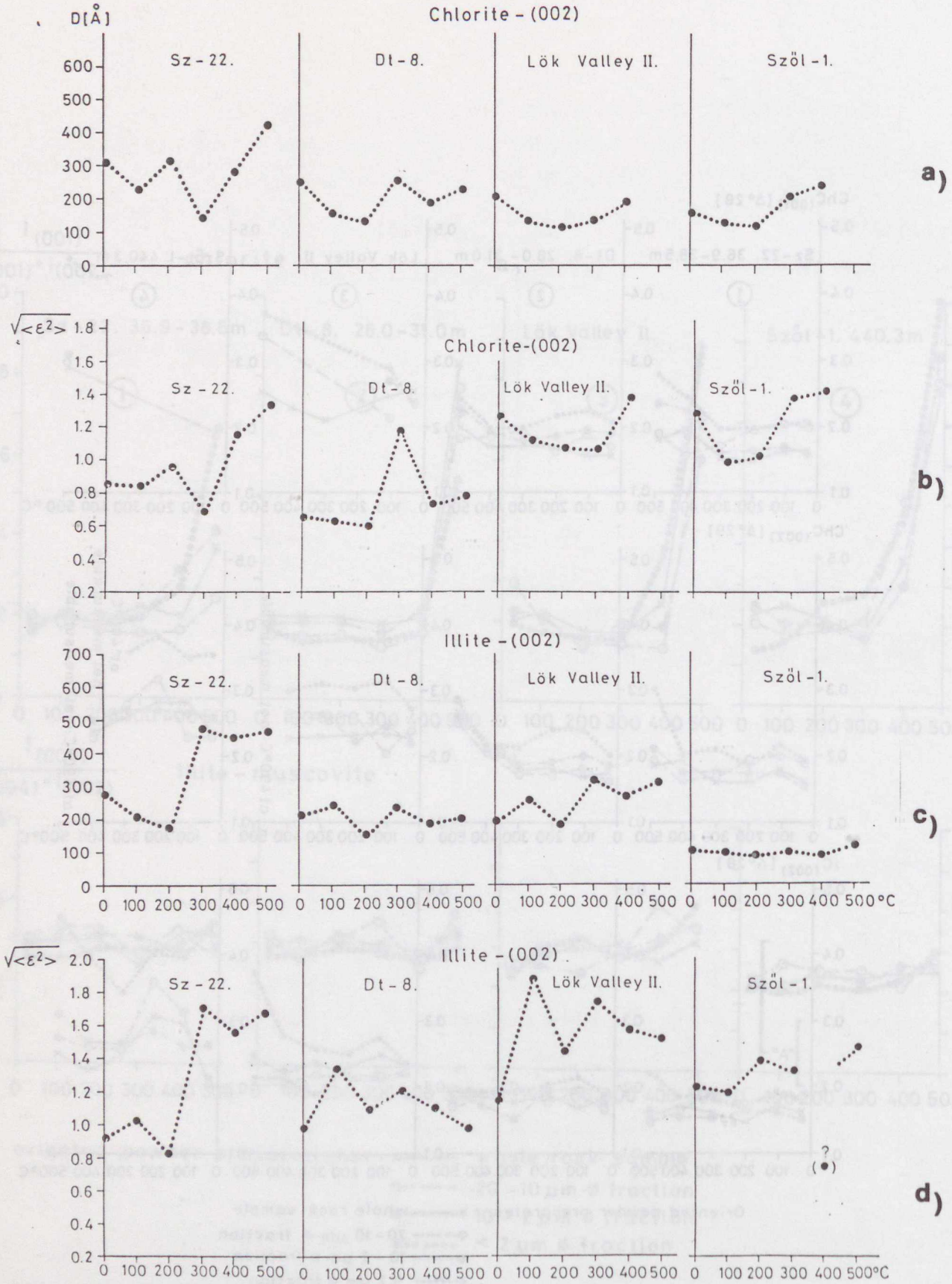
12. ábra: Összefüggés az illit 'kristályosság' és az illit-muszkovit kristálytani c-tengely irányú (relatív) doménmérete (a), az illit 'kristályosság' és a (relatív) rácsdeformáció (b), valamint a doménméret és a rácsdeformáció (c) között, a 10 Å-ös bázis-reflexió alapján



13. ábra: A bázisreflexiók intenzitás arányainak változásai a kísérleti hőkezelés hőmérsékletének függvényében, teljes kőzet és különböző szemcseméretű frakció minták klorit (a) és illit-muszkovit (b) ásványainál



14. ábra: A klorit és az illit 'kristályosság' (ChC és IC) változásai a teljes kőzet és a különböző szemcseméretű frakció mintákban, a kísérleti hőkezelés hőmérsékletének függvényében. Goniométer sebesség: 1/2°/min. Jelölések: A - az anchizóna intervalluma Kübler szerint; "A" - a jelen értekezésben használt anchizóna tartománya (bővebben lásd a 3. részben)



15. ábra: A klorit és az illit-muszkovit kristálytani c tengely irányú (relatív) doménméretének (D) és rácsdeformációjának ($\sqrt{<\varepsilon^2>}$) változásai a hőkezelés hőmérsékletének függvényében (< 2 µm szemcseméretű minták)

hatására végbemenő változásainak meghatározása.

A kísérletek során minden esetben - összehasonlítás céljából - vizsgáltam az illit-muszkovit változásait is.

A klorit I(001)/[I(001)+I(002)] arányának hőmérsékletfüggő változásai és a minta metamorf foka között összefüggés volt kimutatható (13. ábra). Az epi- és anchizónás minták (Sz-22, Dt-8 és Lökvölgy-II) esetében nincs lényeges változás 300°C-ig, a 400 és különösen a 490°C hőmérsékleten hőkezelt mintáknál a hányados értéke jelentősen megnő, a növekmény abszolút értéke a metamorf fokkal korrelálható: az epizónás mintáknál kisebb, mint az anchizónás mintánál. A legnagyobb amplitudójú változás a diagenetikus mintánál (Szől-1) volt észlelhető, aholis a változások tendenciája hasonló, kivéve a <2 μm szemcseméretű frakciót. Ez utóbbinál 105°C-tól 490°C-ig a hányados folyamatosan nő, ami az új képződésű (diagenetikus) klorit fokozottabb termikus labilitását jelzi.

Ezzel szemben az illit-muszkovit I(004)/[I(002)+I(004)] arányainál a teljes kőzet és a különböző szemcseméretű frakció minták esetében nem figyelhető meg rendszeres, lényeges változás 105 és 400°C között. A kis szemcseméret miatt feltételezhetően legkönnyebben átalakuló <2 μm szemcseméretű frakcióknál az intenzitásarány határozott növekedése látható 490°C-nál, ami az illit-muszkovit szerkezet termikus destrukciójának kezdetével hozható talán kapcsolatba. (A többi, durvább szemcseméretű) frakciónál nem észlelhető egyértelműen hasonló jelenség.

Az epizónás minták (Sz-22 és Dt-8) illit 'kristályossági' indexei nem változtak jelentősen a hevítési kísérletek során (14. ábra alsó része). Ugyanez mondható el az anchizónás minta (Lökvölgy-II) teljes kőzet és durvább frakció preparátumaira is. Az utóbbi minta <2 μm szemcseméretű frakciójában 490°C-on az IC(002) jelentősen megnő. A diagenetikus minta (Szől-1) IC változásai meglehetősen összetettek, és a kőzet különböző szemcseméretű illit-muszkovitjának inhomogenitására, termikus labilitására utalnak. A teljes kőzet és a durvább frakció mintákban az IC 200°C-ig nő, majd 300-400°C között csökken, 490°C-nál kismértékben ismét nő. A <2 μm szemcseméretű frakcióban az IC 300°C-ig csökken, majd 490°C-ig nő.

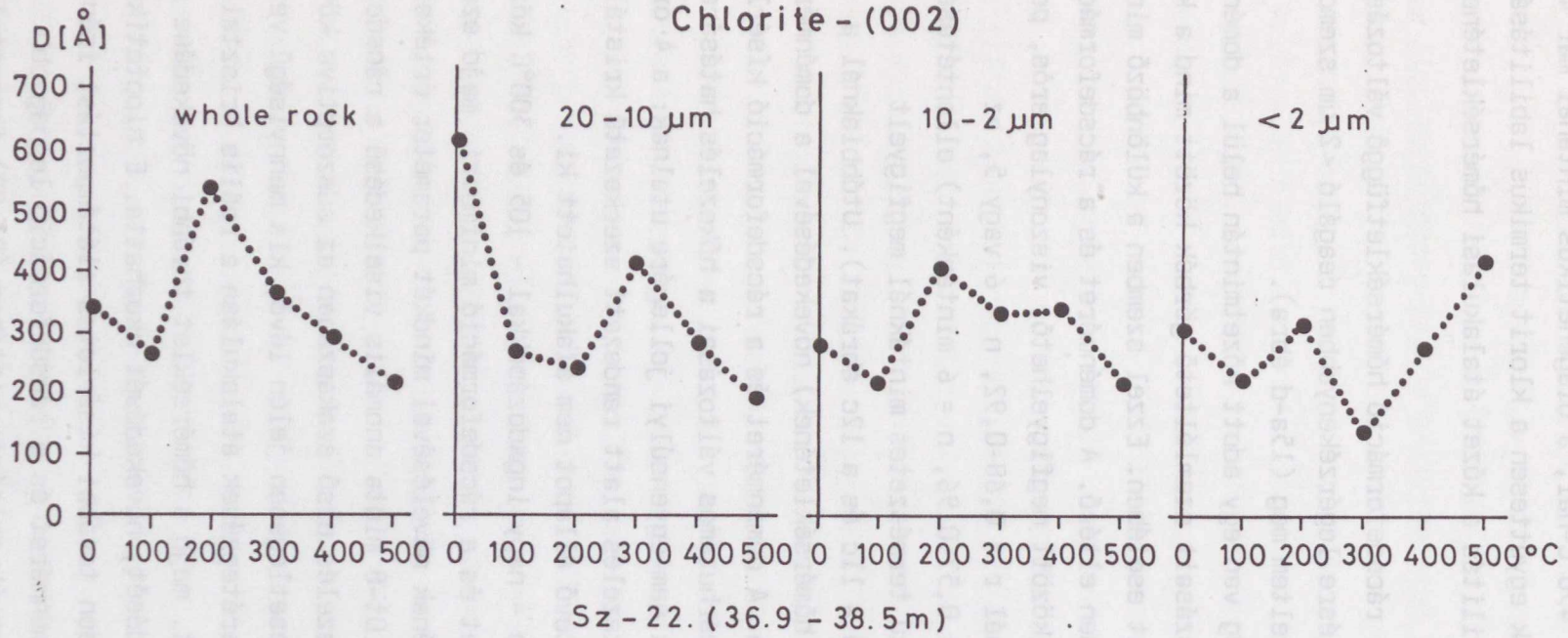
Az epizónás minták klorit 'kristályossági' indexének értékei esetenként csak 400, uralkodóan csak 490°C-nál nőnek meg jelentősebben (14. ábra). 200 és 400°C között változó, kis minimum észlelhető. Az anchizónás, és különösen a diagenetikus mintánál a félértékszélességek rendszertelenül ingadoznak 105 és 400°C között. A 7 Å-ös reflexió

intenzitásának csökkenése, majd a reflexió megszünése miatt a ChC(002) az anchizónás mintánál 490°C-nál, a diagenetikus mintánál már 400°C-nál sem mérhető. E jellegek együttesen a klorit termikus labilitását jelzik. A termikus labilitás a kőzet átalakulási hőmérsékletének növekedésével csökken.

A doménméret és a rácsdeformáció hőmérsékletfüggő változásainak értelmezését a hőkezelésre legérzékenyebben reagáló <2 /um szemcseméretű frakció példáján kíséreltem meg (15a-d ábra).

Meglepő hasonlóság van egy adott kőzetmintán belül a doménméret és a rácsdeformáció változásait szemléltető görbék között mind a klorit mind az illit-muszkovit esetében. Ezzel szemben a különböző minták viselkedése meglehetősen eltérő. A doménméret és a rácsdeformáció kísérleti körülmények között megfigyelhető, viszonylag erős, pozitiv korrelációi (a kloritnál r = 0,68-0,92, n = 6 vagy 5, az illit-muszkovitnál r = 0,57-0,96, n = 6 mintánként) ellentétesek a különböző metamorf fokú természetes mintáknál megfigyelt összefüggésekkel (lásd a 11c és a 12c ábrákat). Utóbbiaknál a metamorfózis fokának (hőmérsékletének) növekedésével a doménméret nő, a rácsdeformáció csökken. A doménméret és a rácsdeformáció kísérleti mintáknál megfigyelt párhuzamos változásai a hőkezelés hatására végbement átalakulások nem-egyensúlyi jellegére utalnak: a 4 órás állandó hőmérsékletű kezelés alatt rendezett szerkezetű kristályok növekedését lehetővé tevő állapot nem alakulhatott ki.

A klorit esetében - nagy ingadozásokkal - 105 és 300°C között találhatók a doménméret és a rácsdeformáció minimumai, majd ezután, a hőkezelés hőmérsékletének növelésével mindkét paraméter értékei nőnek (megjegyzendő, hogy a Dt-8 minta anomális viselkedésű a rácsdeformáció szempontjából). A hőkezelés első szakaszában az adszorptive kötött víz távozása valamint az esetlegesen jelen lévő, kis mennyiségű vermikulit és/vagy szmektit közberétegzések átalakulása a reális krisztallitok mozaikszerű szétesését, majd a hőmérséklet további növekedése a krisztallitok rendeződését, növekedését okozhatta. E hipotetikus magyarázat természetesen további kísérletes alátámasztást igényel annál is inkább, mivel a doménméret és a rácsdeformáció legnagyobb változásait éppen az egyik epizónás mintában (Sz-22) tapasztaltam. A diagenetikus mintában a változások amplitudói lényegesen kisebbek. Még kifejezettebb ez a jelenség az illit-muszkovit esetében (15c-d ábra), aholis 200°C-nál minimum értékeket kaptam. A kísérleti hőmérséklet



16. ábra: A klorit c tengely irányú (relatív) doménméretének változásai egy epizónás fillit teljes kőzet és különböző szemcseméretű frakció mintáiban

további növekedésével a doménméret és a rácsdeformáció vagy nő (Sz-22) vagy a kiindulási értékekhez közel ingadozik.

Egy epizónás fillit teljes kőzet és különböző frakció mintáinak doménméreteit és ezek hőmérséklet-függő változásait a 16. ábra szemlélteti. A doménméret egy kezdeti (talán az adszorciós víz elvesztésével kapcsolatos) csökkenés (105-200°C) után ismét nő (200-300°C), majd a durvább frakcióknál fokozatosan csökken, a <2 µm szemcseméretű frakcióban nő.

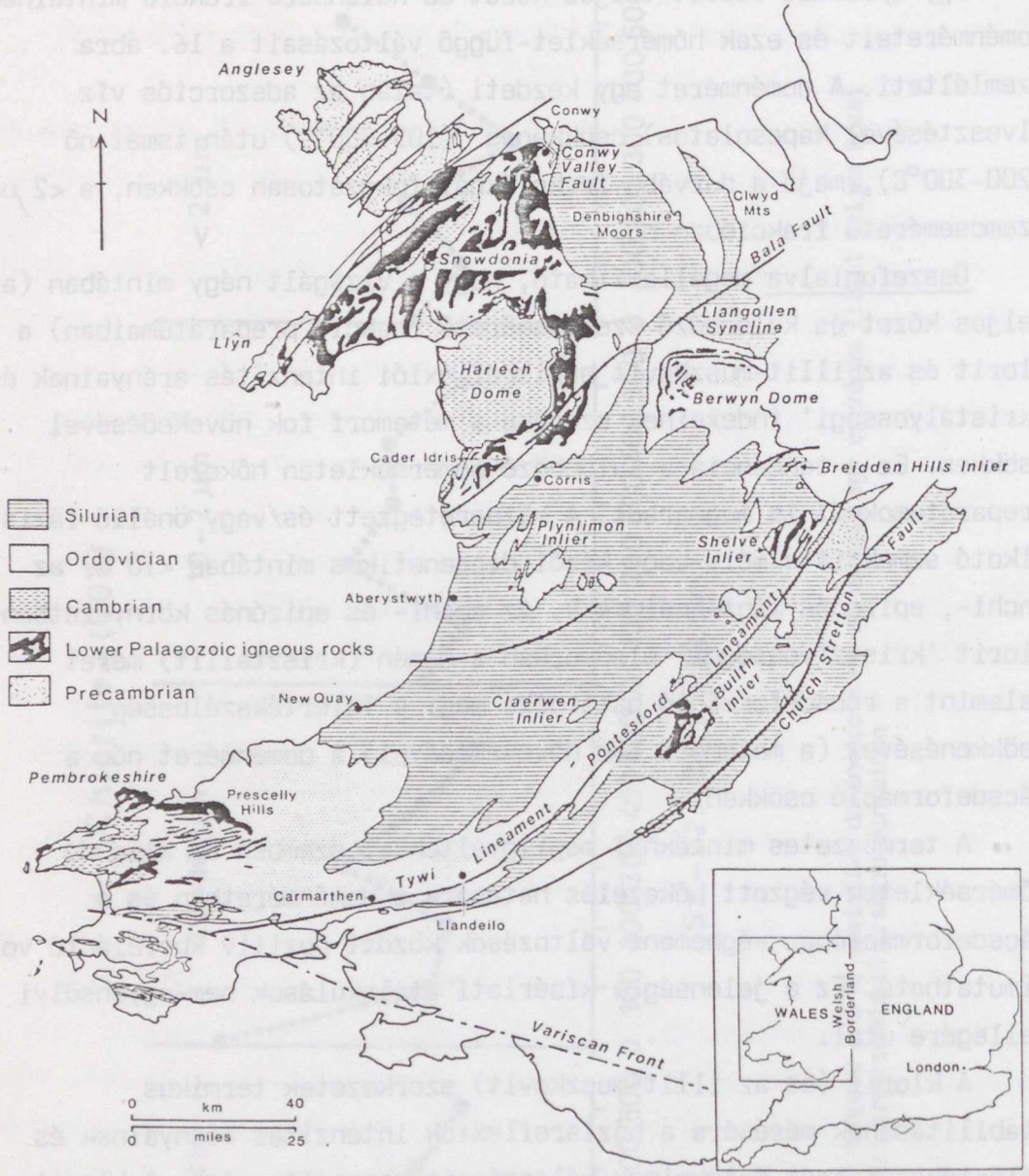
Összefoglalva megállapítható, hogy a vizsgált négy mintában (azok teljes kőzet és különböző szemcseméretű frakció preparátumaiban) a klorit és az illit-muszkovit bázisreflexiói intenzitás arányainak és 'kristályossági' indexeinek szórása a metamorf fok növekedésével csökken. Ez a tendencia a különböző hőmérsékleten hőkezelt preparátumoknál is megmaradt. A közberétegzett és/vagy önálló fázist alkotó szmektit a mély vagy késői diagenetikus mintában <10 %, az anchi-, epizónás mintáknál <4 %. Az anchi- és epizónás környezetben a klorit 'kristályosságot' elsősorban a domén (krisztallit) méret valamint a rácsdeformáció határozza meg: a félértékszélesség csökkenésével (a metamorf fok növekedésével) a doménméret nő, a rácsdeformáció csökken.

A természetes mintáknál megfigyeltekkel szemben az állandó hőmérsékleten végzett hőkezelés hatására a doménméretben és a rácsdeformációban végbement változások között pozitiv korreláció volt kimutatható. Ez a jelenség a kísérleti átalakulások nem-egyensúlyi jellegére utal.

A klorit (és az illit-muszkovit) szerkezetek termikus stabilitásának mérésére a bázisreflexiók intenzitás arányainak és félértékszélesség értékeinek változásait használtam fel. A klorit termikus stabilitása és a kőzet diagenezis-metamorfózis foka között szoros összefüggés van. A klorit termikus sajátságait tovább vizsgálva fontos - kiegészítő jellegű - kőzetgenetikai információk remélhetők a kishőmérsékletű metamorfózis tartományában.

4.6. Néhány példa a klorit 'kristályosság' regionális alkalmazására

A következőkben néhány olyan példát ismertetek, amelyekben a klorit 'kristályossági' index, mint kontrollt biztosító, kiegészítő



17. ábra: Wales és a Walesi Határvidék egyszerűsített földtani térképe Robinson és Bevins (1986) szerint

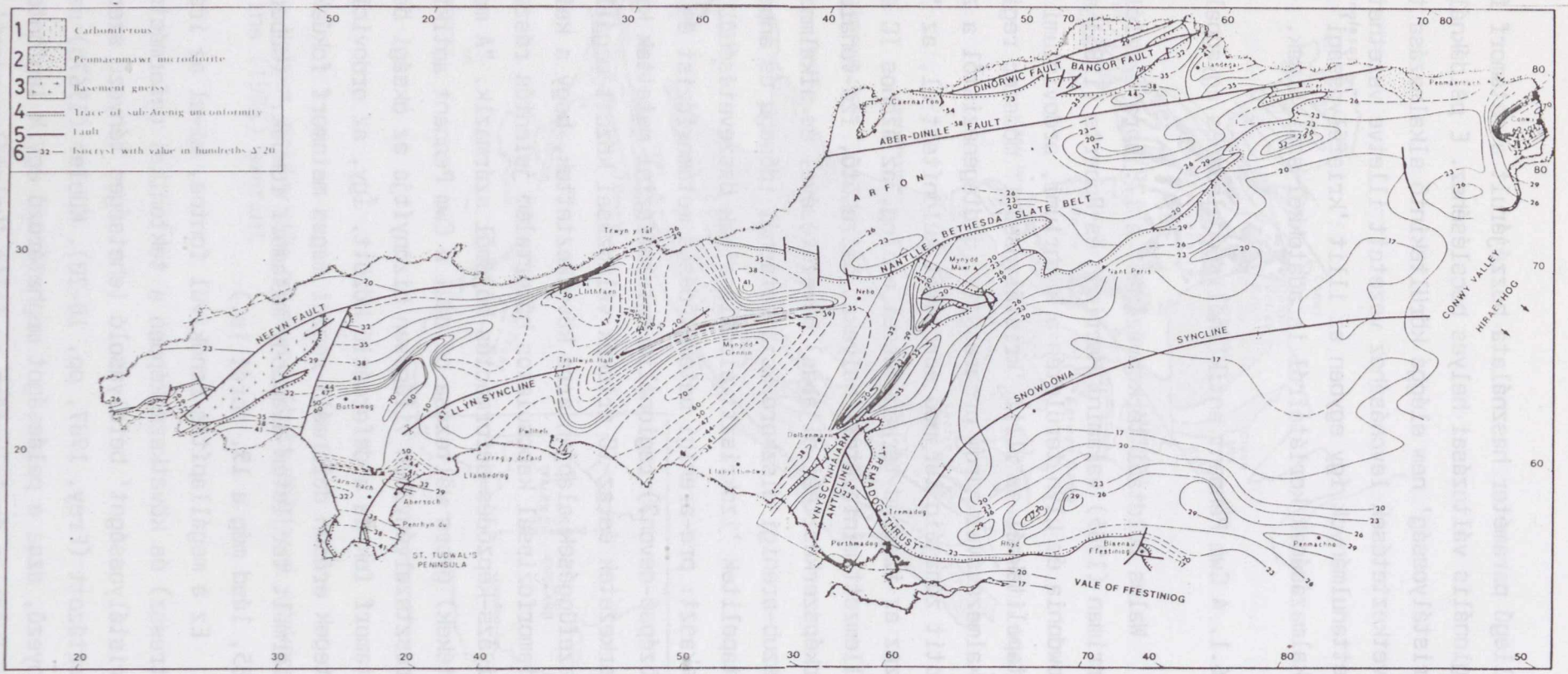
jellegű paraméter használata hozzájárult a metamorf fok és annak regionális változásai helyes becsléséhez. E példáknál az illit 'kristályosság' nem eléggé körültekintő alkalmazása téves következtetések levonásához vezetett illetve vezethetett volna. Ezek az esettanulmányok így egyben az illit 'kristályossági' módszer alkalmazásának korlátairól is adatokkal szolgálnak.

4.6.1. A Cwm Pennant antiklinális ópaleozóos agyagpalái (Észak-Wales)

Wales földtani térképvázlatát a 17. ábra szemlélteti. Roberts és Merriman (1985) valamint Merriman és Roberts (1985) az észak-walesi Snowdonia és Llŷn területén a kambriumi, ordoviciumi és szilur időszaki metapeliteknél az illit 'kristályossági' módszer regionális alkalmazásával három progresszív, a diagenezistől a zöldpala fácies biotit zónájáig terjedő sorozatot különített el, az 'izokriszt' módszer (azaz az izográd térképezéssel analog, az azonos IC értékekkel jellemzett mintavételi helyeket összekötő, izo-vonalas metamorf térképszerkesztési eljárás) bevezetésével és alkalmazásával (18. ábra). A szub-arenigi diszkordancia határnál idősebb és annál fiatalabb metapelitek 'izokriszt' eloszlásainak összevetéséből két metamorf szakaszt: pre-arenigi betemetődéses metamorfózist és kaledoni (középső-devon?) regionális metamorfózist mutattak ki. A gyűrődéses szerkezetek és az IC értékek változásai között megállapított összefüggések alapján arra következtettek, hogy a kaledoni regionális metamorfózissal kapcsolatos hőtartalom jelentős része a klivázs-képződés deformációs hőjéből származik. "A metamorf fok (IC értékek) gyors változása például a Cwm Pennant antiklinális keresztszelvényében világosan bizonyítja az oksági összefüggést a metamorf fok és a deformáció között. Így, az ordoviciumi és szilur rétegek erősen deformált részei magas metamorf fokúak, míg a kevéssé deformált területek alacsony metamorf fokúak." (Roberts és Merriman, 1985, lásd még a 19. ábrát is.)

Ez a megállapítás rendkívül fontos, mivel az irányított nyomás (stressz) és következésképpen a tektonikai deformáció, mint 'kristályosságot' befolyásoló lehetséges tényező szerepe jelenleg nem tisztázott (Frey, 1987, pp. 18-20). Kübler (1967b) szerint a dinamikus tényező, azaz a palásságot meghatározó egyik legfontosabb faktor nem befolyásolja észlelhetően az illit 'kristályosságot'. Ezzel szemben

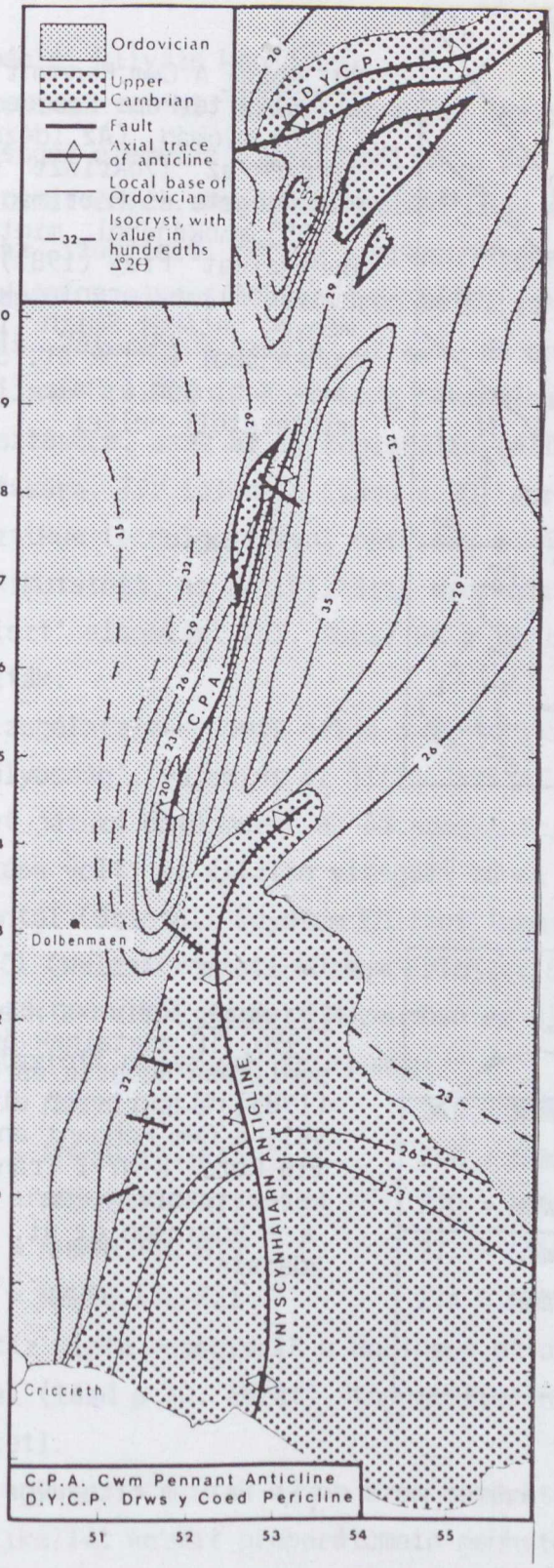
18. ábra: A Llŷn - Arfon - Snowdonia terület metamorf térképe Roberts és Merriman (1985) szerint, a fiatal prekambriumtól a szilurig változó korú metapeliteken meghatározott "izokriszt" (IC(002)Δ°2θ x 100) értékekkel. (A térképen a függőleges irány kb. ÉNY-DK-i orientációjú, a térkép szélén található jelek egymástól számított távolsága 10 km. A térkép középső részén berajzolt téglalap (a Cwm Pennant antiklinális) részletes térképét a 19. ábra mutatja be.) Jelölések: 1 - karbon képződmények; 2 - Penmaenmawr mikrodiorit; 3 - az aljzatot alkotó gneisz; 4 - a szub-arenigi diszkordancia határ nyomvonala; 5 - vető; 6 - "izokriszt" vonal



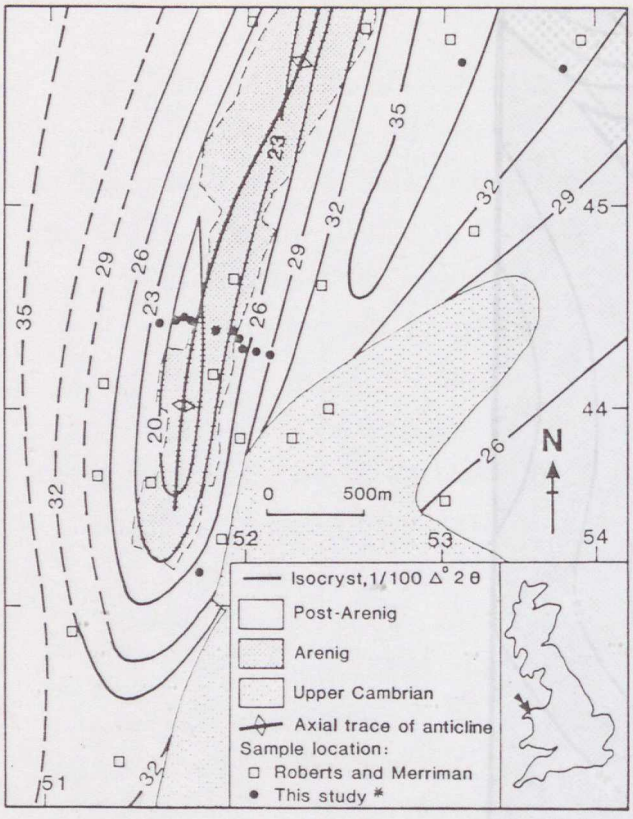
Kübler (1967a), Frey et al. (1973), valamint Aldahan és Morad (1986) tektonikai nyírásos zónákban kisebb IC értékeket ("jobb kristályosságot") regisztráltak. Több szerző kísérelt meg összefüggést kimutatni feltárás méretű gyűrődésen belül. A Kübler-indexnél (IC) nem találtak pozitív korrelációt, míg az infravörös spektroszkópiai Flehmig-indexek változásai szerint a tektonikai deformáció növekedésével az illit 'kristályossági' állapota javul (Flehmig és Langheinrich, 1974; Nyk, 1985). Másrészt - mint már említettem - Roberts és Merriman (1985) szűk, erősen komprimált antiklinális (a Cwm Pennant antiklinális) axiális (csukló) részén az IC csökkenését (a 'kristályosság' javulását) tapasztalta, ami szerintük az illit 'kristályosság' és a kőzet-deformáció közötti, regionális léptékű összefüggés közvetlen bizonyítékaként értékelhető.

Robinson és Bevins (1986) szerint Wales ópaleozóos összletei a záródó Iapetus óceán DK-i szegélyén, enszialikus peremi medence lejtőin halmozódtak fel. Vastagságuk 5-15 km között változik. A bimodális magmás működés különösen az ordoviciumban volt jelentős, kémizmusa a vulkáni szigetív és a peremi (szegély-) medence típusok közötti átmeneti jellegű. A kaledoni deformáció erőssége változó volt, egyes zónákban intenzív klivázs-képződés figyelhető meg. A kaledoni metamorfózis hőmérséklete 150 és 400°C között változott, a világos csillám b_o átlag (b_o = 8,995 Å, s = 0,010 Å, n = 150) kis fluidum (H_2O) nyomású, nagy (kb. 40°C/km) metamorf termikus gradiensű rendszerre utal. Szemben Roberts és Merriman (1985) megállapításaival Robinson és Bevins nem talált általános érvényű összefüggést a deformáció (pontosabban annak egyik legfontosabb megnyilvánulása, a klivázs képződés intenzitása) és az illit 'kristályosság' között, és megkérdőjelezte az előbbi szerzők "deformáció indukálta metamorfózis" koncepcióját.

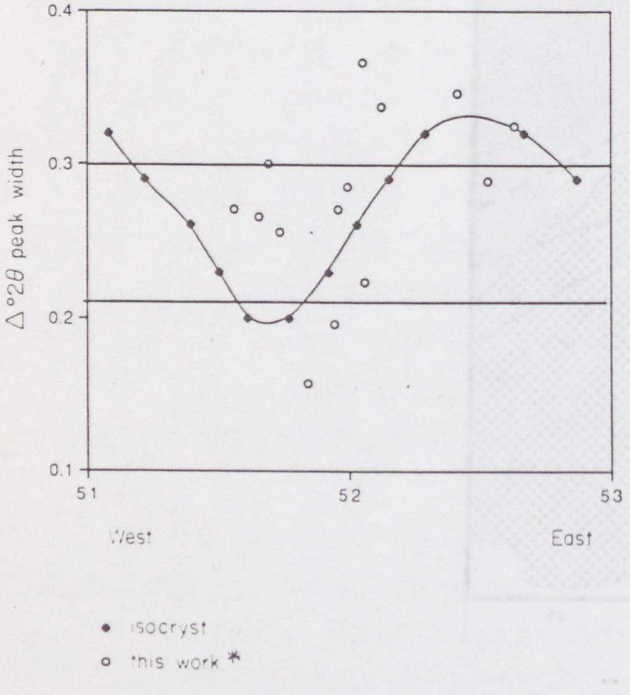
A walesi ópaleozóos medence metamorfózisát Robinson (1987) valamint Robinson és Bevins (1989) az extenziós tektonikai rendszerek u.n. "diasztatermális" metamorfózisának egyik típus példájaként ismertette. A tágulásos tektonikai környezetben kivékonyodó kéreg, felnyomuló köpeny anyag hatására a hőfluxus nő. A hőmennyiség korlátozott volta miatt a medencekitöltő képződményekben a diagenezistől a zöldpala fácies kishőmérsékletű részéig terjedő hőmérsékletű, kisnyomású metamorfózis megy végbe. A metamorfózis csúcsa után következik be a medence záródása és inverziója (posztmetamorf



19. ábra: A Cwm Pennant antiklinális és környezete metamorf (IC "izokriszt") térképe Roberts és Merriman (1985) szerint



20. ábra: A Cwm Pennant antiklinális térképe Robinson et al. (1990) nyomán. (Az idézett szerzők az "izokriszt" vonalakat Roberts és Merriman (1985) munkájából, mintavételi pontjaikat Frey (1987) kézikönyvéből, az arenigi képződmények határát Smith (1988) munkájából vették át. Jelölés: * - Robinson et al. (1990) mintavételi helyei



21. ábra: Robinson et al. (1990) IC adatainak összehasonlítása Roberts és Merriman (1985) "izokriszt" eloszlásával, a Cwm Pennant antiklinális közel K-NY-i irányú keresztszelvényében. Jelölés: * - Robinson et al. (1990) adatai

deformáció, klivázs képződés).

Robinson et al. (1990) az illit 'kristályossági' módszer pontosságát elemezve újravizsgálták a Cwm Pennant antiklinális keresztszelvényét. Megállapították, hogy a Roberts és Merriman (1985) által az 'izokriszt' térkép szerkesztéséhez alkalmazott 0,03 Δ°2θ IC különbségek a mérési hibahatáron belül vannak, és használatuk így irreális. Véleményük szerint az epi- és anchizónás körülmények között minimálisan 0,1 Δ°2θ IC különbség használható fel 'izokriszt' vonalak szerkesztésére, azaz az IC regionális változásainak megbízható kimutatására. Tíz lelőhely (lásd a 20. ábrát) eredményeinek statisztikus feldolgozásával cáfolták a Roberts és Merriman (1985) által kimutatott, az antiklinális szerkezethez kapcsolódó, szabályszerű 'izokriszt' eloszlást (21. ábra) és a terület újravizsgálatát javasolták.

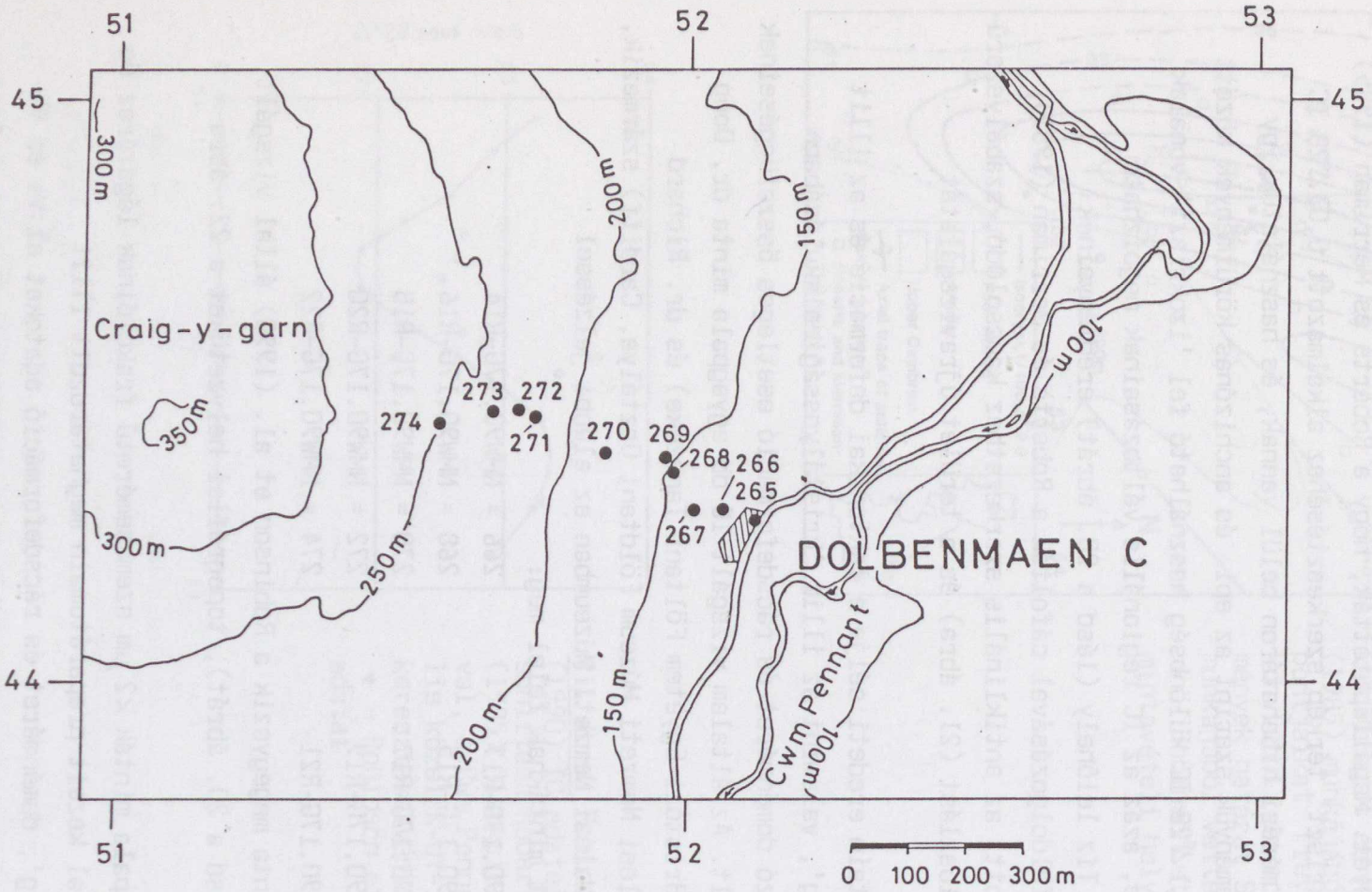
Vizsgálataim eredeti célja a tektonikai deformáció és az illit 'kristályosság', valamint az illit 'kristályosság' alakulásában szerepet játszó doménméret és rácsdeformáció esetleges összefüggéseinek tisztázása volt. Az általam vizsgált 10 db agyagpala minta dr. Doug Robinsontól (Bristoli Egyetem Föltani Tanszéke) és dr. Richard Bevinstől (Walesi Nemzeti Múzeum Földtani Osztálya, Cardiff) származik, számozásuk a Walesi Nemzeti Múzeumban az alábbi jelzéssel nyilvántartott mintáknak felel meg:

265 = NMW90.17G-R13	266 = NMW90.17G-R14
267 = NMW90.17G-R15	268 = NMW90.17G-R16
269 = NMW90.17G-R17	270 = NMW90.17G-R18
271 = NMW90.17G-R19	272 = NMW90.17G-R20
273 = NMW90.17G-R21	274 = NMW90.17G-R22

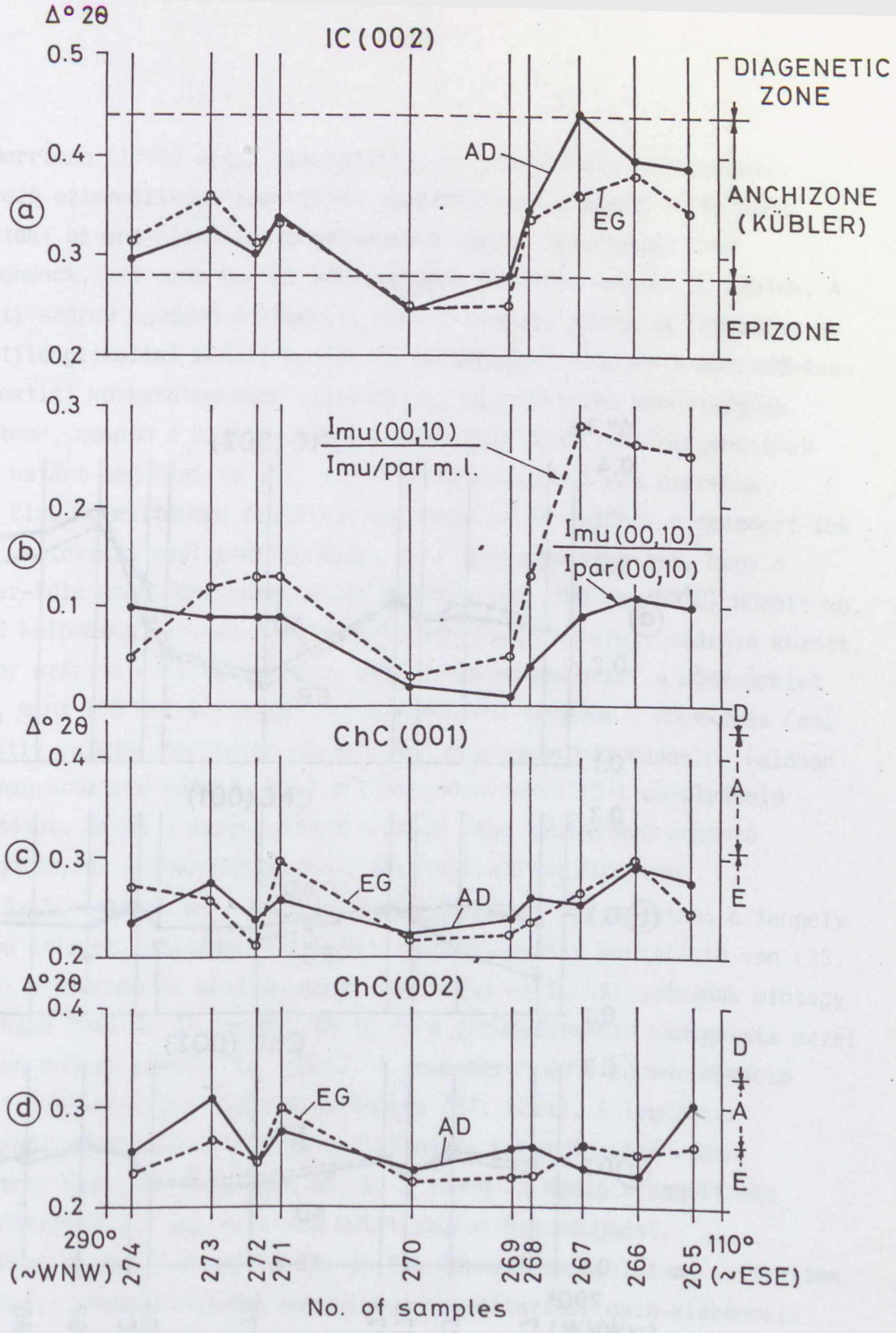
A tíz minta megegyezik a Robinson et al. (1990) által vizsgált mintákkal (lásd a 20. ábrát), topográfiai helyzetüket a 22. ábra szemlélteti.

Az agyagpala minták <2 μm szemcseméretű frakcióinak légszáraz és etilénglikollal kezelt preparátumain meghatározott illit 'kristályosság', doménméret és rácsdeformáció adatokat az Va és Vb táblázat tartalmazza. Az eredményeket a továbbiakban egy, az erősen komprimált, meredek antiklinálist harántoló, közel KDK-NYÉNY irányú szelvényre vetítve értékelem.

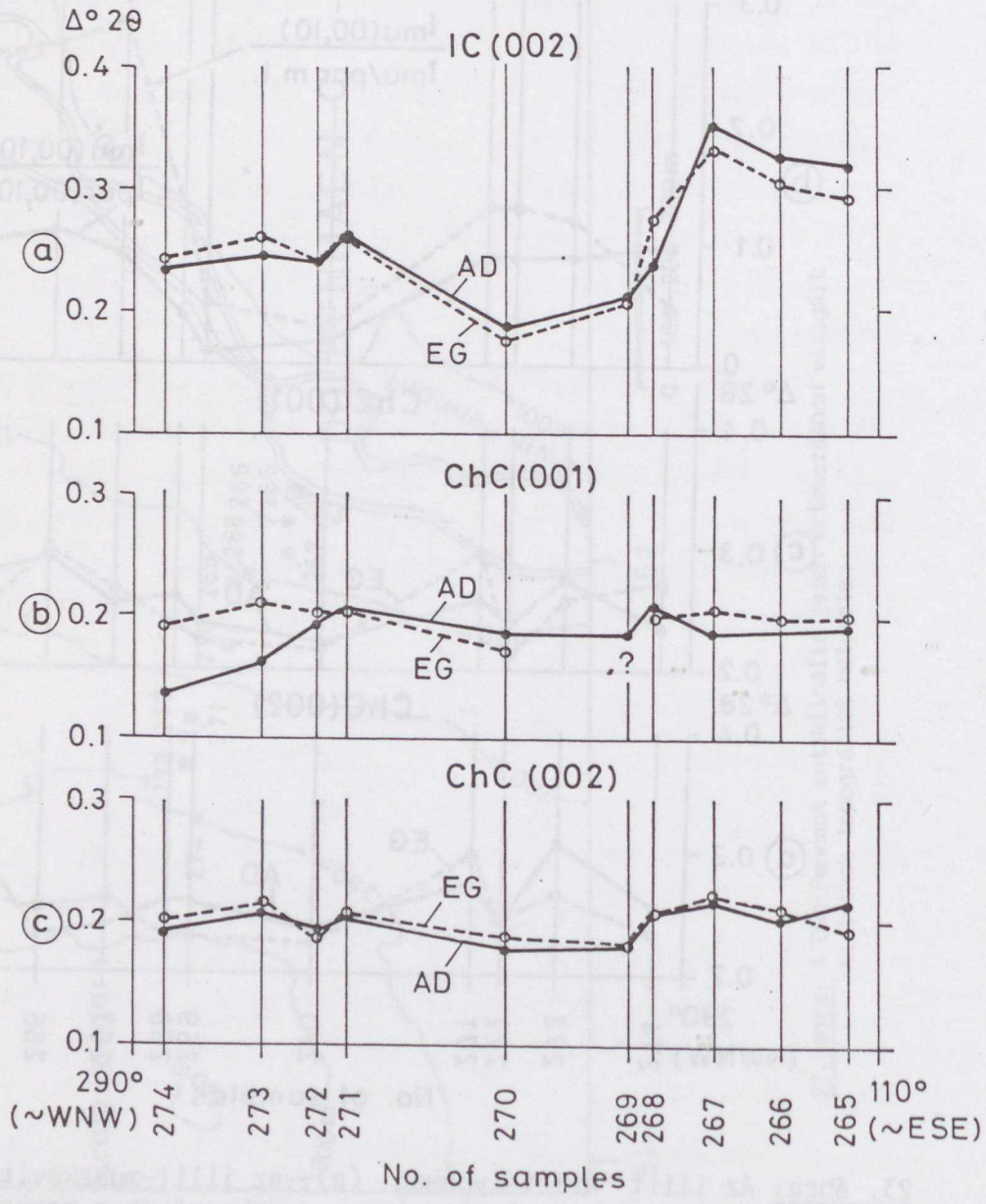
A 23a és a 24a ábra az IC értékek változásait szemlélteti. Mind a légszáraz, mind az etilénglikollal kezelt mintáknál az eredeti (Roberts



22. ábra: A Cwm Pennant antiklinális jelen értekezésben vizsgált mintáinak topográfiai helyzete



23. ábra: Az illit 'kristályosság' (a), az illit-muszkovit valamint a muszkovit/paragonit kevertréteges szerkezet és a paragonit mennyiségi viszonyaira jellemző arányok (b) és a klorit 'kristályosság' (c és d) változásai a Cwm Pennant antiklinális keresztszelvényében. <2 µm szemcseméretű frakció minták, goniométer sebesség: 2°/min. Jelölések: D - diagenetikus, A - anchi-, E - epizóna Kübler értelmében; AD - légszáraz, EG - etilénglikollal kezelt preparátumok



24. ábra: Az illit és a klorit 'kristályossági' indexek változásai a Cwm Pennant antiklinális keresztszelvényében. <2 /um szemcseméretű minták, goniométer sebesség: 1/2°/min (a jelölések magyarázatait lásd a 23. ábránál)

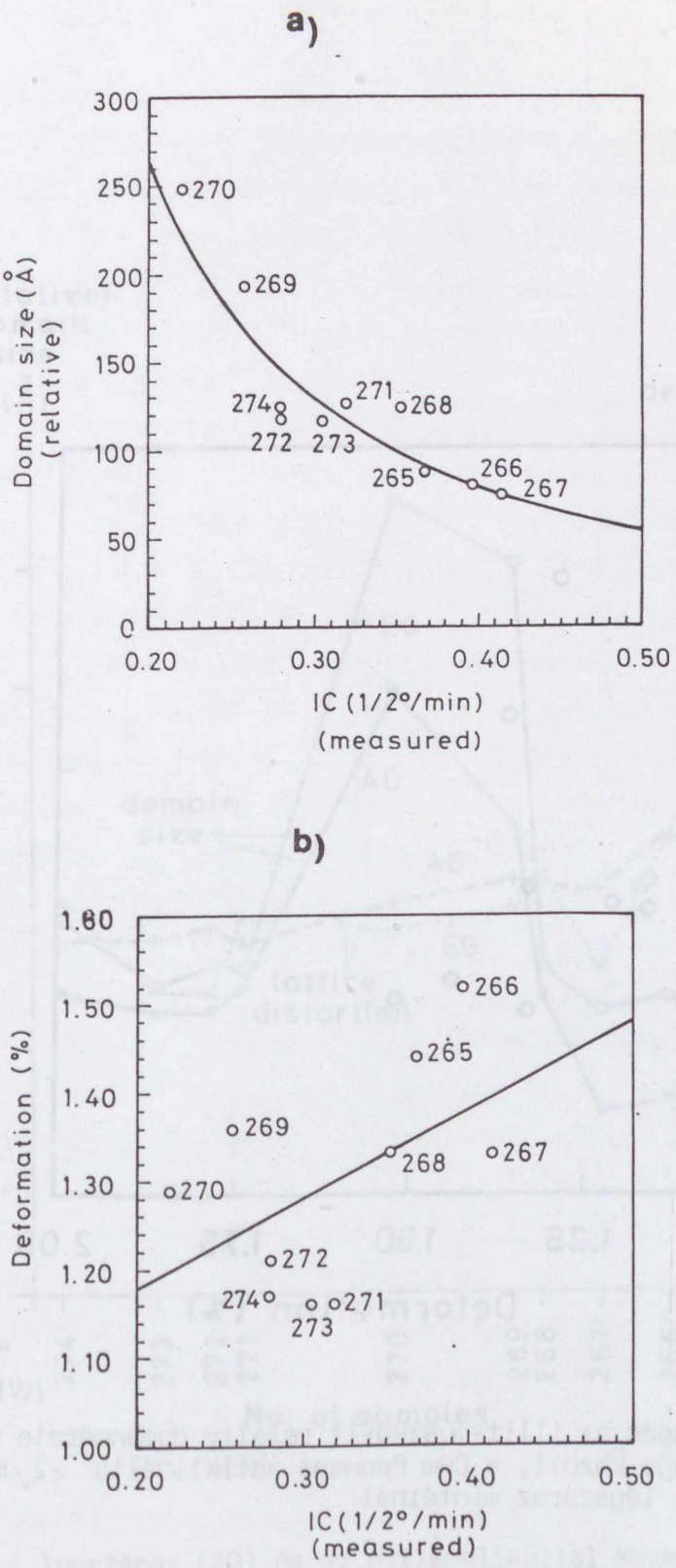
és Merriman (1985) által kimutatott), az antiklinális szerkezetet tükröző szimmetrikus 'izokriszt' eloszlásnak megfelelő változások adódtak: az antiklinális tengelyében a Kübler értelmében vett epizónának, két szárnyán az anchizónának felelnek meg az IC adatok. A keleti szárny kevésbé átalakult, mint a nyugati perem. A légszáraz és az etilénglikollal kezelt minták IC különbségei alapján a duzzadóképes (szmektit) közberétegzések alárendelt, jelentéktelen mennyiségűek lehetnek, csupán a keleti szárny Kübler-féle anchizóna/diagenetikus zóna határt megközelítő ill. elérő mintáinál lehet kis szerepük.

Első közelítésben feltételezve, hogy az IC értékek a metamorf fok (~T) változását reálisan tükrözik, és figyelembe véve azt, hogy a Kübler-féle anchizóna hőmérséklet határai (kb. 200 és 300°C) között kb. 100°C különbség van, az antiklinális tengelye és keleti szárnya között, néhány száz méteres látszólagos rétegvastagságon belül a hőmérséklet több, mint 100°C-t változott. Ez a rendkívül meredek T növekedés (ami az aktiv vulkáni területek geotermikus gradienseihez hasonló) valóban nem magyarázható mással, mint a kőzet-deformáció IC-t befolyásoló hatásával, mivel a szerkezetben eróziós vagy tektonikus eredetű réteghiányra, -kimaradásra utaló földtani adatok nincsenek.

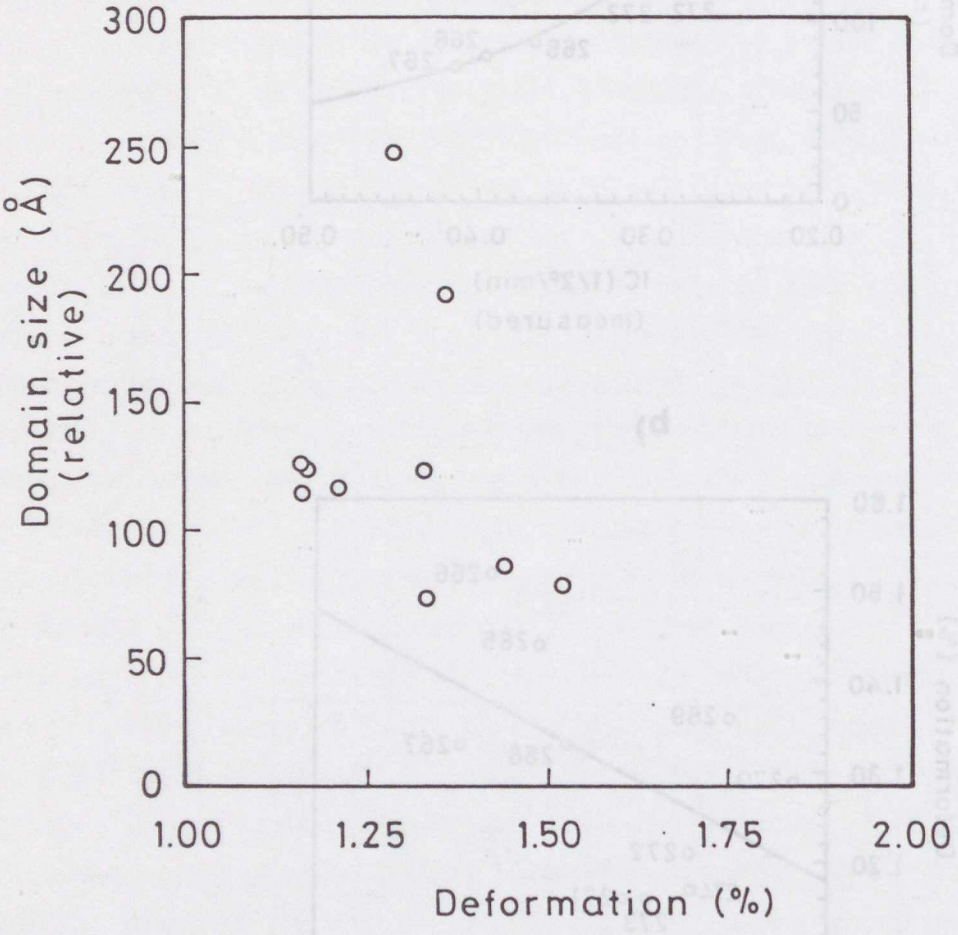
Az IC értékek és a domének (krisztallitok) kristálytani c tengely irányú átlagos méretének változásai között negatív korreláció van (25. ábra): a doménméret szelvénymenti változása az IC változásának mintegy tükörképe (24a és 27. ábra). Az IC és a rácsdeformáció kapcsolata ezzel szemben sokkal lazább (26. ábra). A doménméret és a rácsdeformáció között gyakorlatilag nincs összefüggés (27. ábra). A légszáraz mintáknál a rácsdeformáció az antiklinális keresztszelvényében nyugatról kelet felé gyengén nő. Ez a trend az eddig vizsgált más paraméterek közül egyikkel sem mutat szoros összefüggést.

Mint ahogyan azt már a 23a és 24a ábrával kapcsolatban említettem, a szmektit közberétegzések mennyiségének változásai csak alárendelt szerepűek lehetnek az IC ingadozásában.

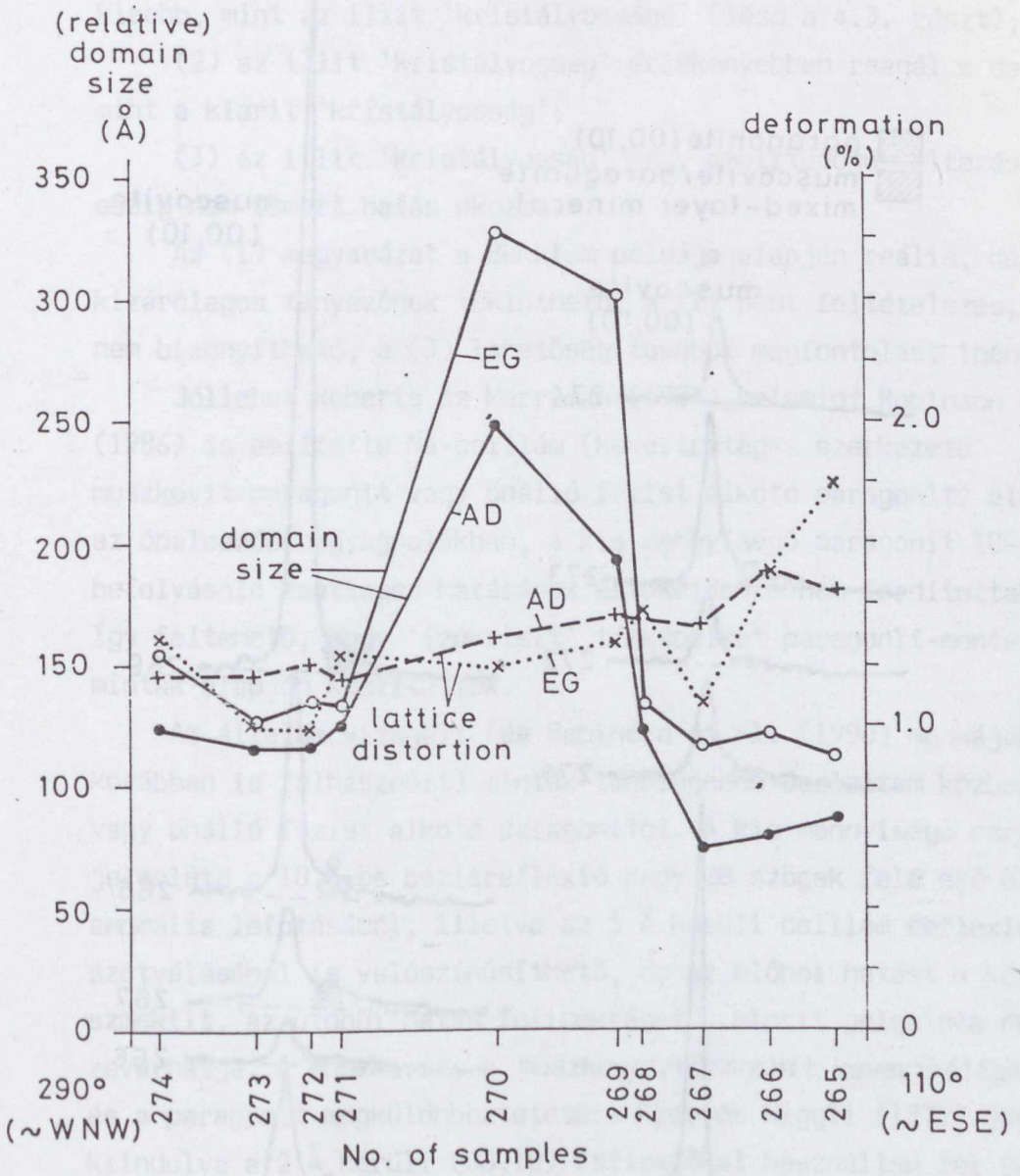
A klorit 'kristályosság' (ChC) változásai (23c és 23d, 24b és 24c ábrák) az IC változásaihoz hasonló lefutásúak, de a változások amplitúdói lényegesen kisebbek, a mérési hiba határához közeliek, vagy azon belül mozognak. Az ÉK-magyarországi korrelációs kísérlet alapján (lásd a 4.4. részt) a vizsgált minták a ChC(001) értékeket alapul véve a Kübler-féle epizónába, a ChC(002) értékeket használva a Kübler-féle epizónába, illetve az antiklinális szárnyain az epi- és az anchizónába



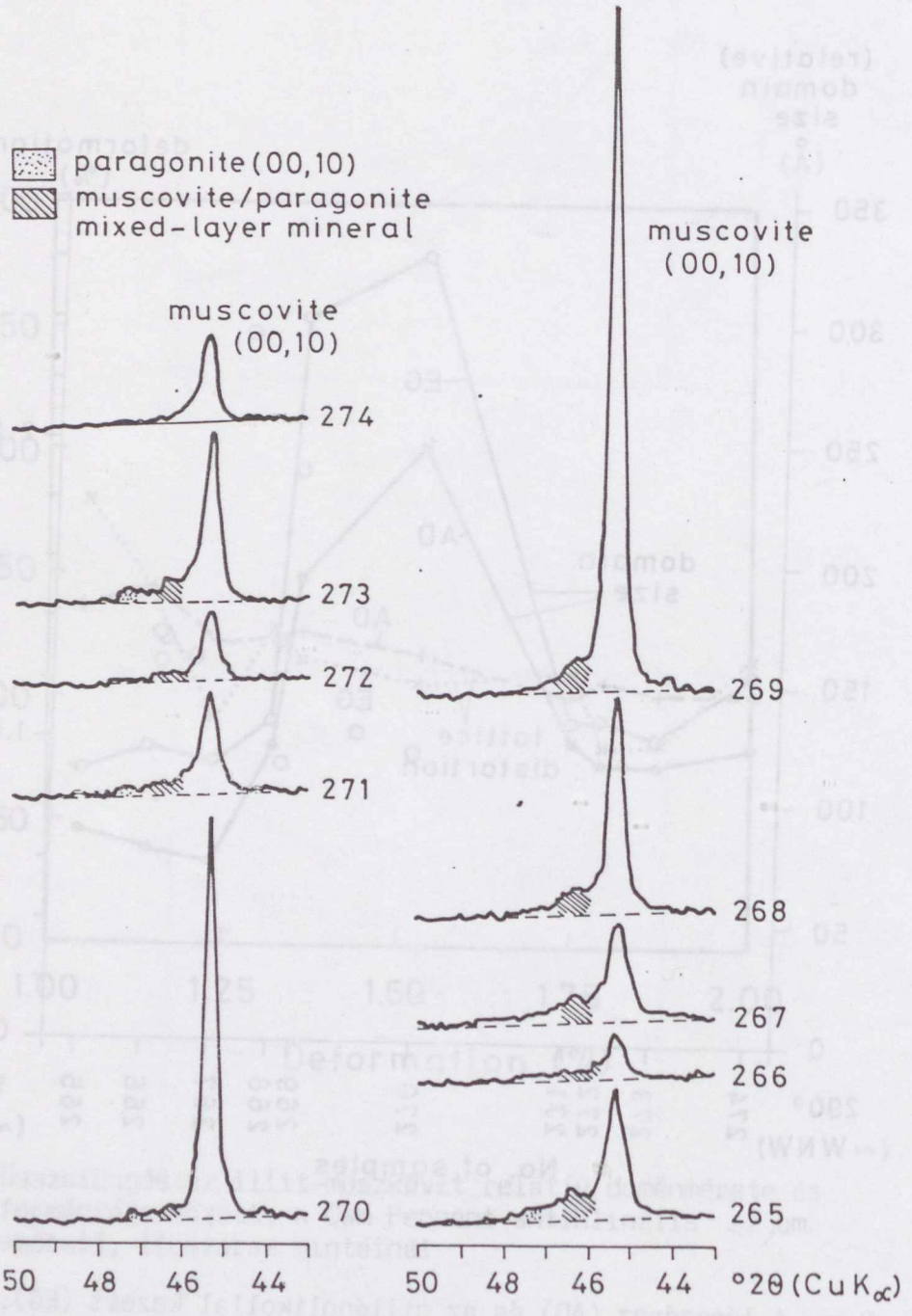
25. ábra: Összefüggés az illit-muszkovit 10 Å-ös bázisreflexiójának mért félértékszélessége (IC) és a relatív doménméret (a) valamint a rácsdeformáció (b) között, a Cwm Pennant antiklinális $<2\,\mu m$ szemcseméretű, légszáraz mintáinál



26. ábra: Összefüggés az illit-muszkovit relatív doménmérete és rácsdeformációja között, a Cwm Pennant antiklinális <2 µm szemcseméretű, légszáraz mintáinál



27. ábra: A légszáraz (AD) és az etilénglikollal kezelt (EG), <2 µm szemcseméretű mintákon meghatározott illit-muszkovit relatív doménméret és rácsdeformáció értékek változásai a Cwm Pennant anriklinális keresztszelvényében



28. ábra: Az illit-muszkovit ($2M_1$) valamint a muszkovit/paragonit kevertréteges szerkezetű filloszilikát és a paragonit (00,10) bázisreflexió intenzitás viszonyainak változásai a Cwm Pennant antiklinális kőzeteinek <2 µm szemcseméretű, légszáraz mintáiban

tartoznak.

Az IC és a ChC értékek szelvénymenti változásai között kimutatott fenti különbségek magyarázatára több lehetőség adódik:

(1) a klorit 'kristályosság' T-függő változásainak amplitúdója kisebb, mint az illit 'kristályosságé' (lásd a 4.3. részt);

(2) az illit 'kristályosság' érzékenyebben reagál a deformációra mint a klorit 'kristályosság';

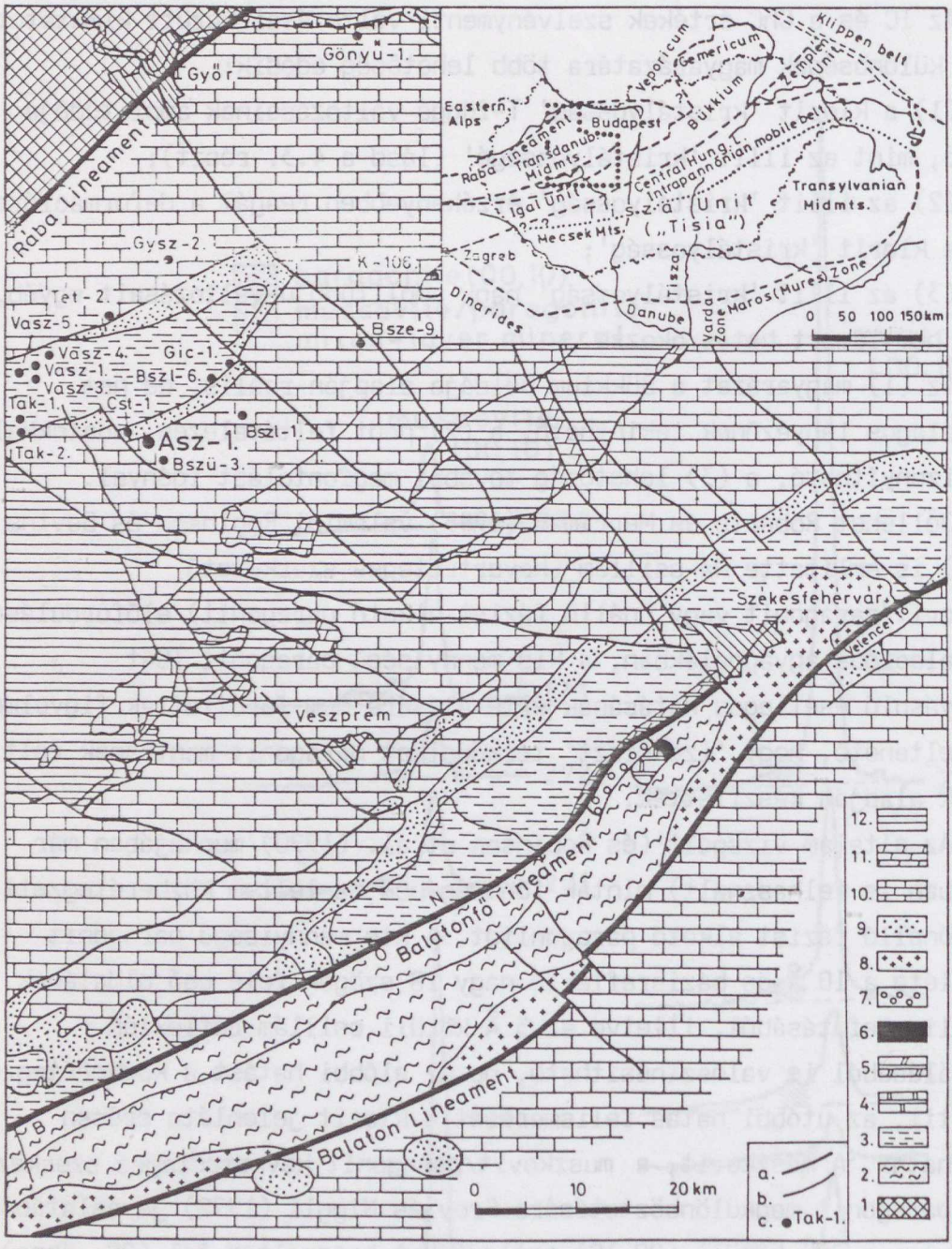
(3) az illit 'kristályosság' nagy amplitúdójú változásait egyéb, eddig nem ismert hatás okozza.

Az (1) magyarázat a Bükkium példája alapján reális, de nem kizárólagos tényezőnek tekinthető, a (2) pont feltételezés, adatokkal nem bizonyítható, a (3) lehetőség további megfontolást igényel.

Jóllehet Roberts és Merriman (1985) valamint Robinson és Bevins (1986) is említette Na-csillám (kevertréteges szerkezetű muszkovit/paragonit vagy önálló fázist alkotó paragonit) előfordulását az ópaleozóos agyagpalákban, a kis mennyiségű paragonit IC-t befolyásoló esetleges hatásának értékelésére nem fordítottak figyelmet. Így feltehető, hogy 'izokriszt' térképeiket paragonit-mentesnek vélt minták alapján készítették.

Az általam vizsgált (és Robinson et al. (1990) munkájában már korábban is felhasznált) minták többségében észleltem közberétegzett vagy önálló fázist alkotó paragonitot. A kis mennyiségű paragonit jelenléte a 10 Å-ös bázisreflexió nagy 2Θ szögek felé eső oldalának anomális lefutásából, illetve az 5 Å körüli csillám reflexiók szétválásából is valószínűsíthető, de az előbbi hatást a közberétegzett szmektit, az utóbbi hatás felismerését a klorit jelenléte erősen zavarhatja. A muszkovit, a muszkovit/paragonit kevertréteges szerkezet és a paragonit megkülönböztetésére Frey és Niggli (1972) javaslatából kiindulva a 2 Å körüli (00,10) reflexiókat használtam fel (28. ábra). Mivel az ICPDS adatok szerint mind a muszkovit $2M_1$, mind a paragonit (00,10) reflexiójának relativ intenzitása 50 % körül van, a két reflexió arányából a fázisok aránya is durván becsülhető.

A 23b ábra a muszkovit:paragonit és a muszkovit:muszkovit/paragonit kevertréteges szerkezet arányok szelvénymenti változásait szemlélteti. Mindkét arány kitűnően korrelál az IC(002) változásaival: a paragonit és a kevertréteges szerkezetű muszkovit/paragonit mennyiségei az antiklinális szárnyai felé, azaz a rétegtanilag fiatalabb szintek felé nőnek. Ez a tendencia minden



29/a ábra: A Dunátúli Középhegység és környezete paleozóos és mezozóos képződményeinek térképe Fülöp (1990) nyomán, erősen egyszerűsítve. Jelölések: 1 - Rábamenti Metamorfit összlet (~ grazi paleozóikum: szilur?-devon?); 2 - kvarcfillit (ópaleozóikum); 3 - aleurolitpala (ópaleozóikum); 4 - Polgárdi Mészkő formáció (devon); 5 - Úrhidai Mészkő formáció (devon); 6 - Szabadbattyáni Agyagpala formáció (alsó-karbon); 7 - Fülei Konglomerátum formáció (felsõ-karbon); 8 - hercini granitoidok; 9 - felső-perm; 10 - triász; 11 - jura; 12 - kréta; (a) - vető; (b) - képződményhatár; (c) - mélyfúrás

bizonnyal a kőzetkémizmus változásával és nem a deformációs különbségekkel függhet össze.

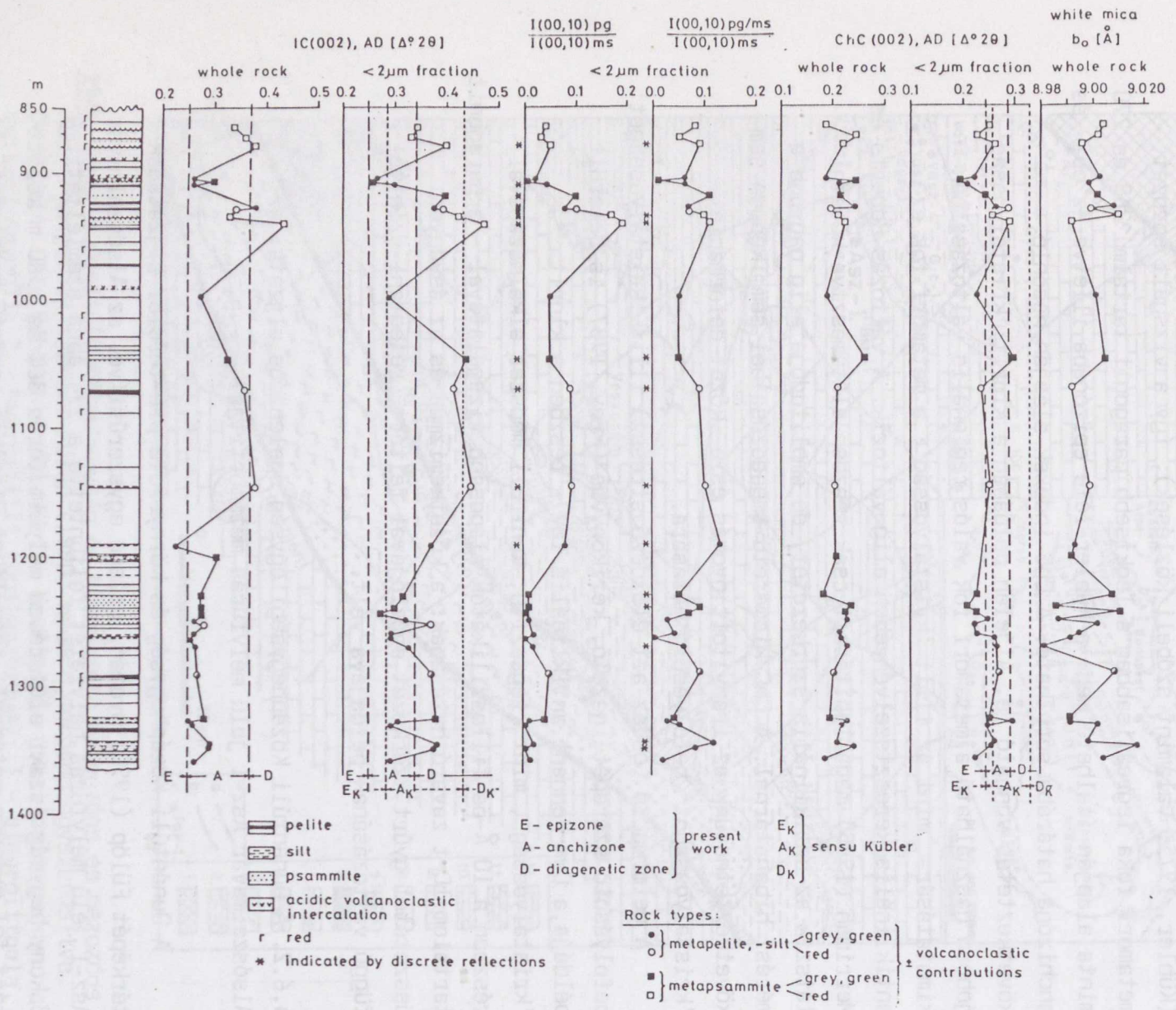
Az IC módszer jelentős paragonit tartalmú mintákra nem alkalmazható (Kübler, 1975; valamint szóbeli közlések), így a vizsgált sorozat metamorf foka legreálisabban a legkisebb paragonit tartalmú 269 és 270 minta alapján ítélhető meg: a Kübler-féle epizónába illetve az epi- és anchizóna határába sorolható. A ChC indexek alapján hasonló következtetés vonható le. A jelen példában a klorit 'kristályosság' jobban használható a metamorf fok valós regionális változásainak kimutatására, mint az illit 'kristályosság': a metamorf fok az antiklinális keresztszelvényében alig változik. A változás Roberts és Merriman (1985) megállapításait csak részben alátámasztva követni látszik az antiklinális szerkezetet, de amplitudója alig nagyobb a mérési hibahatárnál. A ChC kisméretű ingadozásaiból semmiképpen sem következtethetünk az irányított nyomás és a kőzet-deformáció 'kristályosságot' befolyásoló hatására.

A deformáció (és az azt előidéző stressz) illit 'kristályosságot' befolyásoló szerepét igazoló, kézikönyvbe (Frey, 1987) is bekerült példája,a Cwm Pennant antiklinális így - részben a klorit 'kristályosság', mint kiegészítő, kontroll módszer alkalmazásával, részben a 10 Å-ös filloszilikátok alaposabb vizsgálatával - a paragonit tartalom IC-t zavaró hatásának: a kőzetkémizmus és az ásványos összetétel gyűrt szerkezet eróziójával feltárt, rétegtani szinttől függő változásának példájává vált.

4.6.2. A Dunántúli Középhegységi egység ópaleozóos aljzata: az Alsószalmavár Asz-1 jelű mélyfúrás metamorfitjai

A Dunántúli Középhegység és környezete pre-tercier aljzatának térképét Fülöp (1990) nyomán, erősen egyszerűsítve, az Alsószalmavár Asz-1 jelű mélyfúrás helyzetét feltüntetve a 29a ábra szemlélteti. A Bakony hegység északi előterében mélyült fúrás 860 és 1360 m között tárt fel gyengén metamorf, törmelékes üledékes eredetű összletet. Az összletre eróziós diszkordanciával nem metamorf perm törmelékes képződmények települnek. A rétegsor metamorf részének litológiai szelvényét és mintázását Lelkesné dr. Felvári Gyöngyi (MÁFI) végezte (lásd a 29b ábra bal első oszlopát).

Lelkesné leírása, valamint saját makro- és mikroszkópos



29/b ábra: Az illit 'kristályosság' (IC), az illit-muszkovit b_o rácsparaméter, az illit-muszkovit és a diszkrét vagy kevertréteges szerkezetű fázist alkotó paragonit mennyiségi viszonyaira jellemző hányadosok (I(00,10)pg/I(00,10)mu és I(00,10)mu/pg / I(00,10)mu) valamint a klorit 'kristályosság' (ChC) változásai az Alsószalmavár Asz-1 jelű mélyfúrás metamorfit szelvényében

megfigyeléseim szerint az összletet különböző oxidációs fokú (vörös, lila, zöldesszürke és szürke színű) homokkőpala, aleuritpala és agyagpala gyakori váltakozása jellemzi, egyes szintekben Lelkesné savanyú vulkanoklasztit jelenlétét is kimutatta.

A kőzetek törmelékes szemcséinek mérete és a települési mélység között nem állapítható meg szabályszerű összefüggés. A vörös színű, erősen oxidativ képződmények a metamorf rétegsor felső részén gyakoribbak, de a szelvény középső és alsó részén is előfordulnak.

A vizsgált minták teljes kőzet és <2 /um szemcseméretű frakció preparátumainak ásványos összetételét, illit-muszkovit és klorit paramétereit a VI. táblázat, a kőzetek főelem összetételét és (ionszámok alapján számolt) összetétel arányait az VIII. táblázat tartalmazza. Összehasonlítás céljából a perm időszaki vörös, terrigén törmelékes üledékes sorozat néhány mintájának ásványos összetételét valamint illit és klorit 'kristályossági' indexeit is meghatároztam (VII. táblázat).

Mint várható volt, a törmelékes üledékes eredetű kőzetek szemcseméret viszonyai a mennyiségi ásványos összetételben is tükröződnek: a szemcseméret növekedésével a kvarc + földpát (savanyú plagioklász és albit) tartalom nő, a filloszilikátok mennyisége csökken. A jelentős plagioklász és klorit tartalom "éretlen" (kémiailag kevéssé mállott) törmelékanyagra, viszonylag gyors lepusztulásra és szedimentációra utal, és összefügg a savanyú vulkáni törmelék addiciójával is. A pszammitos kifejlődéseknél a törmelékanyagot főleg kvarc, plagioklász, lényegesen kevesebb muszkovit, és alárendelt mennyiségű, többé-kevésbé átalakult (kifakult, kloritosodott) biotit alkotja. A viszonylag ritka kőzettörmelékeket átkristályosodott, savanyú vulkáni törmelékek és agyagpala foszlányok képviselik. A homokkövek kötőanyaga uralkodóan agyag, aleurit, a karbonátásványok alárendeltek: főleg a szelvény alsó részén található dolomit és sziderit.

A redox viszonyok változékonyságának magyarázatára több lehetőség adódik:

(1) az uralkodóan oxidatív (hematit), alárendelten reduktív (pirit, sziderit, szerves anyag) redox viszonyok többszöri váltakozása az üledékfelhalmozódás eredeti sajátossága;

(2) az egyes rétegek oxidációja utólagos, a metamorfózisnál fiatalabb: a kiemelkedéssel, erózióval összefüggő, a perm oxidatív,

terrigén üledékképződést megelőző vagy azzal egykorú felszini - felszinközeli oxidáció (kémiai mállás) eredménye;

(3) a vörös-lila színű rétegek pre-metamorf kémiai mállás nyomait tükrözik.

A (2) modellt támogató érvek:

- a Dunántúli Középhegységben a perm időszaki oxidatív üledékek alatt, az eróziós diszkordancia határ közelében a fekű ópaleozóos képződmények utólagosan oxidálódtak;

- ilyen környezetben a paleohidrológiai viszonyoktól függően maximálisan 500-600 m vastag oxidációs zóna is kialakulhat (Turner, 1980);

- a vörös-lila színű képződmények a metamorf szelvény felső (diszkordancia határhoz közeli) részén gyakoribbak.

Az (1) modellt támasztja alá, hogy

-a poszt-metamorf oxidációval kapcsolatos, kémiai mállásra utaló agyagásványok (kaolinit, szmektit, vermikulit, stb.) valamint Fe- és Al-oxihidroxidok, hidroxidok nem voltak kimutathatók.

- A jelenlegi betemetődési mélység, kis (<100°C) hőmérséklet, valamint a Dunántúli Középhegységi egység poszt-szudéta paleozóos és mezozóos képződményeinek diagenetikus viszonyai (lásd Viczián, 1984) alapján az esetleges posztmetamorf mállási kéreg betemetődéses diagenezise, metamorfózisa, és így a mállásra utaló bélyegek eltűnése nagy valószínűséggel kizárható. A kőzetek filloszilikátjait uralkodóan illit-muszkovit és klorit, helyenként alárendelt mennyiségű önálló fázist vagy illit-muszkovittal kevertréteges szerkezetet alkotó paragonit* képviseli. A vörös, lilás színt a hematit okozza, goethit nem volt kimutatható.

- a vastartalmú szilikátok (például a klorit) nem oxidálódtak (lásd a X. táblázatot).

A (3) modellel kapcsolatos diszkusszió:

- egy esetleges, a metamorfózisnál idősebb kémiai mállási folyamat nem zárható ki teljes biztonsággal. Ebben az esetben a metamorfózis a mállási termékeket eltüntethette volna. Mivel azonban az erősen oxidatív kifejlődések plagioklász és klorit tartalma nem kisebb a kevésbé oxidált vagy reduktiv kifejlődések megfelelő értékeinél, és a kémiai összetételben sem észlelhető jelentős különbség, ezért nincs elég indokunk idős, metamorfizált mállási kéreg feltételezésére sem.

A redox viszonyok változékonyságának oka(i) a rendelkezésre álló

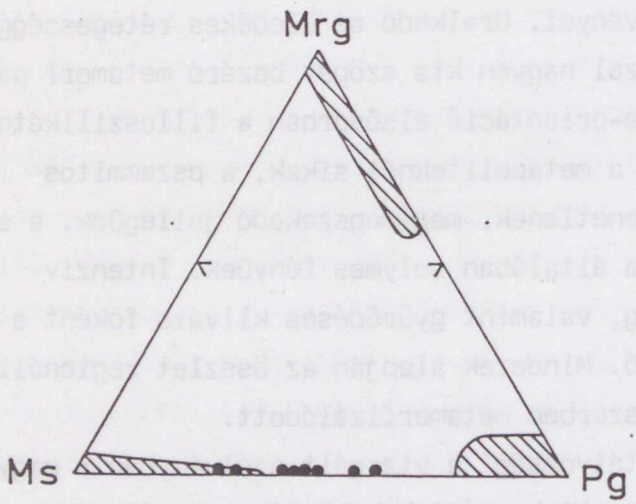
* Magyarországon elsőként Viczián (1981) írt le paragonit/muszkovit kevertrétegű ásványt az Asz-1 fúrás metamorf összletével rokon, ópaleozóos révfülöpi anchimetamorf - hidrotermális összletből.

adatok alapján jelenleg teljes biztonsággal nem határozható(k) meg. A kémiai mállásra utaló ásványtani és kőzetkémiai nyomok hiánya, a fedő, erősen oxidatív perm rétegek eltérő ásvány-kőzettani jellegei (VII. táblázat: kaolinit, illit/szmektit kevertréteges szerkezetű agyagásvány jelenléte) alapján megállapítható, hogy a metamorf összletben az esetleges utólagos oxidáció csupán a szervesanyagot, a vasszulfidot (piritet) és a szideritet érinthette, és nem terjedt ki a szilikátos fázisokra, ami meglehetősen szokatlan jelenségnek tekinthető. Mindezek alapján a szerző véleménye szerint jelenleg az (1) modell tűnik a legvalószínűbbnek, bár elképzelhető az (1) és a (2) modell kombinációja is. A kérdés megnyugtató tisztázásához további (izotóp- és nyomelemgeokémiai) vizsgálatok szükségesek.

A kőzetek mezo- és mikroszerkezeti sajátosságai a litotípus (szemcseméret) függvényei. Uralkodó az üledékes rétegességgel párhuzamos, vagy azzal nagyon kis szöget bezáró metamorf palásság (kitüntetett szemcse-orientáció elsősorban a filloszilikátoknál). A palássági felületek a metapeliteknél síkak, a pszammitos kifejlődéseknél egyenetlenek, meg-megszakadó jellegűek, a szericit neoformáció hatására általában selymes fényűek. Intenzív mikro-gyüredezettség, valamint gyűrődéses klivázs főként a szelvény alsó részén jellemző. Mindezek alapján az összlet regionális dinamotermális rendszerben metamorfizálódott.

Az illit 'kristályosság' a vizsgált szelvényben a nagyhőmérsékletű anchizónás és a diagenetikus értékek között szeszélyesen ingadozik, a szelvény alsó harmadában csökkenés észlelhető (2. és 3. oszlop a 29b ábrán). Ezzel szemben a klorit 'kristályosság' ingadozása lényegesen kisebb (29b ábra 6. és 7. oszlopa): az ÉK-magyarországi paleozóos és mezozóos képződményeknél kimutatott összefüggéseket felhasználva a klorit 'kristályosság' értékei uralkodóan az anchizónának, alárendelten az epizónának felelnek meg.

A teljes kőzet minták elvétve, nyomnyi mennyiségben, a <2 µm frakció minták több esetben, nyomnyi vagy alárendelt mennyiségben tartalmaznak diszkrét paragonit fázist és/vagy paragonit/muszkovit kevertréteges szerkezetű filloszilikátot. E két utóbbi fázis - az illit-muszkovit dominanciája miatt - a 10 Å-ös reflexió közelében nem, az 5 Å-ös muszkovit és a 4,7 Å-ös klorit reflexió között csak elvétve, bizonytalanul észlelhető. Biztos kimutatásuk a (00,10) reflexiók jelentős különbségei alapján lehetséges (lásd a 4.6.1. részt



30. ábra: Világos csillám (muszkovit és paragonit) összenövések elektronmikroszondás elemzéseinek projekció pontjai a muszkovit - paragonit - margarit diagramban. A természetben előforduló csillámok összetétel tartományai Frey et al. (1982) valamint Guidotti (1984) nyomán

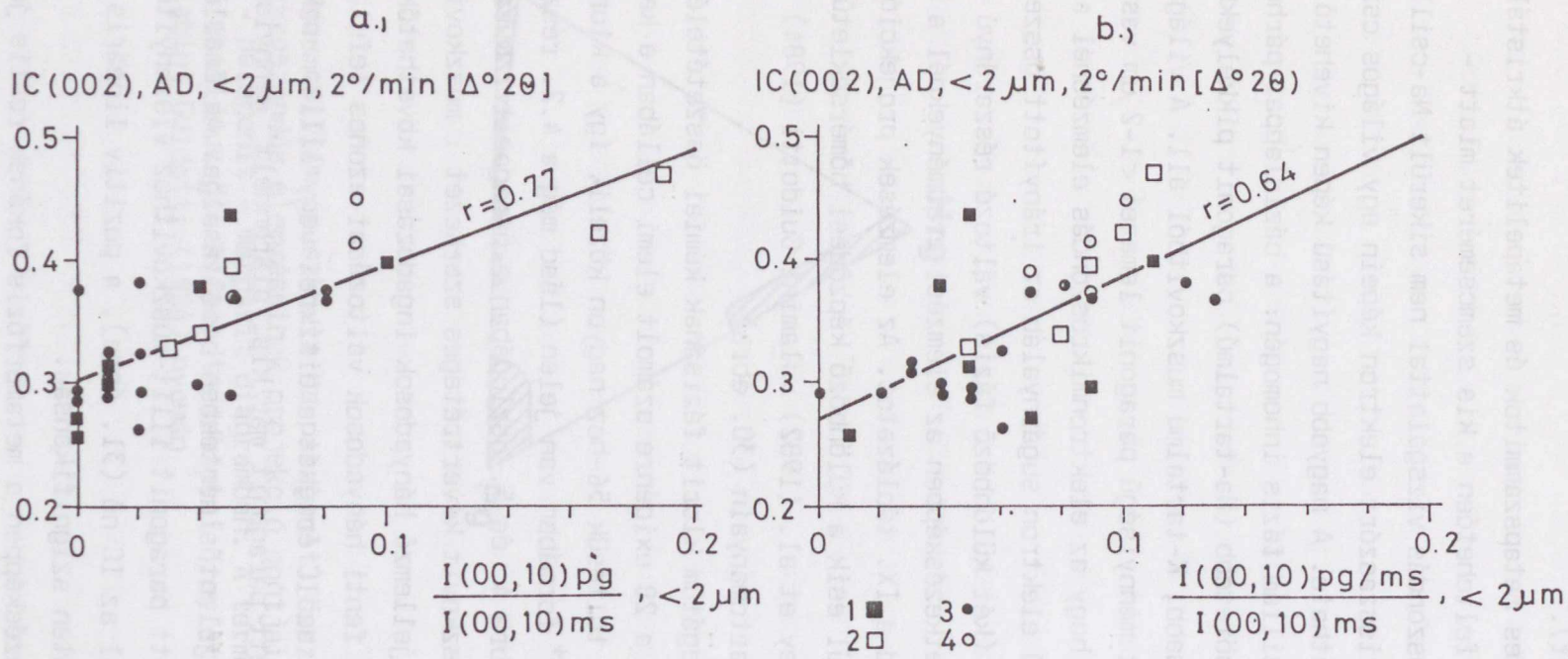
és a 28. ábrát).

A kérdéses metapszammitok és metapelitek átkristályosodott mátrixában - feltehetően a kis szemcseméret miatt - elektronmikroszondás vizsgálattal nem sikerült Na-csillámot kimutatni. Az I. tábla visszaszórt elektron képein egy világos csillám - klorit aggregátum látható. A nagyobb nagyítású képen kivehető, hogy a (sötétebb) csillám fázis inhomogén: a bázislappal párhuzamosan elnyujtott, sötétebb (Na-tartalmú) paragonit pikkelyekből, foltokból és kissé világosabb, K-tartalmú muszkovitból áll. A világos csillám sávban az alárendelt mennyiségű paragonit lemezei <1-2 /um vastagságúak. Nyilvánvaló, hogy az elektronmikroszondás elemzésnél alkalmazott, kb. 5 /um átmérőjű elektron sugárnyaláb az irányított összenövésű muszkovit és paragonit (két különböző fázis) változó részarányú területeit érhette. Következésképpen az elemzési eredményeknél a Na/K arány változó: lásd a IX. táblázatot. Az elemzések projekció pontjainak többsége kívül esik a különböző képződési hőmérsékletű természetes csillámok Frey et al. (1982) valamint Guidotti (1984) által megadott elegyedési tartományain (30. ábra).

Az aggregátum klorit fázisának kémiai összetételét a X. táblázat tartalmazza: a 28 oxigénre számolt elemi cellában a kationok száma 20-hoz, össz töltésük 56-hoz nagyon közeli, így a klorit össz Fe tartalma Fe^{2+} formában van jelen (lásd még a 4.2. részt is).

A 29b ábra 4. és 5. oszlopában a paragonit : muszkovit illetve a paragonit/muszkovit kevertréteges szerkezet : muszkovit mennyiségi viszonyaira jellemző hányadosok ingadozásai követhetők nyomon. Az IC értékek és a fenti hányadosok változásai azonos lefutásúak a vizsgált szelvényben: az IC értékét a diszkrét vagy illit-muszkovittal közberétegzett paragonit már kis, alárendelt mennyiségek esetében is jelentős mértékben befolyásolja. Az önálló vagy közberétegzett paragonit illit-muszkovithoz viszonyított mennyiségeinek növekedésével az IC nő (31. ábra), a pozitiv lineáris korrelációk P=1%-os szinten szignifikánsak.

Következésképpen a metamorfózis fokának reális jelzésére csak a paragonit-mentes minták használhatók fel. A XI. táblázatban (amely a vizsgált minták ásványos összetétel, teljes kőzet Fe^{3+}/Fe^{2+}, valamint az illit-muszkovit és klorit paraméterek statisztikai paramétereit tartalmazza) a paragonit-mentes vagy csak igen kis mennyiségű paragonitot tartalmazó minták IC átlagait külön is meghatároztam (*-gal



31. ábra: Összefüggés az illit kristályosság (IC) valamint az illit-muszkovit és az önálló fázist (a) illetve az illit-muszkovittal kevertréteges szerkezetű fázist (b) alkotó paragonit mennyiségi arányaira jellemző hányadosok között (Alsószalmavár Asz-1 jelű fúrás metamorf összlete)

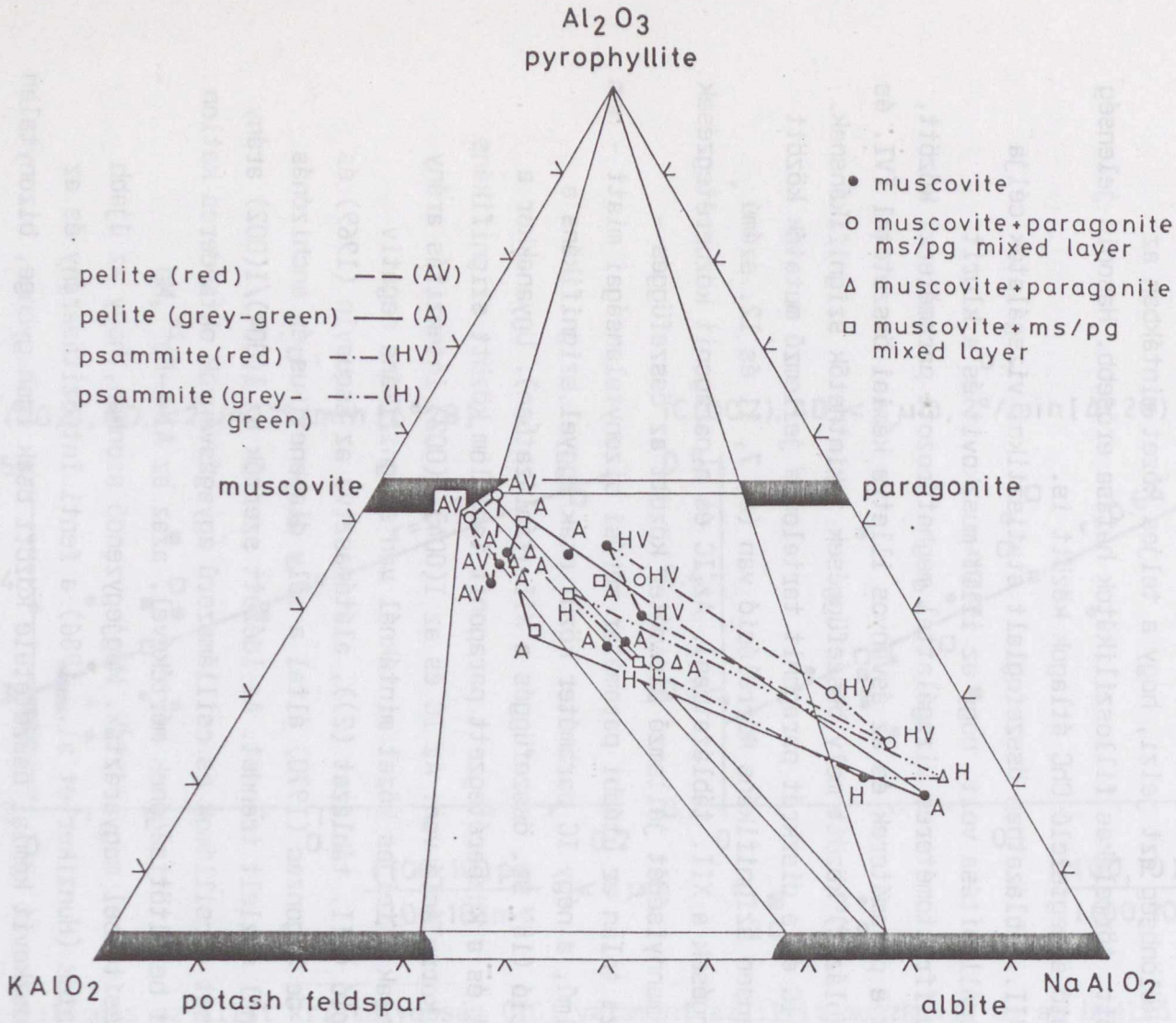
jelzett sorok). Ezek szerint a <2 µm szemcseméretű frakció minták IC értékeinek átlaga anchizónás (az anchizóna középső részének megfelelő) metamorfózisra utal. Az összes mintára vonatkozó klorit 'kristályossági' átlagok ugyancsak az anchizónába (az anchizóna/epizóna határhoz közel) esnek.

A teljes kőzet és a <2 µm szemcseméretű frakció IC átlagai között észlelt különbség azt jelzi, hogy a teljes kőzet mintákban az átöröklött, törmelékes filloszilikátok hatása erősebb. Hasonló jelenség észlelhető a megfelelő ChC átlagok között is.

A XII. táblázatban összefoglalt statisztikai vizsgálatok célja annak megállapítása volt, hogy az illit-muszkovit és a klorit röntgendiffraktométeres vizsgálattal meghatározott paraméterei között, valamint e paraméterek és az ásványos illetve kémiai összetétel (VI. és VIII. táblázat) között mely összefüggések tekinthetők szignifikánsnak.

Az IC és a diszkrét paragonit tartalomra jellemző mutatók között konzekvensen szignifikáns korreláció van (6, 7, 11 és 12. számú összefüggések a XII. táblázatban). Az IC és a paragonit közberétegzések relativ mennyiségét jellemző paraméter között az összefüggés - nagyrészt talán az utóbbi paraméter mérési bizonytalanságai miatt - nem egyértelmű, a négy IC paraméter közül csak eggyel szignifikáns a korreláció (18. sz. összefüggés a XII. táblázatban). Ugyanakkor a diszkrét és a közberétegzett paragonit tartalom között szignifikáns pozitiv korreláció van. Az IC és az I(004)/I(002) intenzitás arány között csak a teljes kőzet mintáknál van szignifikáns negativ korreláció (XII. táblázat (2)), alátámasztva az Esquevin (1969) és Dunoyer de Segonzac (1970) által a mély diagenetikus és anchizónás kőzeteknél észlelt trendet. Az idézett szerzők az I(004)/I(002) arány változását a csillámok és csillámszerű agyagásványok oktaéderes kation pozicióí betöltöttségének mértékével, azaz az $Al \leftarrow\!- Fe^{2+}, Mg$ helyettesítéssel magyarázták. Megjegyzendő azonban, hogy az újabb vizsgálatok (Hunziker et al., 1986) a fenti intenzitásarány és az illit-muszkovit kémiai összetétele között csak igen gyenge, bizonytalan összefüggéseket mutattak ki.

Mint ahogyan az a XI. táblázatból látható, az ásványos összetétel szórása igen nagy. Ennek oka a litofácies (a törmelékes anyag mennyiségi és minőségi viszonyainak) változékonysága. Az egyes fő ásványos alkotók mennyisége valamint az illit-muszkovit és klorit paraméterek között nem volt kimutatható szignifikáns összefüggés.



32. ábra: A különböző színű, pelites és pszammitos eredetű metamorfitok projekció pontjai az AKNa diagramon, a világos csillám ásványegyüttesek feltüntetésével

A teljes kőzet minták kémiai komponenseinek menyiségei, és az ezekből számolt ionszámok, ionszám arányok (VIII. táblázat) valamint a VI. táblázat illit-muszkovit és klorit paraméterei közötti összefüggéseket vizsgálva megállapítható, hogy a teljes kőzet Fe^{3+}/Fe^{2+} arányok és a röntgendiffraktométeres paraméterek között nincs szignifikáns korreláció: a kőzet oxidációs foka sem az IC-t, sem a ChC-t, sem az illit-muszkovit b_o rácsparaméterét, sem a paragonit tartalmat nem befolyásolta. Ez feltehetően azzal magyarázható, hogy a Fe^{3+} döntő mértékben a hematithoz és nem a filloszilikátokhoz kötődik.

A többi kémiai komponens hatását vizsgálva csupán az Na_2O és az I(00,10)pg/I(00,10)ms (XII. táblázat (31)), a Na/Si ion arány és az I(00,10)pg/I(00,10)ms valamint az Al/Si ion arány és az IC(002),AD,<2 μm,2°/min között volt kimutatható szignifikáns pozitiv korreláció. Úgy tűnik tehát, hogy a kőzet Na_2O tartalmának valamint Na/Si és talán az Al/Si arányának növekedésével a paragonit képződés valószínűsége nő.

Nem mutatható ki rendszeres különbség a paragonit tartalom és a kőzetek AKNa-diagramon elfoglalt helyzete között sem (32. ábra). Ennek magyarázatára két lehetőség kínálkozik:

(i) a kőzetekben jelen lévő klorit mennyiségétől és Al tartalmától függően a minták projekciópontjai különböző mértékben az Al_2O_3 csúcs felé tolódhatnak el, tehát a muszkovit - albit sávból a muszkovit - albit - paragonit mezőbe helyeződhetnek át;

(ii) a kishőmérsékletű metamorfózis során a kőzet egészében nem alakult ki termodinamikai egyensúly (a törmelékes alkotók egy része inertként viselkedett).

A XIII. táblázat a pelites-aleuritos és a pszammitos litofáciesek illit-muszkovit és klorit paramétereinek átlagait tartalmazza. A táblázatban a vörös-lila és a zöld-szürke színű kőzetcsoportokat is elkülönítettem, és elvégeztem az átlagok különbségeinek szignifikancia vizsgálatát. (Hangsúlyozni kell, hogy a zöldes-szürkés szín nem szükségképpen jelent redukált állapotot: több ilyen minta is tartalmaz hematitot, a pirit tartalmú minták alárendelt mennyiségűek. Különbség a vörös-lila és a zöld-szürke minták között általában csupán a hematit (és a Fe_2O_3) mennyiségeiben valamint a Fe^{3+}/Fe^{2+} arányban van.)

A vizsgált összes minta 'kristályossági' indexeinél a teljes kőzet és a <2 μm szemcseméretű frakció átlagai között kimutatott különbségek

az átöröklött (jó kristályos állapotú) csillámok hatását tükrözik. Figyelemre méltó, hogy a homokkövek teljes kőzet mintáinak IC átlagai nagyobbak, mint az agyag-, aleuritpalák megfelelő értékei. Ez a jelenség részben a homokkövekben kis mennyiségben előforduló, helyenként nem teljesen kloritosodott törmelékes biotit szemcsék bázisreflexiót szélesítő hatásával magyarázható. Az IC abszolut érték átlagok a már tárgyalt paragonit hatás miatt metamorf petrogenetikai céllal nem értékelhetők. A ChC(002),<2 /um átlagok az anchizóna/epizóna határnak felelnek meg a zöld-szürke kifejlődéseknél, az anchizónába tartoznak a vörös változatok esetében, függetlenül az eredeti üledéktípus szemcseméret viszonyaitól.

A vörös-lila és a zöld-szürke változatok átlagértékei között - az egyes átlagértékek viszonylag nagynak tűnő különbségei ellenére - csupán az IC átlagok között van szignifikáns különbség (XIII. táblázat 1. oszlop). E különbség oka további vizsgálatot igényel, mivel egyetlen más paraméter sem mutatott szignifikáns eltérést.

Összefoglalva megállapítható, hogy a rutinszerű illit 'kristályossági' vizsgálattal és fázisanalizissel nem kimutatható (csak megfelelő részletes vizsgálattal felderíthető), kis mennyiségű paragonit az illit 'kristályossági' adatok metamorf petrogenetikai értékelését rendkívül bizonytalanná teszi, téves következtetésekhez, a metamorf fok (~hőmérséklet) alábecsüléséhez vezethet. Másrészt, az újabb, részletes megfigyelések szerint a paragonit sokkal gyakoribb a közönséges tengeri törmelékes eredetű, kishőmérsékletű metamorfitokban, mint ahogyan azt korábban vélték. Paragonit tartalmú minták esetében a klorit 'kristályosság' meghatározása és statisztikai értékelése jelentősen megkönnyítheti a zavaró hatás kiküszöbölését. Hangsúlyozni kell azonban, hogy a klorit sem mentes a törmelékanyag eredetétől, a leülepedés fizikai-kémiai körülményeitől függő zavaró hatásoktól, nevezetesen a jó kristályos állapotú klorit "átöröklésétől", ami a metamorf fok (~hőmérséklet) túlbecslését eredményezheti.

Az Alsószalmavár Asz-1 jelű fúrás metamorf rétegsoránál a klorit 'kristályosság' nagyhőmérsékletű anchizónás, az anchi/epizóna határhoz közeli körülményeket, a zavaró paragonit hatástól nagyrészt (de nem teljesen!) leválasztott illit 'kristályosság' az anchizóna középső részének megfelelő körülményeket jelez. A paragonit tartalmú minták IC értékei petrogenetikai szempontból félrevezetőek. Az IC értékek nagy

szórása csakúgy, mint egyes, a diagenetikus zónának megfelelő IC értékek a paragonit hatásának tulajdoníthatók. Figyelembe véve a mikroszerkezeti, szöveti sajátosságokat (metamorf palásság, szericit neoformáció, kitüntetett szemcse-orientáció, törmelékes kvarc szemcsék kvarc-szericit-"szálkás" továbbnövekedése), a homogén ásványegyüttest (kvarc, plagioklász(albit), világos csillámok, klorit), az átalakulás diagenetikus jellege kizárható.

A szelvényben csak néhány reduktiv (piritet is tartalmazó) minta tartalmaz diszperz, szénült szerves anyagot (XIV. táblázat). Ennek szemcséi részben a pelites eredetű mátrixban elszórtan, részben a rétegződési (palássági) síkokkal párhuzamosan, bakteriopirittel asszociálva, nagyobb (10-20 μm átmérőjű) szemcséket alkotva fordulnak elő. R(random) = 2,46-3,82% és R(max) = 3,49-4,66% értékeik uralkodóan anchizónás, de a filloszilikát adatoktól kissé eltérően, az anchizóna alacsonyabb hőmérsékletű részének megfelelő körülményeket valószínűsítenek. Az illit és klorit 'kristályossági' adatok és a vitrinit reflexióképesség közötti kis különbség az összlet "éretlen" törmelékes jellegével (jó kristályos állapotú filloszilikátok átöröklésével) magyarázható. (Megjegyzendő, hogy az összlet egy mintája (909,0-909,2 m) harántrepedések mentén elhelyezkedő, az előzőekben tárgyalt szervesanyaghoz viszonyítva kisebb reflexióképességű és lényegesen kisebb bireflexiójú, a metamorfózist követően migrált szerves anyag maradványokat (metabituminit?) is tartalmaz.)

Jelen dolgozatnak nem feladata az Asz-1 jelű fúrás által feltárt anchizónás metamorf összlet primér (üledékképződési) korának megállapítása: az eróziós diszkordanciával települő perm fedőnél idősebb, jóllehet az összlet sok hasonlóságot mutat egyes, a Bükk hegységben is feltárt, grödeni típusú alsóperm időszaki tarka törmelékes képződményekhez. Nagyszerkezeti hovatartozása (a Dunántúli Középhegységi egység metamorfitjainak fejlődéstörténete) alapján ópaleozóos kor tűnik a legvalószínűbbnek, jóllehet hasonló litofáciesű összlet az egységből még nem került leírásra.

Kovách és Svingor (1990) az Asz-1 jelű fúrás 1252 és 1287 m-es mintáiból általam előállított teljes kőzet, <2 μm és 0,6-2 μm szemcseméretű preparátumokon végzett izotópgeokronológiai méréseket. A $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,708 feltételezett kezdeti izotóparány alapján számított u.n. modell korok 415±15 és 654±52 millió év között erősen szórnak. A teljes kőzet és a különböző szemcseméretű frakciók valamint oldási

maradékaik alapján szerkesztett izokronok:

összes minta: 532±35 millió év,
($^{87}Sr/^{86}Sr$(kezdeti) = 0,7102±0,0013);
összes savazatlan minta: 499±22 millió év,
($^{87}Sr/^{86}Sr$(kezdeti) = 0,7120±0,012).

A kambriumnak és ordoviciumnak megfelelő kor értékek Kovách és Svingor (1990) szerint az üledékanyagot szolgáltató lehordási terület primér korával hozhatók kapcsolatba.

Figyelembe véve az ásvány-kőzettani eredményeket, az izokron módszer alkalmazását nem tartom megalapozottnak olyan kőzeteknél, amelyekben a törmelékes eredetű muszkovit és az új képződésű illit-muszkovit úgy keveredik, hogy a metamorfózis kis (<350°C) hőmérséklete következtében az előbbiek Rb-Sr izotóp rendszerének új egyensúlya (teljes "re-ekvilibrizációja") nem alakulhatott ki.

Balogh Kad. et al. (1990) az Asz-1 jelű fúrás 1287 m-es metahomokkő mintájának különböző szemcseméretű, illit-muszkovitban gazdag frakcióin az alábbi K-Ar korokat határozták meg:

<2 μm: 346±13,0 millió év,
0,6-2 μm: 345±13,0 millió év,
<0,6 μm: 245±9,6 millió év.

A 345 millió év körüli érték egyértelműen az ópaleozóos(?) összlet hercini metamorfózisára utal. A <0,6 μm szemcseméretű frakciónál a radiogén argon migrációja okozhatott "fiatalodást". Ezek az adatok hasonlóak a Kisalföld Rába lineamenstől DK-re húzódó, a Dunántúli Középhegységi egységhez tartozó részének az Asz-1 jelű fúráshoz közeli területéről (Takácsi, Vaszar) korábban meghatározott K-Ar adatokhoz (311-329 millió év, lásd Árkai és Balogh (1989) munkáját, valamint a 10.9. részt). A különbség talán azzal magyarázható, hogy az Asz-1 jelű fúrás anyagának metamorf foka némileg alacsonyabb, mint a környezeté, és így a törmelékes csillám hatása erősebb.

Dunkl (in Árkai és Dunkl, 1989) az 1252,0-1252,2 m-es metahomokkő minta cirkon preparátumán fission track módszerrel 288±52 millió éves kort határozott meg, ami a hercini metamorfózis utáni lehüléssel (kiemelkedéssel) hozható kapcsolatba (a cirkon fission track záródási hőmérséklete 200-240°C). Figyelembe véve még a fedő perm összlet nem metamorf jellegét is (lásd a VII. táblázat IC és ásványos összetétel adatait), az anchizónás összlet regionális metamorfózisának hercini kora így több módszerrel is bizonyítottnak vehető. Az összletet a

hercini orogenezis után - hasonlóan a Dunántúli Középhegységi egység uralkodó tömegéhez - nem érte jelentős hőhatás.

4.6.3. A szalatnaki szilur összlet (Mecsek hegység) metamorfózisa

Bevezetés

A Kelet-Mecsek északi előterében több mélyfúrás harántolt őslénytani adatokkal bizonyított ópaleozóos, szilur időszaki összletet. A jelen fejezet célja a szalatnaki szilur képződmények metamorf viszonyainak ezideig hiányzó, sokoldalú jellemzése, ezért itt nem térek ki a tektonikai és rétegtani viszonyokkal foglalkozó munkák kritikai értékelésére. Az új kőzettani és ásványtani adatok értelmezéséhez azonban elengedhetetlen az összlet metamorfózisára vonatkozó korábbi eredmények rövid áttekintése.

Szederkényi (1975) a szalatnaki szilur képződményekből prehnitet mutatott ki, ami véleménye szerint az összlet "alacsony fokozatú" metamorfózisát igazolja. A homokkő, tufa, agglomerátum és kovás agyagpala átalakultsági foka a zeolit zónának felel meg (Szederkényi, 1982). A hercini késő-kinematikus szienitporfir intrúzió környezetében az összletet kontakt metamorfózis érte (Szederkényi in Szederkényi et al., 1990).

Lelkesné-Felvári összefoglalása szerint a nagyon kisfokú metamorf szilur összletre nem metamorf triász és "permo-szkita" üledékes kőzetek települnek (Lelkes-Felvári és Sassi, 1981). A szilur időszaki vulkáni-törmelékes összlet granitoidra települ, alsó és felső, kovás agyagpalából, helyenként liditből felépülő részét uralkodóan bázisos - intermedier kémizmusú vulkáni agglomerátumot és tufát tartalmazó szint választja el. A metamorfózis kora hercini, foka az idézett szerzők szerint a pumpellyit és a prehnit jelenléte alapján a zeolit fáciesnek felel meg. A granitoid teljes kőzet Rb-Sr izotópos kora 330±25 millió év, a biotit Rb-Sr izotópos lehülési (záródási) kora 227±59 millió év (Kovách Á. elemzési adatai).

Kozur (1984) Ravaszné-Baranyai L. kőzettani megfigyeléseire hivatkozva megállapította, hogy a szalatnaki szilur összletet nem érte dinamotermális metamorfózis, csupán gyenge kontakt metamorf hatás nyomai észlelhetők.

Rétegtani, litológiai viszonyok

A Szalatnak-3 jelű mélyfúrás metamorf és magmás képződményeit Lelkesné-Felvári (1983) jellemezte. A fúrás rétegsora:

0 - 70,8 m: pleisztocén, pannóniai üledékek;

70,8 - 116 m: alsó-triász Jakabhegyi homokkő és konglomerátum;

116 - 225 m: szilur: aleurolitpala, homokkőpala ("felső palaösszlet");

225 - 315 m: vulkáni breccsa;

315 - 504 m: aleurolit-, homokkőpala, lidit betelepülésekkel ("alsó palaösszlet");

504 - 508 m: kontakt zóna;

508 -576,4 m: szubvulkáni szienitporfir.

Az alsó palaösszletben a homok, a felsőben az aleurit törmelék dominál, gyakori a finomritmusos szemcseméret-változás. Az aleurolitpala kvarc- és csillámdús sávokat, kvarc, földpát és biotit törmeléket, sok szerves anyagot tartalmaz. A homokkőpala változatos szemcsenagyságú és osztályozottságú, általában nem vagy csak kevéssé koptatott törmelékanyagot tartalmaz, alárendelten kavics is előfordul. A detrituszt ásványtörmelékek (kvarc, gyakran idiomorf plagioklász, kevesebb káliföldpát, opacitosodott, kloritosodott, szeladonitosodott biotit, kevés muszkovit) és kőzettörmelékek (uralkodóan üveges - mikrolitos alapanyag részletek esetenként földpát és kevés kvarc fenokristállyal, valamint alárendelt mennyiségű granitoid, kvarcit és karbonátkőzet törmelékek) alkotják. A kötőanyag kvarc, klorit, "kova", szeladonit, szerves anyag és karbonátásvány halmazaiból áll.

A vulkáni breccsa kötőanyagát az alsó szintekben aleurit és homok, a felső részen finomszemcsés vulkáni piroklasztikum alkotja. A breccsa változatos kémizmusú és szövetű, főként vulkáni (riodácit, dácit, andezit és trachit), alárendelten szubvulkáni és mélységi magmatitok (gránitporfir, kvarcdioritporfir, gránit, granodiorit, mikrodiorit, mikrogabbro) törmelékeiből áll.

A szienitporfir fenokristályai: plagioklász, biotit és káliföldpát. Holokristályos alapanyaga földpátból valamint elbontott szines elegyrészekből (klorit, opak, pumpellyit(?)) épül fel. (Eddig Lelkesné-Felvári munkájának idézete.)

A metamorfózis típusának és fokának meghatározásához a Szalatnak-3 és -4 jelű mélyfúrások Lelkesné-Felvári által begyüjtött mintáit

használtam fel (Árkai, Lelkes-Felvári et al., előkészületben).

A vizsgált minták jegyzékét a XV. táblázat első oszlopa tartalmazza. A minták zöme közép-, sötétszürke, gyengén palás, töréses klivázs elválású metahomokkő (Szalatnak-3: 142,4m/B, 170,6m, 170,2m/B2, 172,7m, 180,9m, 182,7m, 225,0m, 431,0m, 440,0m, 457,8m és 464-465m) valamint metahomokkő sávos agyag-, aleuritpala (Szalatnak-3: 137,4m, 141,9m, 142,4m/A, 170,2m, 170,2m/A,B1, 210,0m, 308,3m, 353,0m, 357,4m, 362,7m, 391,7m és Szalatnak-4: 380,0m). A Szalatnak-3 308,3m-es minta kovás (mikrokvarcitos) részeket is tartalmaz, a Szalatnak-4 450,0m-es minta finomabbszemcsés, agyag-aleuritpala. Az agyag-, aleuritpala kifejlődésekre általában az egyenetlen (többnyire nem fényes) elválási felületeket eredményező töréses klivázs jellemző. A filloszilikát neoformációra utaló selymes fényű u.n. agyagpalás klivázs (slaty cleavage) ritka csakúgy, mint a mikrogyűrődéses klivázs (harántpalásság). A finomtörmelékes kőzeteknél jellemző a filloszilikátok kitüntetett szemcse-orientációja (foliáció), ami anizotróp feszültségi térben végbement deformációra és/vagy átkristályosodásra utal. A kovás változatok egyenetlen, szilánkos, kagylós törésűek.

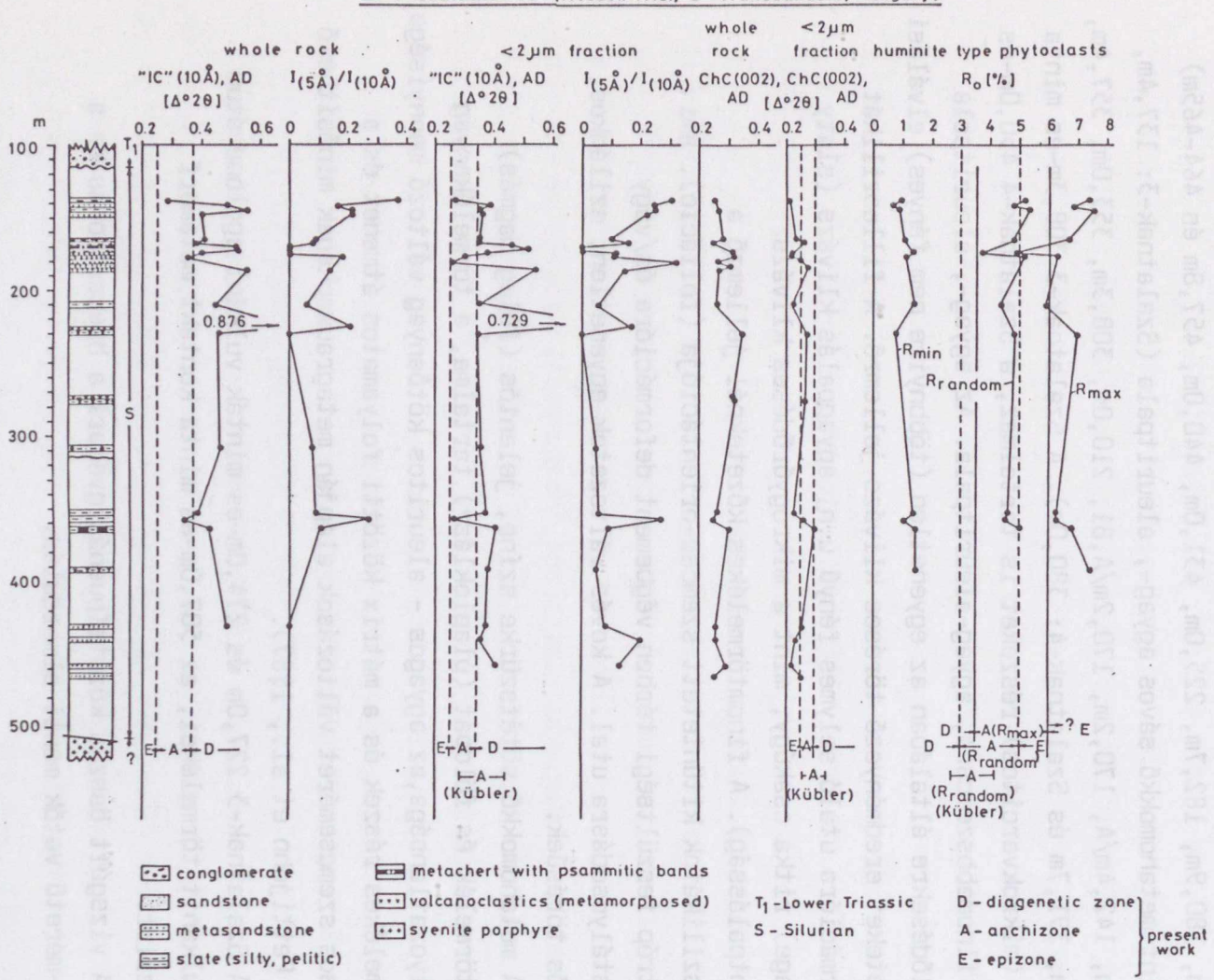
A metahomokkő sötétszürke színe, jelentős (főleg magmás) kőzettörmelék és földpát (plagioklász) tartalma, a törmelékanyag osztályozatlansága,az agyagos - aleuritos kötőanyag változó mennyisége, a törmelékes részek és a mátrix közötti folyamatos átmenet és a ritmusos szemcseméret változások alapján metagrauwackénak minősíthető (lásd Pettijohn et al., 1987).

A Szalatnak-3 227,0m és 274,0m-es minták vulkáni agglomerátum metavulkanit törmelékei, az 507,0m-es minta kontakt metamorf szaruszirt.

A vizsgált összes kőzettípusnál gyakori a breccsásodás és a mikro-méretű vetők menti elmozdulás.

Ásványos összetétel

A törmelékes-üledékes eredetű kőzetek ásványos összetételére (XV. táblázat) a kvarc és a földpát (plagioklász) túlsúlya jellemző. Jelentős a klorit és a 10 Å-ös filloszilikátok mennyisége is, míg a karbonátásványok (dolomit, sziderit, kalcit) alárendelt szerepűek. A szinte minden mintában jelen lévő pirit és diszperz, szénült szerves



33. ábra: A 10 Å-ös filloszilikátok és a klorit 'kristályossági' indexeinek és a huminit típusú diszperz, szénült szervesanyag reflexióképesség értékeinek változásai a Szalatnak-3 jelű mélyfúrás metamorf szelvényében

anyag reduktív üledékképződési és -átalakulási viszonyokat jelez. Említést érdemel a káliföldpát hiánya illetve sporadikus, kis mennyiségű előfordulása (a grauwacke egyik ismérve). Szintén csak elvétve, kis mennyiségben fordul elő a kaolinit.

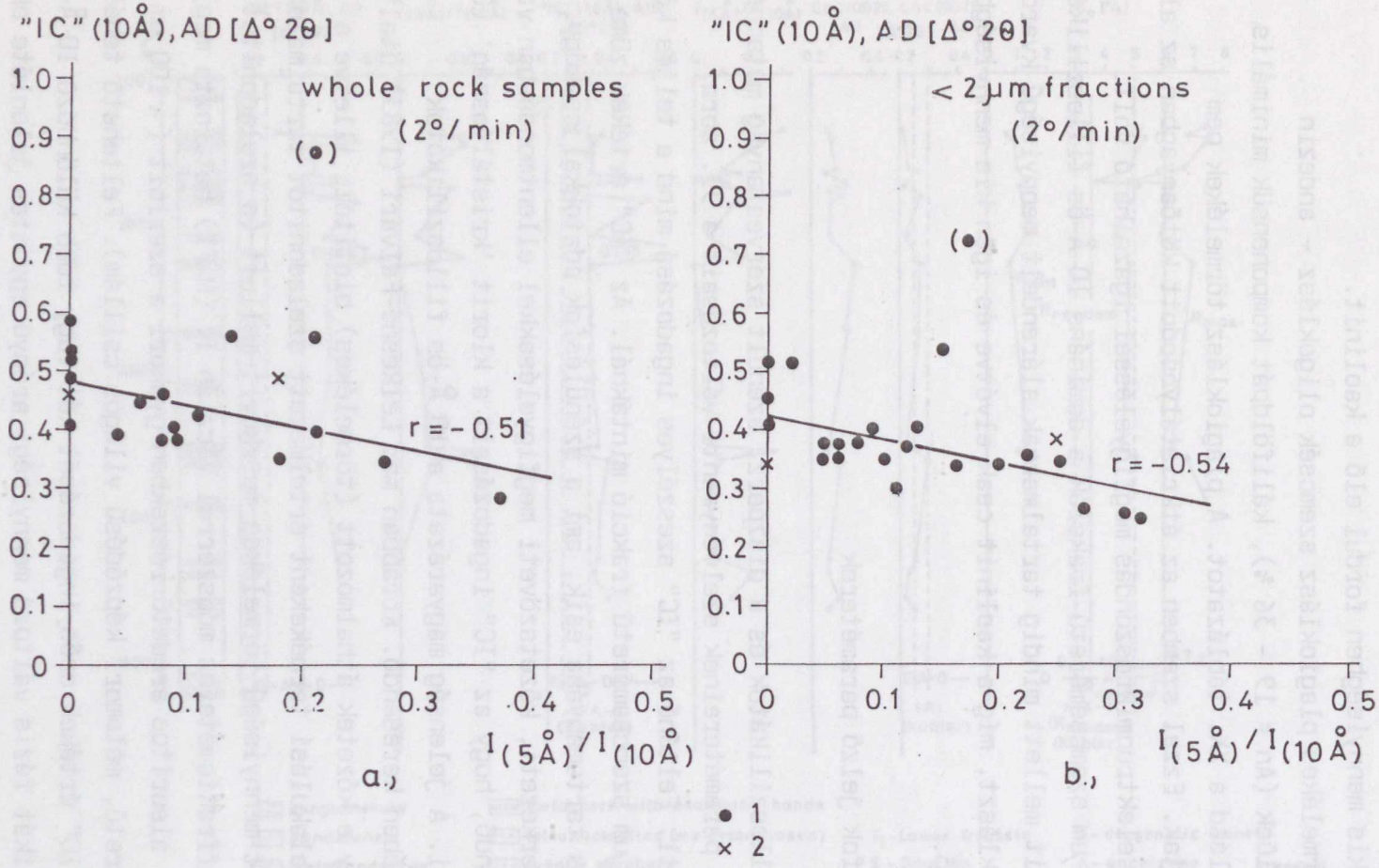
A törmelékes plagioklász szemcsék oligoklász - andezin összetételűek (An = 19 - 36 %), káliföldpát komponensük minimális ($\lesssim$1 %), lásd a XX. táblázatot. A plagioklász törmelékek nem albitosodtak. Ezzel szemben az átkristályosodott kötőanyagban az albit jelenléte elektronmikroszondás megfigyeléssel igazolható volt.

A <2 µm szemcseméretű frakciók a domináns 10 Å-ös filloszilikátok és a klorit mellett mindig tartalmaznak alárendelt mennyiségű kvarcot és plagioklászt, míg a kaolinit csak elvétve és igen kis mennyiségben észlelhető.

Metamorf fok jelző paraméterek

A filloszilikátok és a diszperz, szénült szerves anyag metamorf fok jelző paramétereinek szelvénymenti változásait a 33. ábra szemlélteti. Feltűnő az "IC" szeszélyes ingadozása mind a teljes kőzet, mind a <2 µm szemcseméretű frakció mintáknál. Az "IC" értékek zöme a diagenezis tartományába esik, ami a szénülésfok adatokkal csakúgy, mint a mikroszerkezeti, kőzetszöveti megfigyelésekkel ellentmondásban van. Megjegyzendő, hogy az "IC" ingadozásait a klorit 'kristályosság' (ChC) sem követi. A jelenség magyarázata a 10 Å-ös filloszilikátok természetében keresendő. Korábban már Lelkesné-Felvári (1983) utalt arra, hogy e kőzetek áthalmozott (törmelékes) biotitot, illetve a biotit átalakulási termékeként értelmezett szeladonitot tartalmaznak az alárendelt mennyiségű törmelékes muszkovit mellett (a szeladonitot röntgendiffraktométeres módszerrel Viczián I. (MÁFI) határozta meg). A pelites - aleuritos eredetű részekben gyakori a szericit (<100 µm szemcseméretű, metamorf képződésű világos csillám). Feltehető tehát, hogy az "IC" értékek erős ingadozását két vagy több különböző 10 Å-ös filloszilikát fázis változó mennyiségi arányú együttes jelenléte okozza (ezért használom az idézőjelet az IC rövidítésnél).

A 10 Å-ös filloszilikátok első két bázisreflexiójának intenzitás arányai szintén erősen, de az "IC" értékekhez viszonyítva ellentétes irányban ingadoznak (33. ábra). A trioktaéderes csillámoknál az 5 Å-ös reflexió intenzitása igen kicsi, ezért az I(5 Å)/I(10 Å) arányt a



34. ábra: Összefüggés a 10 Å-ös filloszilikátok félértékszélessége ("IC") valamint a filloszilikátok első és második bázisreflexiójának intenzitás aránya (I(5 Å)/I(10 Å) között, a Szalatnak-3 és -4 jelű mélyfúrás metamorf összletében: (a) - teljes kőzet minták; (b) - < 2 µm szemcseméretű frakció minták; 1 - homokos, agyagos, aleuritos eredetű kőzetek; 2 - vulkáni törmelékes kőzetek

dioktaéderes (vagy világos) és a trioktaéderes (vagy szines, sötét) csillámok és csillámszerű szerkezetek diffraktométeres elkülönítésére is alkalmazták (Esquevin, 1969; Kübler és Rey, 1982). Az I(5 Å)/I(10 Å) arány csökkenésével a 10 Å-ös bázisreflexió félértékszélessége nő (34. ábra), összhangban Esquevin (1969), Dunoyer de Segonzac (1970) és más szerzők korábbi megállapításaival.

Ily módon az átalakulás IC-zónájának megközelítően reális becslésére csak az illit-muszkovitra jellemző (kb. >0.25) I(5 Å)/I(10 Å) arányú minták "IC" értékei használhatók fel, joggal feltételezve, hogy e mintákban a trioktaéderes csillámok és/vagy csillámszerű szerkezetek részaránya kicsi. (Nyilvánvaló, hogy a fent tárgyalt zavaró hatás e mintáknál sem zárható ki teljes mértékben, ezért az így kapott IC-zóna besorolás lehetséges minimális (alsó) hőmérsékleti határként vehető csak figyelembe.) Az I(5 Å)/I(10 Å)>0.25 kritériumnak eleget tevő minták "IC" értékeinek többsége az anchizónába tartozik:

teljes kőzet minták, 2°/min: 0,289-0,346 Δ°2Θ, n=2
teljes kőzet minták, 1/2°/min: 0,219-0,260 Δ°2Θ, n=2
<2 μm frakciók, 2°/min: 0,251-0,262 Δ°2Θ, n=3
<2 μm frakciók, 1/2°/min: 0,149-0,252 Δ°2Θ, n=3.

A <0.25 intenzitásarányú minták "IC" értékei metamorf zóna jelzésre nem alkalmasak.

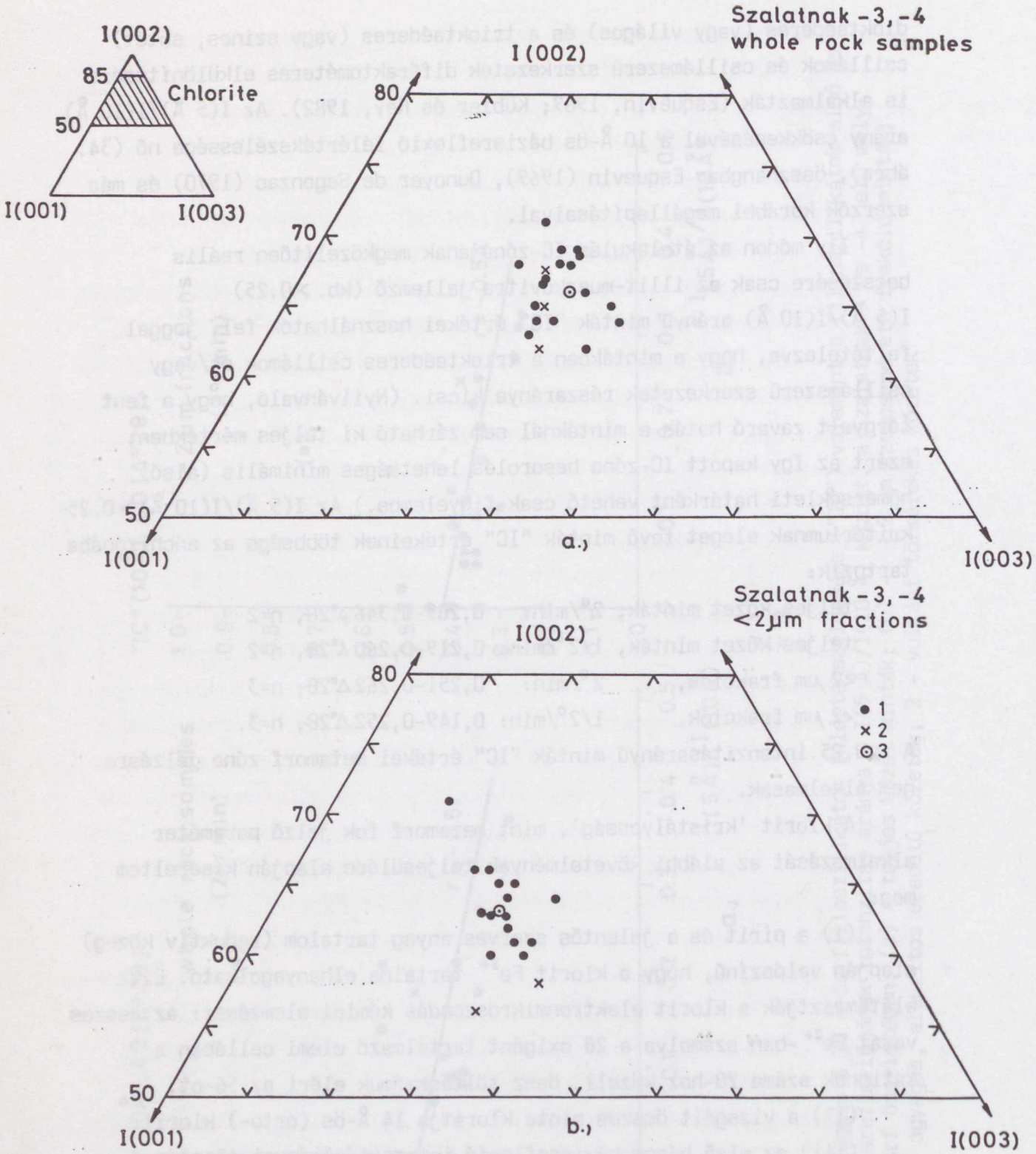
A klorit 'kristályosság', mint metamorf fok jelző paraméter alkalmazását az alábbi követelmények teljesülése alapján kíséreltem meg:

(i) a pirit és a jelentős szerves anyag tartalom (reduktiv közeg) alapján valószínű, hogy a klorit Fe^{3+} tartalma elhanyagolható. Ezt alátámasztják a klorit elektronmikroszondás kémiai elemzései: az összes vasat Fe^{2+}-ban számolva a 28 oxigént tartalmazó elemi cellában a kationok száma 20-hoz közeli, össz töltésszámuk eléri az 56-ot;

(ii) a vizsgált összes minta kloritja 14 Å-ös (orto-) klorit;

(iii) az első három bázisreflexió intenzitásarányai alapján a klorit kémiai összetétele a különböző mintákban egyveretű (35. ábra) és hasonló az ÉK-magyarországi paleozóos és mezozóos képződmények kloritjainak eloszlásaihoz illetve kémizmusához (lásd még a 4. ábrát valamint a III, XVII és XIX. táblázat klorit elemzéseit);

(iv) a klorit 'kristályossági' vizsgálatoknál a kaolinit tartalmú mintákat nem vettem figyelembe;



35. ábra: A klorit első három bázisreflexiójának intenzitás arányai a Szalatnak-3 és -4 jelű mélyfúrás metamorf összletében, a teljes kőzet (a) és a <2 µm szemcseméretű frakció (b) mintákban. Jelölések: 1 - törmelékes eredetű kőzetek (metahomokkő, agyag-, aleuritpala); 2 - metavulkanit; 3 - az (1) és a (2) csoport átlagértéke

(v) a vizsgált kőzetek nem tartalmaztak kimutatható mennyiségű kevertréteges szerkezetű fázist.

A szalatnaki összlet klorit 'kristályossági' indexeinek átlagértékei a következők:

teljes kőzet minták:

ChC(002),AD,2°/min = 0,281 Δ°2θ, s = 0,032, n = 21;

<2 μm frakció minták:

ChC(001),AD,2°/min = 0,262 Δ°2θ, s = 0,044, n = 16;

ChC(002),AD,2°/min = 0,246 Δ°2θ, s = 0,025, n = 18;

ChC(002),AD,1/2°/min = 0,201 Δ°2θ, s = 0,021, n = 17.

A 8. ábrán megadott zónahatárokkal összevetve a <2 μm szemcseméretű frakció ChC(001) átlaga (az átlag s(x) = 0,011 Δ°2θ hibáját is figyelembe véve) az epizónába, ChC(002) átlaga az anchi-/epizóna határra esik (utóbbinál az átlag hibája 0,006 Δ°2θ).

Cathelineau (1988) klorit geotermométerét alkalmazva, a XIX. táblázatban megadott klorit elemi cella Al^{IV} tartalma alapján 350°C körüli (~340°C) hőmérséklet becsülhető, ami összhangban van a 3. ábrán az anchi-/epizóna határra közölt értékkel.

Ezen kívül, a klorit 'kristályosság' alapján becsült metamorf fok (anchi-/epizóna határ, epizóna, kb. 350°C) és a szénült szervesanyag reflexióképesség értékeiből becsülhető átalakultsági fok között is kielégítő a megfelelés (lásd a 33. ábra jobb szélső oszlopát valamint a XXI. táblázatot és a 3. ábrát): az R(max) átlag epizónás, az R(random) átlag az anchi-/epizóna határhoz közeli anchizónás átalakulást jelez. Néhány minta R(max) és R(min) értékeinek hisztogramját a 39. ábra szemlélteti. Míg az R(min) eloszlások egymaximumosak addig az R(max) eloszlások két mintánál három különböző szerves anyag populáció eredői. A többmaximumos hisztogramok magyarázatára két lehetőség kínálkozik:

(1) a kisebb R(max) populáció autochton, a nagyobb értékek feltehetően behordott, törmelékes szerves anyagot reprezentálnak;

(2) a mintákban különböző típusú szerves anyagok metamorfizálódtak. A szerves anyag típusok eredeti kémiai különbségei illetve ezek szénülési folyamatra gyakorolt hatásai még megmaradtak.

Figyelembe véve a magas reflexióképesség értékeket és a szénülési folyamat előrehaladtával egyre fokozódó homogenizációt (Teichmüller, 1987), az (1) magyarázat tűnik valószínűbbnek. A reflexióképesség és a bireflexió értékek alapján a szerves anyag metaantracit és szemigrafit közötti átmeneti állapotú (lásd Ragot (1977) valamint Teichmüller és

Teichmüller (1981) diagramjait).

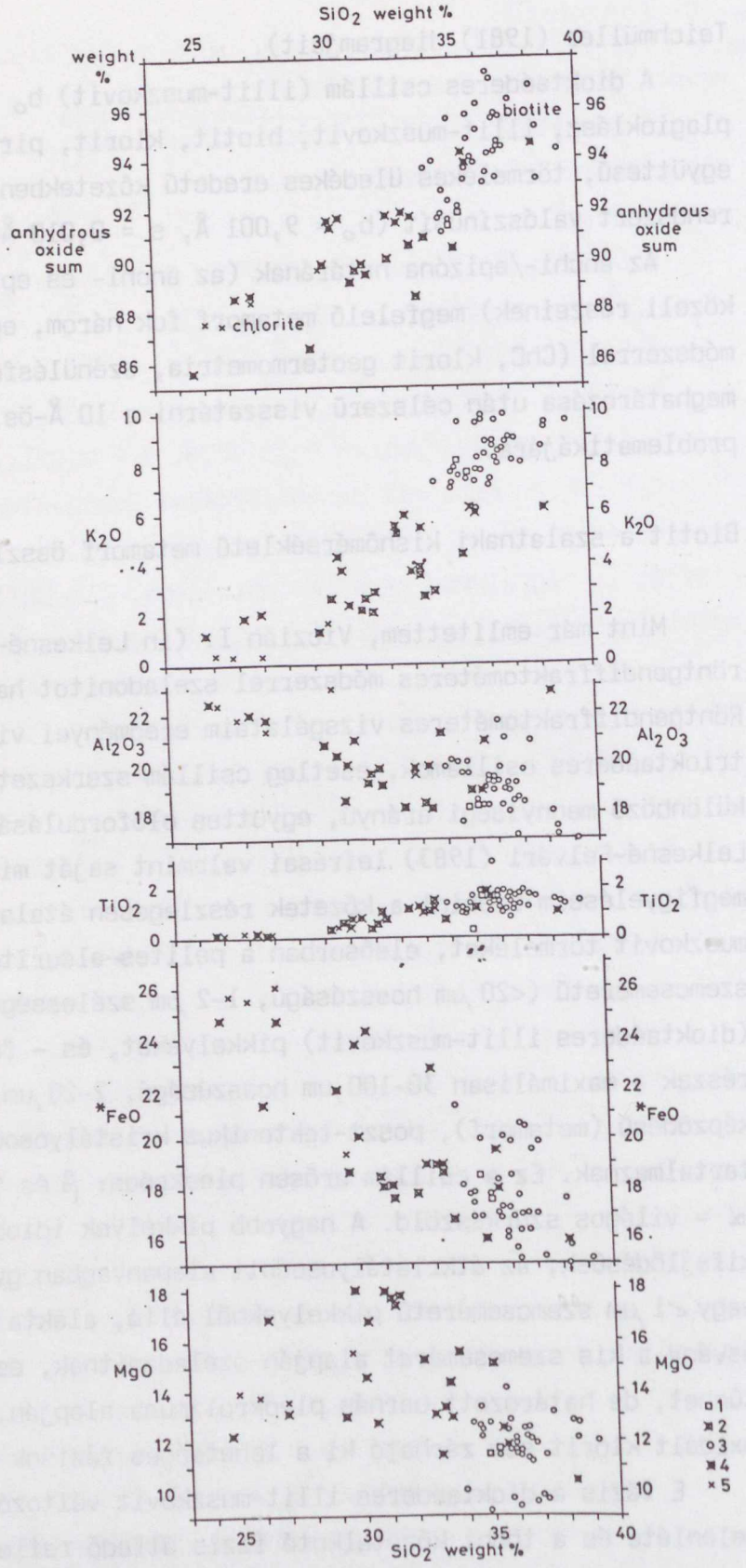
A dioktaéderes csillám (illit-muszkovit) b_o átlaga a kvarc, plagioklász, illit-muszkovit, biotit, klorit, pirit karbonátásvány együttesű, törmelékes üledékes eredetű kőzetekben kisnyomású metamorf rendszert valószínűsít (b_o = 9,001 Å, s = 0,010 Å, n = 13).

Az anchi-/epizóna határának (az anchi- és epizónák e határhoz közeli részeinek) megfelelő metamorf fok három, egymástól független módszerrel (ChC, klorit geotermometria, szénülésfok) történt meghatározása után célszerű visszatérni a 10 Å-ös filloszilikátok problematikájára.

Biotit a szalatnaki kishőmérsékletű metamorf összletben

Mint már említettem, Viczián I. (in Lelkesné-Felvári, 1983) röntgendiffraktométeres módszerrel szeladonitot határozott meg. Röntgendiffraktométeres vizsgálataim eredményei viszont di- és trioktaéderes csillámok, esetleg csillám szerkezetű agyagásványok különböző mennyiségi arányú, együttes előfordulására utaltak. Lelkesné-Felvári (1983) leírásai valamint saját mikroszkópos megfigyeléseim szerint a kőzetek részlegesen átalakult biotit és kevés muszkovit törmeléket, elsősorban a pelites-aleuritos részek kis szemcseméretű (<20 μm hosszúságú, 1-2 μm szélességű) szericit (dioktaéderes illit-muszkovit) pikkelyeket, és - főleg a pszammitos részek - maximálisan 30-100 μm hosszúságú, 2-20 μm szélességű, új képződésű (metamorf), poszt-tektonikus kristályosodású színes csillámot tartalmaznak. Ez a csillám erősen pleokróos: β és γ = telt zöldesbarna, α = világos szürkészöld. A nagyobb pikkelyek idioblasztos kifejlődésűek, az átkristályosodott alapanyagban gyakoriak a néhány μm vagy <1 μm szemcseméretű pikkelyekből álló, alaktalan halmazok. Az ásvány a kis szemcseméret alapján szeladonitnak, esetleg glaukonitnak tűnhet, de határozott barnás pleokroizmusa alapján biotit vagy esetleg oxidált klorit sem zárható ki a lehetséges fázisok közül.

E fázis a dioktaéderes illit-muszkovit változó mennyiségi arányú jelenléte és a többi kőzetalkotó fázis átfedő reflexióinak zavaró hatásai miatt röntgendiffraktométeres módszerrel nem volt egyértelműen diagnosztizálható. Az illit-muszkovitot nem tartalmazó mintákban az 5 Å-ös bázisreflexió hiánya alapján glaukonit, szeladonit és biotit



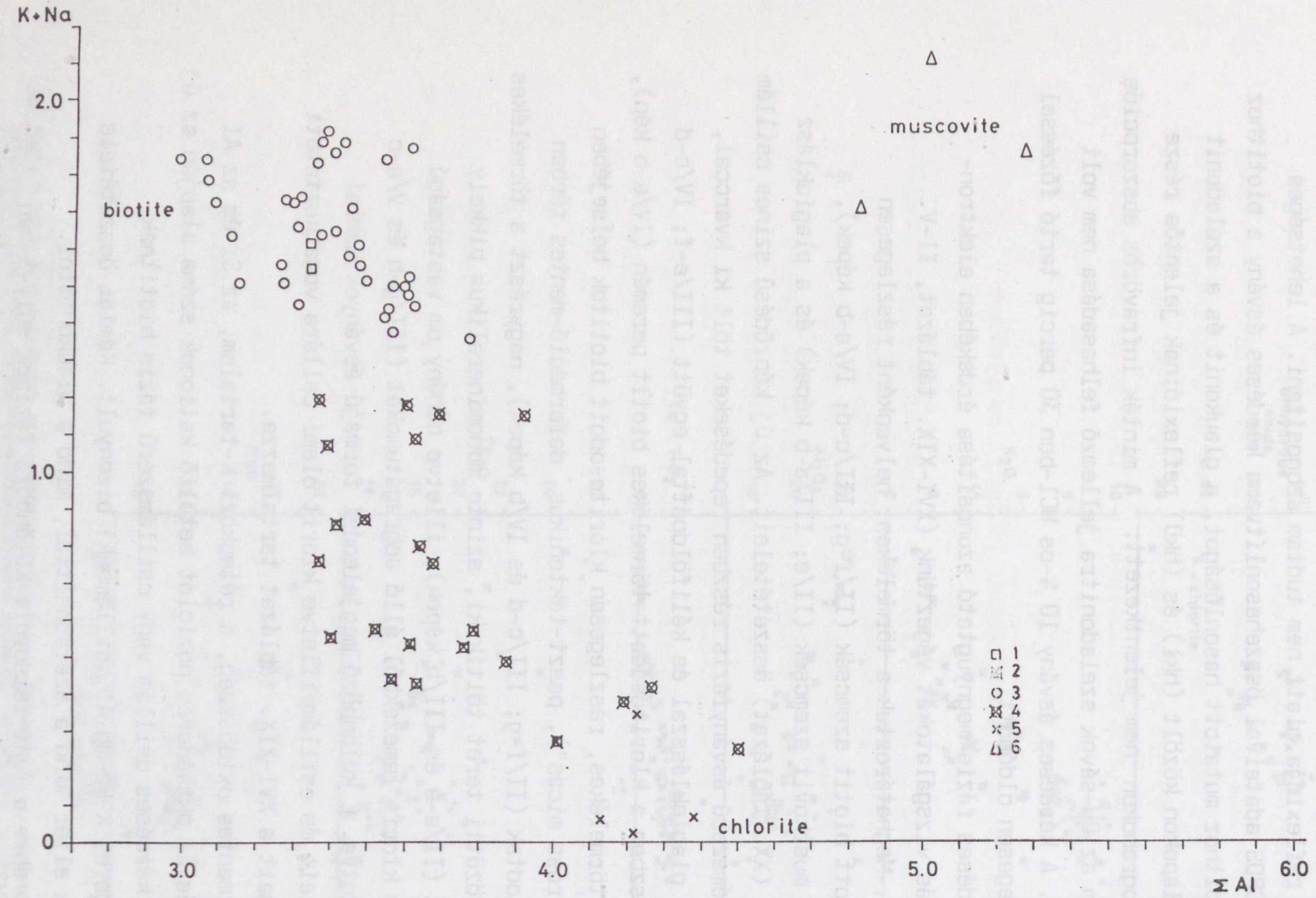
36. ábra: Mafikus filloszilikátok elektronmikroszondával meghatározott kémiai összetételének változásai a Szalatnak-3 jelű fúrás törmelékes-üledékes eredetű metamorf összletében. Jelölések: 1 - törmelékes ("átöröklött") biotit; 2 - részlegesen kloritosodott törmelékes biotit; 3 - új képződésű (metamorf) biotit; 4 - új képződésű klorit és biotit orientált összenövéseinek (kisméretű, önálló fázisok keverékeinek) átlagai; 5 - új képződésű (metamorf) klorit

közötti differenciálásra volt szükség. A dezorientált preparátumokon a glaukonitra és a szeladonitra jellemző d(060) reflexió 1,511-1,517 illetve 1,507-1,510 Å között nem jelentkezett, az esetleges biotit 1,53-1,54 Å között várható d(060) reflexióját a mindig jelen lévő kvarc erős (211) reflexiója miatt nem tudtam azonosítani. A lehetséges ásványok JCPDS adataival összehasonlítva a kérdéses ásvány a biotithoz és a flogopithoz mutatott hasonlóságot, a glaukonit és a szeladonit JCPDS adatlapokon közölt (hkl) és (hk0) reflexióinak jelentős része a diffraktogramokon nem jelentkezett. A minták infravörös abszorpciós spektrumain az OH-sávok szeladonitra jellemző felhasadása nem volt észlelhető. A kérdéses ásvány 10 %-os HCl-ben 30 percig tartó főzéssel csak részlegesen oldódott.

A kérdéses fázis megnyugtató azonosítása érdekében elektronmikroszondás vizsgálatokat végeztünk (XVI-XIX. táblázat, II-V. fototábla). Meghatároztuk a törmelékes, helyenként részlegesen kloritosodott biotit szemcsék (II/f-g; III/c-d; IV/a-b képek), a törmelékes muszkovit szemcsék (II/e; III/a-b képek) és a plagioklász törmelékek (XX. táblázat) összetételeit. Az új képződésű szines csillám vagy csillámszerű ásványfázis részben repedéseket tölt ki kvarccal, klorittal, plagioklásszal és káliföldpáttal együtt (III/e-f; IV/c-d képek), részben a kloritosodott törmelékes biotit peremén (IV/a-b kép), illetve a törmelékes, részlegesen kloritosodott biotitok belsejében átnőve ("cross micas"), poszt-tektonikus, deformáció-mentes térben kristályosodtak (II/f-g; III/c-d és IV/b képek), nagyrészt a törmelékes szemcsék közötti teret töltik ki, szinte monomineralikus pikkely halmazokat (II/a-e és III/b képek), illetve néhány µm vastagságú csillám és klorit lemezekből álló aggregátumokat (III/g-h és V/a-c képek) alkotva. E különböző megjelenési formájú ásványok kémiai összetételeit és csillám illetve klorit elemi cellára vonatkoztatott kationszámait a XVI-XIX. táblázat tartalmazza.

A vízmentes oxidösszeg, a rétegközi K-tartalom, az Si és az Al tartalom és az oktaéderes poziciót betöltő kationok száma alapján az új képződésű kérdéses csillám vagy csillámszerű fázis biotitnak (trioktaéderes K-Fe-Mg-Al csillámnak) bizonyult. Kémiai összetétele lényegesen eltér mind a szeladonittól, mind a glaukonittól.

A 36. ábra a fent felsorolt különböző fázisok súly-%-ban kifejezett oxidos összetételének változásait szemlélteti az SiO_2 tartalom függvényében. A törmelékes és az új képződésű (metamorf)



37. ábra: A Szalatnak-3 jelű fúrás törmelékes-üledékes eredetű metamorfitjaiban található filloszilikátok eloszlása a (K + Na) - ΣAl diagramon (kationszámok 44^- töltésre, azaz 22 O-ra vonatkoztatva). Jelölések: 1-től 5-ig lásd a 36. ábrát; 6 - törmelékes muszkovit

biotit között nincs lényeges összetételbeli különbség. A biotittól a klorit felé az SiO_2 tartalom csökkenésével folyamatosan, fokozatosan csökken a K_2O, a TiO_2 és jelentősebb szórással nő az Al_2O_3, az FeO és MgO tartalom.

A biotit és a klorit közötti, átmeneti jellegű kémiai összetétel ásványtani megjelenése az alábbi két formában (esetleg ezek együttes előfordulásával) képzelhető el:

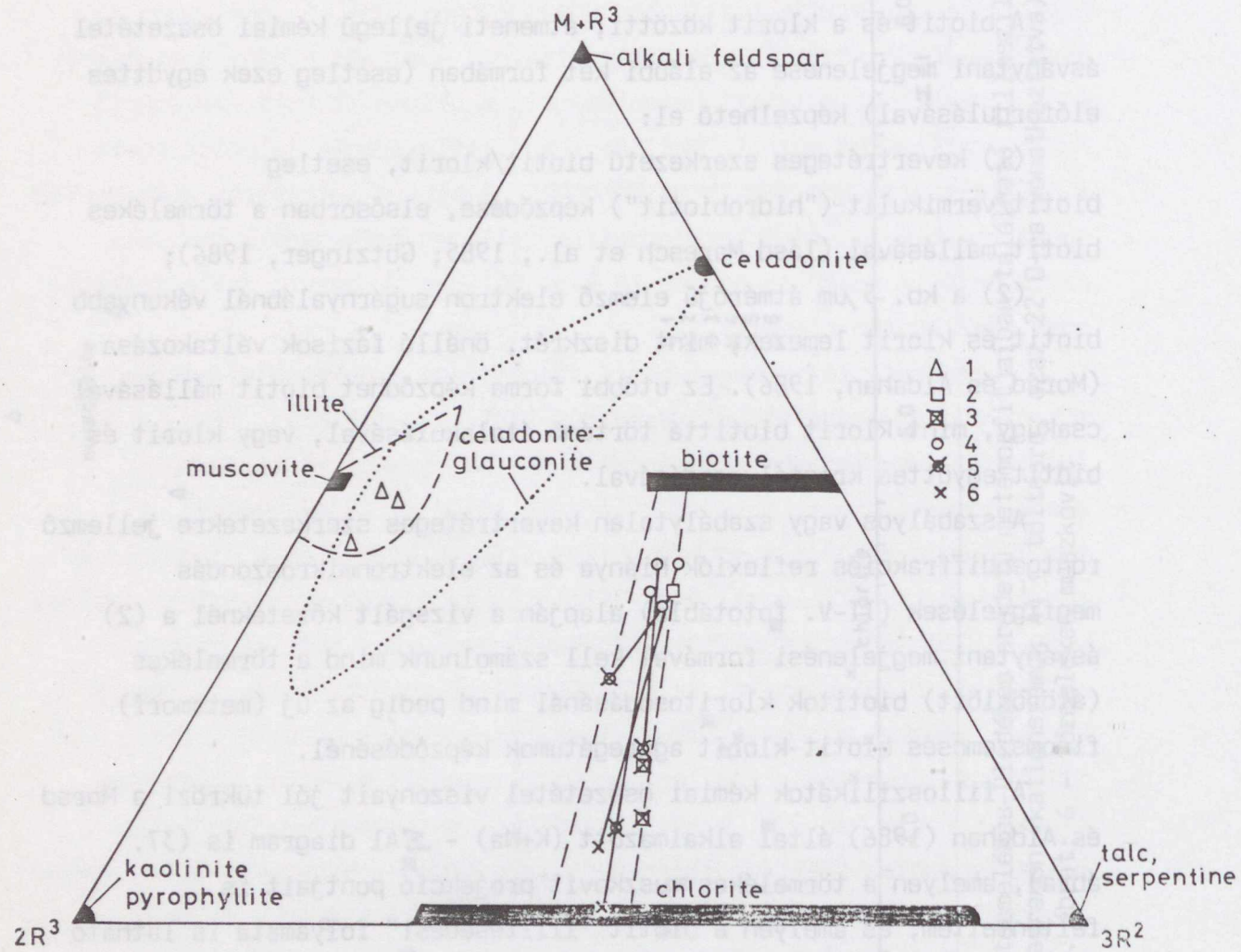
(1) kevertréteges szerkezetű biotit/klorit, esetleg biotit/vermikulit ("hidrobiotit") képződése, elsősorban a törmelékes biotit mállásával (lásd Maresch et al., 1985; Götzinger, 1986);

(2) a kb. 5 μm átmérőjű elemző elektron sugárnyalábnál vékonyabb biotit és klorit lemezek, mint diszkrét, önálló fázisok váltakozása (Morad és Aldahan, 1986). Ez utóbbi forma képződhet biotit mállásával csakúgy, mint klorit biotittá történő átalakulásával, vagy klorit és biotit együttes kristályosodásával.

A szabályos vagy szabálytalan kevertréteges szerkezetekre jellemző röntgendiffrakciós reflexiók hiánya és az elektronmikroszondás megfigyelések (II-V. fototábla) alapján a vizsgált kőzeteknél a (2) ásványtani megjelenési formával kell számolnunk mind a törmelékes (átöröklött) biotitok kloritosodásánál mind pedig az új (metamorf) finomszemcsés biotit-klorit aggregátumok képződésénél.

A filloszilikátok kémiai összetétel viszonyait jól tükrözi a Morad és Aldahan (1986) által alkalmazott (K+Na) - ΣAl diagram is (37. ábra), amelyen a törmelékes muszkovit projekció pontjait is feltüntettem, és amelyen a biotit "illitesedési" folyamata is látható lenne.

A Velde (1985) által javasolt $M^+R^3 - 2R^3 - 3R^2$ háromszögdiagram nem csupán a vizsgált filloszilikátok típusának meghatározására, hanem az ásványok genetikai kapcsolatainak feltárására is alkalmas (38. ábra). Mind a törmelékes, mind a metamorf képződésű biotit projekció pontjai lényegesen eltérnek a szeladonit és a glaukonit összetétel mezőitől. (Az össz vasat Fe^{2+}-nak tételeztem fel, figyelembe véve a kőzetek reduktiv jellegét, pirit és szerves anyag tartalmát és a biotit kristálykémiai viszonyait. Mindazonáltal még jelentős mennyiségű Fe^{3+} feltételezésével sem tolódnának el a biotit projekció pontjai a glaukonitnak vagy a szeladonitnak megfelelő mezőkig.) Mind a muszkovitra, mind a különböző eredetű biotitra kismértékű kation hiány jellemző a rétegközi térben, ami a kishőmérsékletű metamorfózis



38. ábra: A filloszilikátok átlagos kémiai összetételeinek projekció pontjai Velde (1985) M^+R^3 - $2R^3$ - $3R^2$ diagramjában, néhány fontosabb filloszilikát feltüntetésével (Szalatnak-3 jelű fúrás metamorfitjai). Jelölések: 1-től 5-ig lásd a 36. ábrát; 6 - törmelékes eredetű muszkovit;

$$M^+R^3 = Na + K + 2Ca$$
$$2R^3 = (Al + Fe^{3+} + Ti - M^+R^3)/2$$
$$3R^2 = (Fe^{2+} + Mn^{2+} + Mg)/3$$

Az elektronmikroszondás elemzések átszámításánál az összes vasat Fe^{2+}-ként vettem figyelembe. Bővebben lásd a szövegben.

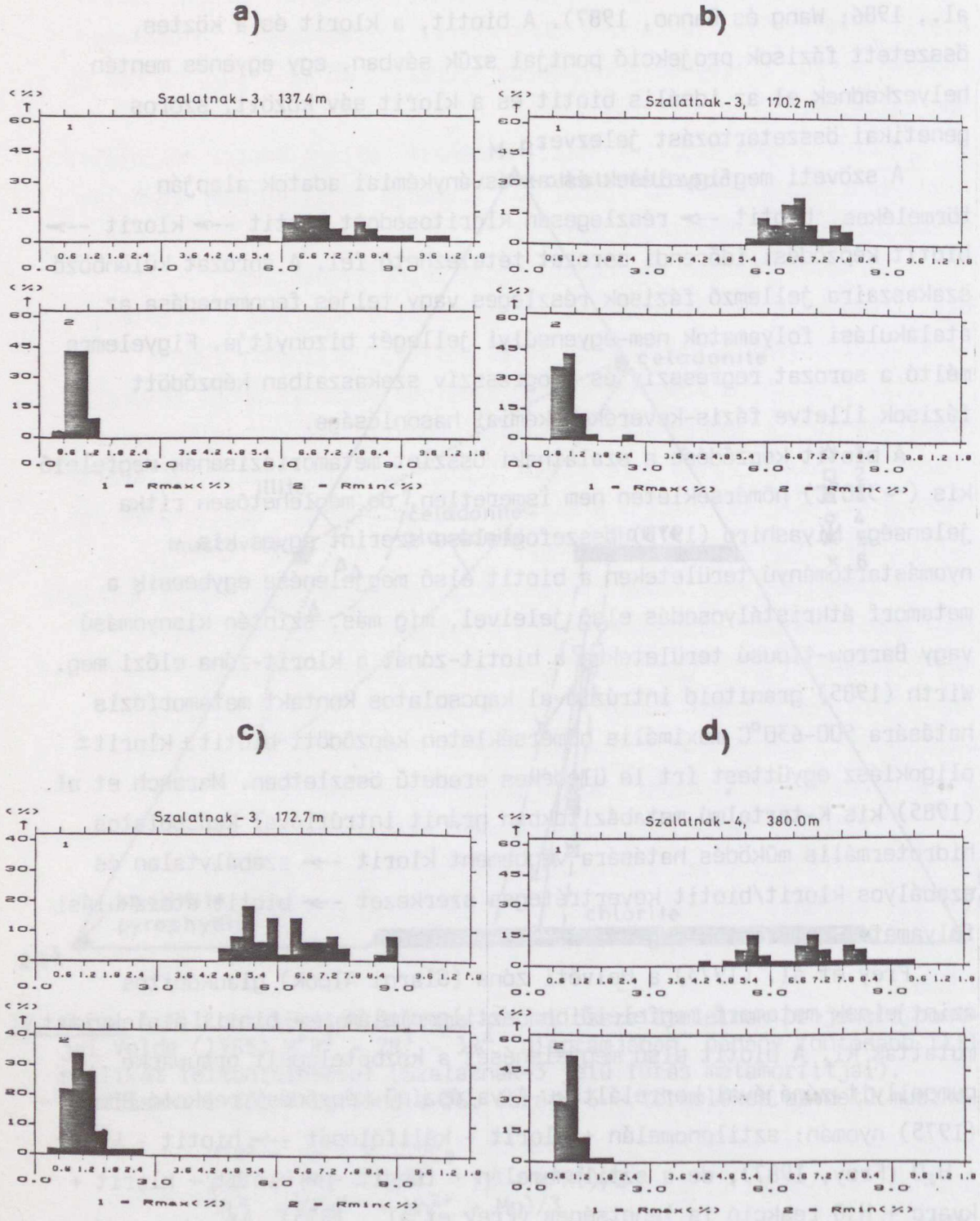
tartományában általános jelenségnek számít (lásd például Hunziker et al., 1986; Wang és Banno, 1987). A biotit, a klorit és a köztes, összetett fázisok projekció pontjai szűk sávban, egy egyenes mentén helyezkednek el az ideális biotit és a klorit sáv között, szoros genetikai összetartozást jelezve.

A szöveti megfigyelések és az ásványkémiai adatok alapján törmelékes biotit --> részlegesen kloritosodott biotit --> klorit --> biotit képződési időrendi sorozat tételezhető fel. A sorozat különböző szakaszaira jellemző fázisok részleges vagy teljes fennmaradása az átalakulási folyamatok nem-egyensúlyi jellegét bizonyítja. Figyelemre méltó a sorozat regresszív és progresszív szakaszaiban képződött fázisok illetve fázis-keverékek kémiai hasonlósága.

A biotit képződése a szalatnaki összlet metamorfózisának megfelelő kis (~350°C) hőmérsékleten nem ismeretlen, de meglehetősen ritka jelenség. Miyashiro (1973) összefoglalása szerint egyes kis nyomástartományú területeken a biotit első megjelenése egybeesik a metamorf átkristályosodás első jeleivel, míg más, szintén kisnyomású vagy Barrow-típusú területeken a biotit-zónát a klorit-zóna előzi meg. Wirth (1985) granitoid intrúzióval kapcsolatos kontakt metamorfózis hatására 500-630°C maximális hőmérsékleten képződött biotit±klorit± oligoklász együttest írt le üledékes eredetű összletben. Maresch et al. (1985) kis K-tartalmú metabázitokban gránit intrúzióval kapcsolatos hidrotermális működés hatására végbement klorit --> szabálytalan és szabályos klorit/biotit kevertréteges szerkezet --> biotit átalakulási folyamatot határoztak meg.

Frey et al. (1973) a Helvéti zóna (Glarni Alpok) glaukonitos szintjeinek metamorf megfelelőiben sztilpnomelán --> biotit átalakulást mutattak ki. A biotit első megjelenését a közbetelepült grauwacke pumpellyit zónájával korrelálták. A valószínű képződési reakció Brown (1975) nyomán: sztilpnomelán + klorit + káliföldpát --> biotit + kvarc + H_2O (Frey, 1987), de a sztilpnomelán + fengit --> biotit + klorit + kvarc + H_2O reakció is lehetséges (Frey et al., 1973). Az ásványegyüttest biotit, sztilpnomelán, káliföldpát, kalcit, kvarc és riebeckit alkotja.

Winkler (1979) szerint a nagyon kisfokú metamorfózis tartományában előforduló, sztilpnomelánt is magában foglaló biotit képződési reakciót el kell különíteni a metapelitek kőzetalkotó filloszilikátjai (fengit és klorit) részvételével jellemzett reakcióktól, azaz a klasszikus



39. ábra: A diszperz szénült szervesanyag maximális és minimális reflexióképesség értékeinek hisztogramjai a Szalatnak-3 és -4 jelű fúrás néhány jellemző, törmelékes-üledékes eredetű kőzetmintájában (a gyakorisági eloszlások statisztikai paramétereit lásd a XXI. táblázatban)

klorit- és biotit-zóna határától. A világos K-csillám + klorit reakciónál korábban változatlan muszkovit összetétellel és a biotit képződésével arányosan növekvő Al-tartalmú klorittal (Turner, 1948), újabban elsősorban a világos csillám Al/(Mg+Fe) arányának változásával számoltak illetve számolnak (Ernst, 1963; Velde, 1965; Mather, 1970; Brown, 1971). Ez az átalakulás, azaz a fengit + klorit --> muszkovit + biotit + kvarc + H_2O reakció elsősorban a metapelitekre jellemző. Winkler (1979) szerint a "biotite + muscovite in" izográd (azaz a klorit- és biotit-zónák határának) hőmérséklete a nyomástól függően 420-450°C.

Ferry (1984) a biotit képződését márgás eredetű kőzetekben 0,9-2,2 kőzet-térfogatnyi H_2O infiltrációjával, dekarbonátosodási és deszulfidosodási reakciókkal magyarázta (muszkovit + ankerit + rutil + pirit + grafit + sziderit (vagy kalcit) --> biotit + plagioklász + ilmenit). A kvarc, a klorit és a pirrhotin egyes esetekben reagáló fázis, máskor reakciótermék. A biotit képződésének hőmérséklete (3,5 kbar nyomáson, $X(CO_2)$ = 0,02-0,04 fluidum összetétel esetén kb. 400°C.

Progresszív metamorfózisnál a biotit első megjelenése a kőzetkémizmus (és következésképpen, a reakcióban résztvevő ásványfázisok) függvénye. Káliföldpát tartalmú pszammitos kőzetekben (például metagrauwackében) a biotit kisebb hőmérsékleten képződik, mint a metapelitekben (Mather, 1970; Wang et al., 1986), a káliföldpát + klorit --> biotit + muszkovit + kvarc + H_2O illetve a káliföldpát + klorit + fengit --> biotit + muszkovit + kvarc + H_2O reakciók révén. A di- és trioktaéderes csillámok progresszív metamorf kristálykémiai fejlődésénél Wang és Banno (1987) a Tschermak-féle helyettesítés ($Mg^{VI} + Si^{IV} = Al^{VI} + Al^{IV}$) mellett az u.n. illites helyettesítés ($\square^{XII}$(vakancia)$+ Si^{IV} = K^{XII} + Al^{IV}$) szerepét is lényegesnek tartotta.

A szalatnaki törmelékes üledékes eredetű összlet metamorf (új képződésű) biotitját létrehozó ásványreakcióról nincsenek biztos adatok. Szoros térbeli és ásványkémiai kapcsolata a klorittal arra utal, hogy a klorit részt vehetett a biotit képződésében. A klorit biotitosodásához szükséges K, Si és Ti a törmelékes káliföldpátból és/vagy a részben törmelékes, részben diagenetikus - metamorf képződésű illit-muszkovitból valamint az akcesszórikus Ti-ásványokból (például rutil) származhatott. (A grauwacke jellegű összletben feltűnő a káliföldpát hiánya illetve alárendelt, sporadikus előfordulása, ami

esetleg éppen a biotit-képző reakcióval magyarázható. A sztilpnomelán, mint a biotit-képző reakcióban résztvevő, a reakció során teljes mértékben átalakult fázis feltételezésére nincs elegendő alapunk.)

A kőzetszöveti megfigyelések szerint a biotit a foliációt (kitüntetett szemcse-orientációt) létrehozó regionális (dinamotermális) metamorf esemény után, statikus körülmények között kristályosodott (dezorientált szemcse-elrendeződés, átnövő, u.n. "cross mica" szövet). A biotit egy olyan, kisnyomású, részlegesen nyílt rendszerben képződhetett, amelyben a K- és Si-tartalmú, hidrotermális hőmérsékletű fluidum migrációjával is számolni kell (kvarc, biotit, klorit, plagioklász anyagú repedéskitöltések és infiltráció a kőzet alapanyagában). E metaszomatikus jelenségek léptékéről azonban nincsenek adatok: néhány millimétertől néhány száz méterig változhatott. Mindazonáltal leszögezhető, hogy a kimutatott ásványasszociáció és kőzetszöveti jellegek magyarázatához nem szükséges regionális fluidum infiltráció (metaszomatózis) feltételezése, de ugyanakkor a metaszomatózis jelensége sem zárható ki teljes biztonsággal.

A biotit poszt-tektonikus, kisnyomású, részben nyílt rendszerben végbement kristályosodása és az infiltrációs - metaszomatikus folyamatok lehetősége alapján logikusnak tűnik az a feltevés, mely szerint a szienitporfir intrúzió hőhatása és/vagy a hőhatás által mobilizált K- és Si-tartalmú fluidum játszhatott szerepet a biotit képződésében. Ennek a feltevésnek ellentmondani látszik az a megfigyelés, mely szerint a kb. 350 m vastag szelvény mentén, a szienitporfir kontaktusához közeledve a biotit mennyiségében, szemcsenagyságában, a kőzetek ásványos összetételében, 'kristályossági' indexeiben, szénülésfok adataiban - eltekintve a közvetlen kontaktus izometrikus kvarc, plagioklász, kevesebb biotit, klorit, pirit és kalcit szemcsékből felépülő szaruszirtjétől - nem volt kimutatható rendszeres változás. Valószínű, hogy a törmelékes összlet és az intrúzió nem őrizte meg eredeti települési viszonyát. Az erőteljes utólagos tektonikai hatások (törések, breccsásodás, vetőmenti elmozdulások) alapján valószínű, hogy a törmelékes összlet és a magmatit jelenlegi települési viszonya nem az intrúzió idején volt, eredeti helyzetet tükrözi. Így a magmás kontaktus körüli zonáció hiánya nem cáfolja szükségképpen a kontakt metamorf - metaszomatikus folyamatok létét.

A metamorfózis geokronológiája

A szienitporfir intrúzió koráról nincsenek biztos információk. A sporadikus Rb-Sr izotópos adatok nagy bizonytalansággal terheltek. Legvalószínűbb a hercini kor, de fiatalabb (újpaleozóos - mezozóos) képződés sem zárható ki. Balogh Kad. a szienitporfir szines szilikát frakcióján 270, a káliföldpát frakción 240-220, a szericitesedett káliföldpát frakción 180 millió éves K-Ar korokat határozott meg. A magmatizmus hercini korát feltételezve, és figyelembe véve a Mecsek hegység mezozóos üledékgyüjtőjének fejlődését valamint kréta magmatizmusának feltehetően regionális jellegű hőhatását, ezek az adatok a hercini és a kréta magmatizmus közötti, racionális geológiai jelentéssel nem rendelkező, u.n. keverék koroknak tekinthetők.

A metagrauwacke összletből általam szeparált és ásvány-kőzettani módszerekkel (XV. táblázat) jellemzett <2 µm szemcseméretű, csillámokban (elsősorban biotitban) gazdag frakciók Balogh Kadosa által meghatározott K-Ar izotópos kor adatait a XXII. táblázat tartalmazza. Az értékek 175 és 210 millió év között erősen szórnak (alsó-, középső-jura). Mivel a térségben jura időszaki, jelentős hőhatással bíró geológiai objektum vagy folyamat nem ismert, ezért ebben az esetben is - csakúgy, mint a szienitporfirnál - a K-Ar izotóprendszer kréta magmatizmus okozta részleges mobilizációjával, átrendeződésével kialakult keverék korokkal kell számolnunk.

A K-Ar korok más interpretációja is elképzelhető, ha a szalatnaki összletet nem a Mecsek hegység fejlődéstörténetével vetjük össze. A magmatizmus és a metamorfózis korviszonyainak megnyugtató tisztázásához további, részletes izotópgeokronológiai vizsgálatok szükségesek.

Összefoglalás

A szalatnaki metagrauwacke összlet példáján bemutattam, hogy az illit 'kristályossági' módszer különböző (di- és trioktaéderes) csillám szerkezeteket tartalmazó kőzeteknél félrevezető eredményeket ad. Az "IC" módszer helyett ebben az esetben is eredményesen volt alkalmazható a klorit 'kristályossági' módszer, amely a kőzetszöveti, mikroszerkezeti megfigyelésekkel, klorit geotermometriai és szénülésfok adatokkal összhangban a szalatnaki törmelékes üledékes eredetű összlet anchi-/epizóna határhoz közeli (kb. 350°C hőmérsékletű) regionális

(dinamotermális) metamorfózisát bizonyította. Az illit-muszkovit b_o rácsparaméter átlaga alapján kisnyomású rendszer tételezhető fel.

A szalatnaki metamorf összletben új képződésű (metamorf) biotitot mutattam ki, és meghatároztam a törmelékes biotit --> klorit --> új képződésű biotit nem egyensúlyi jellegű átalakulási folyamat ásványtani, ásványkémiai jellemzőit. A szienitporfir intrúzió közelsége, a biotit poszt-tektonikus, részben repedéskitöltő jellege alapján a biotit képződését a dinamotermális metamorfózist követő, a szienitporfir magmatizmussal összefüggő statikus (kontakt) hőhatással és/vagy infiltrációs-metaszomatikus hatással hoztam kapcsolatba, annak ellenére, hogy az intrúziótól való távolság függvényében metamorf zonáció nem volt észlelhető.

A regionális metamorfózis és a magmás működés nem teljesen bizonyított hercini korát munkahipotézisként elfogadva, a rendelkezésre álló K-Ar izotópos adatok a mezozóos (kréta) magmatizmus részleges izotóp-átrendeződést okozó hőhatásával magyarázhatók.

5. IZOTÓPGEOKRONOLÓGIAI EREDMÉNYEK FELHASZNÁLÁSA A KISHŐMÉRSÉKLETŰ METAMORFÓZIS FEJLŐDÉSTÖRTÉNETI REKONSTRUKCIÓJÁHOZ, A BÜKKIUM PÉLDÁJÁN

5.1. Bevezetés

A radiogén izotópos kormeghatározási módszerek kishőmérsékletű metamorfózis területén történő alkalmazásának lehetőségeit, problémáit legújabban Hunziker (1987) foglalta össze, A.J. Hurford közreműködésével. A radiogén izotópos módszerekkel kapott eredmények geokronológiai értékelésének nehézségei közvetve vagy közvetlenül az alacsony hőmérséklettel összefüggő kis diffúziós- és reakció-sebességekkel, és következésképpen, a rendszerek gyakori nem-egyensúlyi jellegével kapcsolatosak. Az uralkodó kis szemcseméret gyakorlatilag lehetetlenné teszi monomineralikus frakció előállítását és erősen befolyásolhatja a radioaktiv bomlástermékek (izotópok) megmaradását (bezáródását). Döntő jelentőségű az átöröklött (törmelékes vagy magmás) és az új képződésű (autigén) ásványok elkülönítése, mivel egyensúlyi (vagy egyensúlyt megközelítő) rendszer kialakulása csak az utóbbiakban remélhető. Az átkristályosodás mellett a szerkezeti átrendeződés ("restructuration") és a szilárd fázisban végbemenő diffúzió is jelentős (általában nem-egyensúlyi viszonyokat eredményező) tényező.

A fenti nehézségek ellenére az utóbbi két évtizedben többen alkalmazták a K-Ar és Rb-Sr izotópos módszereket valamint az atommag hasadási nyom ("fission track", továbbiakban FT) módszert kezdeti metamorf kőzeteknél (lásd például Ahrendt et al., 1977, 1978, 1983; Clauer, 1979; Sedivy et al., 1984; Hunziker et al., 1986; Kralik et al., 1987; Hurford, 1986 és sokan mások).

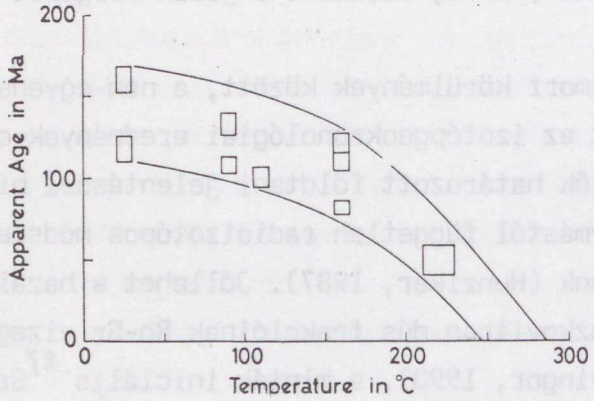
Rendszeres vizsgálataink megkezdése előtt csupán sporadikus adatokkal rendelkeztünk a hazai kishőmérsékletű metamorf képződményekről. Balogh Kad. et al. (1977) valamint Kovách et al. (1985) a kelet-bükki felső-triász metariolitok teljes kőzet mintáin 93-102 millió éves, az alpi, ausztriai tektonofázishoz kapcsolódó utóhatásokat mutattak ki K-Ar illetve Rb-Sr módszerrel. Árváné-Sós et al. (1985) a magmás amfibolon és a kontakt üledékek muszkovitján végzett K-Ar mérések alapján a szarvaskői bázisos magmatizmus korát 165±5 millió évnek (továbbiakban m.é.) határozták meg. Az upponyi-hegységi (nekézsenyi) metabazalt K-Ar korai (110-157 m.é.) részben az utóhatás idejét adják meg, részben keverék korok

(Balogh Kad. et al., 1989). A Bükkium és az Aggtelek-Rudabányai-hegység területén a teljes kőzet és földpát K-Ar korok nagy többsége vagy az ausztriai - szubhercini fázishoz kapcsolódó metamorfózist jelöli vagy keverék-kor (Balogh Kad. et al., 1991).

Javaslatom alapján, Balogh Kadosával (MTA Atommagkutató Intézete, Debrecen) közösen, hazai viszonylatban először a Kisalföld aljzatánál kíséreltük meg a K-Ar módszer alkalmazását az általam szeparált és ásvány-kőzettani módszerekkel jellemzett, új (metamorf) képződésű illit-muszkovitban dús <2 μm szemcseméretű mintákon (Árkai és Balogh, Kad., 1989, valamint a jelen dolgozat 10.9. része). A biztató eredmények alapján a módszert egyéb területekre is alkalmaztuk (Balogh, Kad. et al., 1990, valamint a jelen dolgozat 4.6.2-3., 7.3. és 8.8. része).

Kezdeti metamorf körülmények között, a nem-egyensúlyi jelleg gyakorisága miatt az izotópgeokronológiai eredmények csak abban az esetben tekinthetők határozott földtani jelentéssel bíróknak, ha legalább két, egymástól független radioizotópos módszerrel megegyező eredményeket kapunk (Hunziker, 1987). Jóllehet a hazai kezdeti metamorf kőzetek illit-muszkovitban dús frakcióinak Rb-Sr vizsgálata folyamatban van (Kovách és Svingor, 1990), a minták iniciális $^{87}Sr/^{86}Sr$ hányadosainak bizonytalansága miatt az eredmények földtanilag még nem értelmezhetők; Clauer (1976, 1979) három pontos (ásvány - oldási maradék - oldat) vagy Cordani et al.(1978) nyomán Kovách és Svingor (1990) által alkalmazott teljes kőzet - oldási maradék - különböző szemcseméretű frakciók izokronjainak helyessége mind elméleti, mind gyakorlati szempontból erősen kritizálható (lásd Hunziker, 1987). Ezért a jelen fejezetben a kezdeti metamorfózis geokronológiai adatainak genetikai értelmezését a Balogh Kadosa által meghatározott illit-muszkovit K-Ar korok, valamint a cirkon és az apatit Dunkl István (MTA Geokémiai Kutatólaboratórium) által meghatározott FT kor adatainak összevetésével kísérlem meg.

A K-Ar módszer leírása Balogh Kad. et al. (1991) valamint Balogh Kad. (in Árkai és Balogh, 1989) munkáiban, a fission track módszer és alkalmazási lehetőségeinek részletes, kritikai ismertetése Dunkl (1990) kandidátusi értekezésében található meg.



40. ábra: Összefüggés a hőmérséklet és a látszólagos kor között a Svájci Molasz-medence mélyfúrásaiból származó üledékes, és a Glarni Alpokból származó metamorf minták példáján, Hunziker et al. (1986) és Hunziker (1987) szerint. A <2 µm szemcseméretű illit frakciók K-Ar izotóprendszerének teljes átrendeződése (a K-Ar korok "lenullázódása") 260±20°C hőmérsékleten 10±5 millió év alatt megy végbe

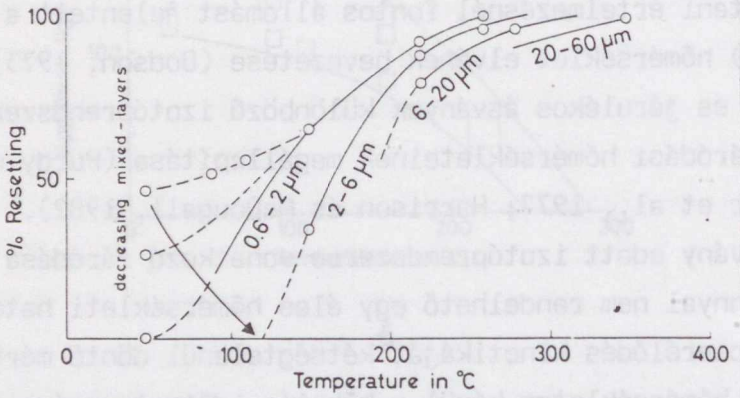
5.2. Irodalmi áttekintés

A kishőmérsékletű metamorfitok (agyagpala, fillit) teljes kőzet mintáin végzett első K-Ar kormeghatározások (Harper, 1970) a korábbi földtani eseményekből származó argon átrendeződése, bezáródása miatt félrevezető eredményeket szolgáltattak. Ezért a későbbiekben az ásványfrakciók (elsősorban az illit-muszkovit) vizsgálatára tértek át (Hunziker, 1979). Az átöröklött világos K-csillám zavaró hatása egyrészt a csak metamorf illit-muszkovitot tartalmazó metatufák vizsgálatával (Ahrendt et al., 1978), vagy metapelit esetében a törmelékes muszkovittól feltehetően nagyrészt mentes, kis szemcseméretű frakciók vizsgálatával küszöbölhető ki (Frank és Stettler, 1979; Clauer és Kröner, 1979; Bonhomme et al., 1980; Hunziker, 1979, 1986; Hunziker et al., 1986; Reuter, 1987 és még sokan mások).

A földtani értelmezésnél fontos állomást jelentett a záródási (blokkolási) hőmérséklet elvének bevezetése (Dodson, 1973) és a kőzetalkotó és járulékos ásványok különböző izotóprendszerekre vonatkozó záródási hőmérsékleteinek megállapítása (Purdy és Jäger, 1976; Wagner et al., 1977; Harrison és McDougall, 1982).

Egy ásvány adott izotóprendszerre vonatkozó záródása azonban minden bizonnyal nem rendelhető egy éles hőmérsékleti határhoz, mivel az izotópkicserélődés kinetikáját kétségtelenül döntő mértékben meghatározó hőmérsékleten kívül a hőhatás időtartama és a felfűtési illetve lehülési sebesség jelentősen befolyásolhatja. A K-Ar izotóprendszer teljes kicserélődése (a radioaktiv óra nullára állása, "resetting"), mint kinetikai folyamat legsokoldalúbb vizsgálatát Hunziker et al. (1986) végezték el. A <2 µm szemcseméretű illit frakcióban 260±20°C hőmérsékleten 10±5 millió év alatt megy végbe a K-Ar izotóprendszer teljes átrendeződése (40. ábra). A hőmérséklet növekedésével az illit K-Ar korok folyamatosan fiatalodnak. Ezt a folyamatot a szmektit közberétegzések mennyiségének csökkenése, majd az illit réteregközi víztartalmának csökkenése, K tartalmának növekedése, a $2M_1$/1Md politíp módosulat arány növekedése jellemzi. Ezek a hatások összegződve az illit 'kristályosság', mint empirikus mutató változásában tükröződnek.

E folyamatban a hőmérséklet mellett döntő tényező a szemcseméret is, mivel a szemcseméret és a diffúzió paraméterei között exponenciális összefüggés van (Hunziker, 1987). A kisebb szemcsék alacsonyabb



41. ábra: Az illit-muszkovit radiometrikus kor értékeinek változása a hőmérséklettől és a szemcsemérettől függ. A kisebb szemcsék alacsonyabb hőmérsékleten érik el a zéro kort, mint a nagyobbak (Hunziker et al. (1986) és Hunziker (1987) szerint)

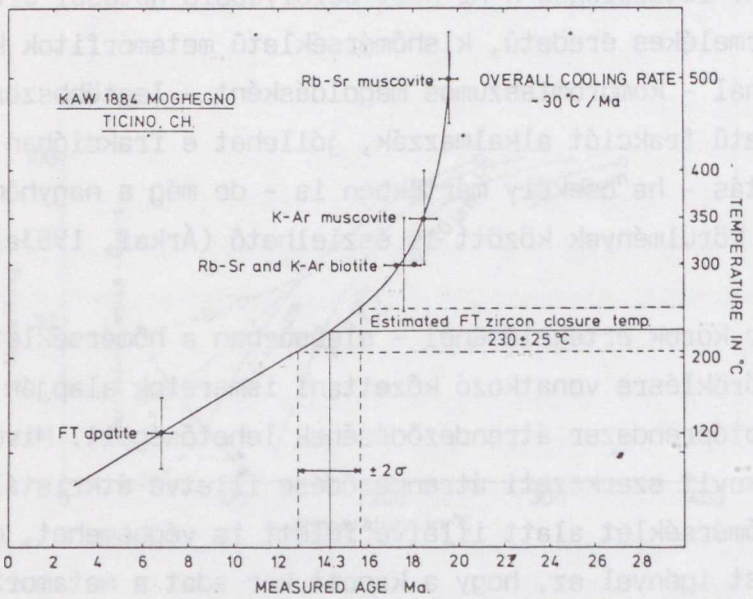
hőmérsékleten érik el a zéró-kort, mint a nagyobbak. 20-60 μm szemcseméretű illit-muszkovitra ez a hőmérséklet már 350°C körüli, ami megegyezik a Purdy és Jäger (1976) által a világos csillámokra megadott K-Ar záródási hőmérséklettel (41. ábra). Feltehető, hogy e jelenségnél a szemcseméret diffúziót befolyásoló hatása mellett a szemcseméret és az illit-muszkovit szerkezeti állapota közötti közvetett összefüggés is szerepet játszik: a nagyobb szemcseméretű frakciókban a törmelékes eredetű, rendezett szerkezetű, az autigén illithez viszonyítva nagyobb záródási hőmérsékletű muszkovit részaránya nagyobb, mint a kisebb szemcseméretű frakciókban.

Az átöröklött muszkovit és a kis szemcseméret (növekvő diffúziós lehetőségek) látszólagos K-Ar kort befolyásoló hatásai ellentétesek. Ezért a törmelékes eredetű, kishőmérsékletű metamorfitok kronológiai vizsgálatánál - kompromisszumos megoldásként - legtöbbször a <2 μm szemcseméretű frakciót alkalmazzák, jóllehet e frakcióban a törmelékes csillám hatás - ha csekély mértékben is - de még a nagyhőmérsékletű anchizónás körülmények között is észlelhető (Árkai, 1983a; Reuter, 1987 és mások).

A K-Ar korok értékelésénél - elsősorban a hőmérsékletre és a csillám átöröklésre vonatkozó kőzettani ismeretek alapján - mérlegelni kell az izotóprendszer átrendeződésének lehetőségeit. Mivel az illit-muszkovit szerkezeti átrendeződése illetve átkristályosodása a záródási hőmérséklet alatt illetve felett is végbemehet, ezért külön megfontolást igényel az, hogy a kapott kor adat a metamorfózis hőmérsékleti maximumának idejét ("metamorf kor") vagy az ezt követő lehülési szakasz záródási hőmérsékletnek megfelelő idejét ("lehülési kor") jelöli-e. (Szerencsésnek mondható, hogy a kezdeti metamorfózis hőmérséklet tartománya és az illit-muszkovit záródási hőmérséklet intervalluma lényegében átfedik egymást, így e két kor a legtöbb esetben - figyelembe véve a meghatározások hibáit is - gyakorlatilag megegyezik.)

A K-Ar módszer alkalmazhatóságát nem befolyásolja lényegesen az a tény, hogy a vizsgált <2 μm szemcseméretű frakciók zöme nem monomineralikus, hanem csupán illit-muszkovit dominanciájú, több-kevesebb kloritot és alárendelt mennyiségű kvarcot, plagioklászt is tartalmazó keverék (lásd Hunziker et al., 1986).

Az atommag hasadási nyom ("fission track", FT) módszer legrészletesebb, magyar nyelvű kritikai ismertetése Dunkl (1990)



42. ábra: A Központi Svájci Alpok egy 30 kg tömegű ortogneisz mintájának lehülési görbéje: az ásványok izotópos kor értékei és a vizsgált izotóprendszerek záródási hőmérsékletei Hurford (1986, in Hunziker, 1987) szerint

munkájában található meg. Hunziker (1987) Hurford adataival és közreműködésével a módszer kishőmérsékletű metamorfitokra történt alkalmazásának tapasztalatait szintetizálta.

A különböző ásványok és izotóprendszerek vizsgálatával meghatározható a metamorf kőzet hőmérséklet - idő (T-t) relációja, amelynek egyik példáját az egyes ásványok záródási hőmérsékleteinek feltüntetésével a 42. ábra szemlélteti.

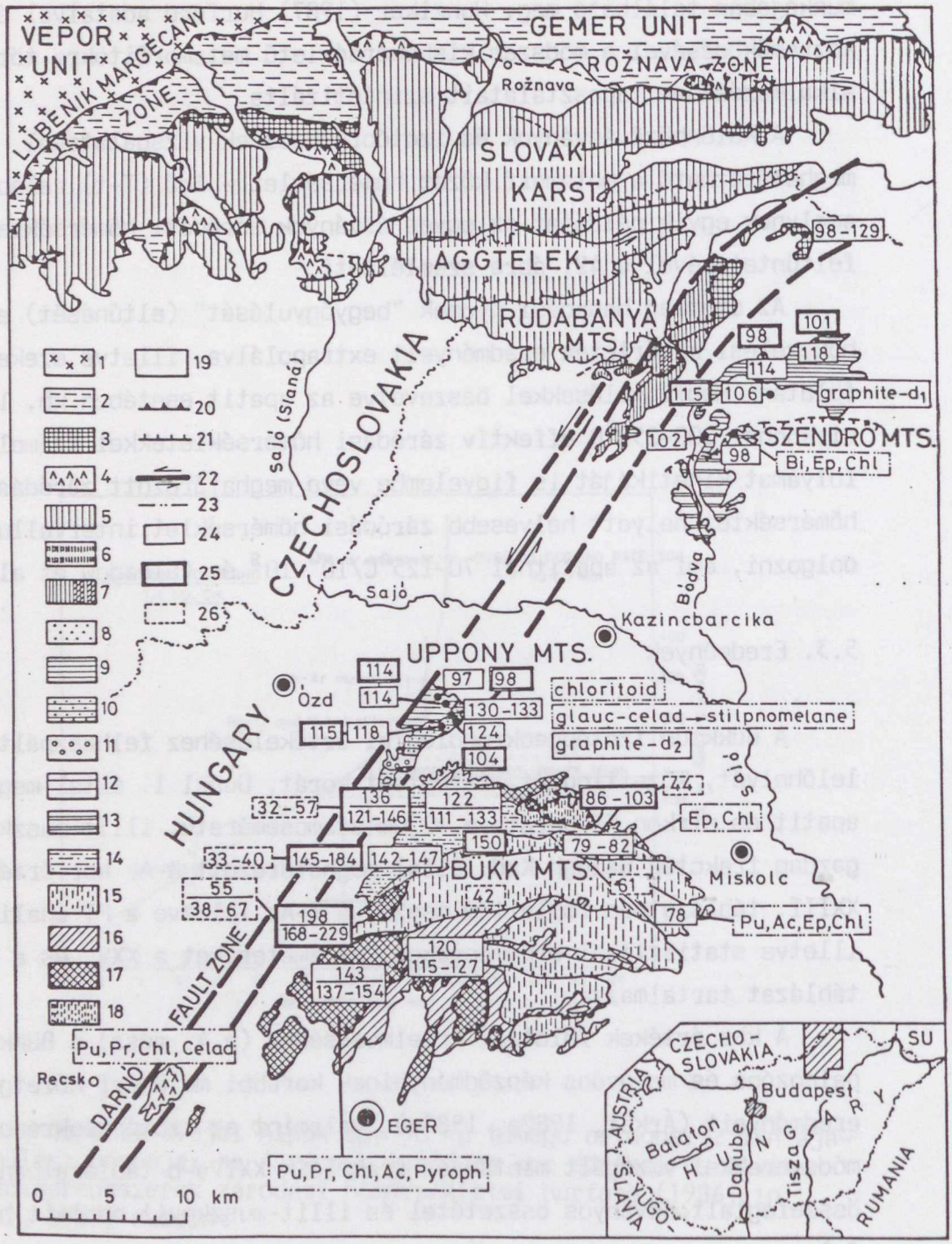
Az atommag hasadási nyomok "begyógyulását" (eltűnését) eredményező hőkezelési kísérletek eredményeit extrapolálva, illetve ezeket a földtani megfigyelésekkel összevetve az apatit esetében kb. 100°C, a cirkonnál 200-250°C effektív záródási hőmérsékletekkel számolhatunk. A folyamat kinetikáját is figyelembe véve meghatározott záródási hőmérséklet helyett helyesebb záródási hőmérséklet intervallummal dolgozni, ami az apatitnál 70-125°C/10^6-10^8 év (Gleadow et al., 1983).

5.3. Eredmények

A Bükkium izotópgeokronológiai értékeléséhez felhasznált minták lelőhelyét, kőzettípusát, rétegtani korát, Dunkl I. által meghatározott apatit és cirkon FT korát, a <2 /um szemcseméretű, illit-muszkovitban gazdag frakciók Balogh Kad. által meghatározott K-Ar kor értékeit a XXIII. táblázatban foglaltam össze. A K-Ar illetve a FT analitikai illetve statisztikai eredményeket, paramétereket a XXV. és a XXVI. táblázat tartalmazza.

A kor értékek földtani értelmezéséhez (5.4. rész) a Bükkium paleozóos és mezozóos képződményeinek korábbi metamorf kőzetgenetikai eredményeit (Árkai, 1982a, 1983a), valamint az izotópgeokronológiai módszerekkel vizsgált minták és frakcióik XXIVa-b táblázatban összefoglalt ásványos összetétel és illit-muszkovit adatait használtam fel.

A 43a illetve a 43b ábrán az izotópgeokronológiai illetve az IC adatok regionális eloszlásai láthatók. A Bükkiumot alkotó hegységek illetve fő tektonikai egységek vizsgált mintáinak IC és radioizotópos kor átlagait a XXVII. táblázat tartalmazza. A 44a-b ábra a vizsgált minták IC - radioizotópos kor relációit szemlélteti.



43a ábra: Az izotópgeokronológiai adatok regionális változásai a Bükkium paleozóos és mezozóos képződményeinél. A térképvázlat szerkesztésénél felhasznált forrásmunkákat lásd a 7. ábránál. Jelölések: 1 - Vepor egység (paleozóikum); 2 - Gömöri egység (paleozóikum); 3-8: Aggtelek-Rudabányai és Szlovák Karszt egység (felső-perm - mezozóikum): 3 - Tornaikum; 4 - Meliatikum; 5-8: Szilicikum: 5 - Szilicei takaró; 6 - Szőlősardói egység; 7 - Bódvai takaró; 8 - Komjáti egység; 9-18: Bükkium: 9-10: Upponyi paleozóikum: 9 - Upponyi egység; 10 - Tapolcsányi egység; 11 - gosau típusú szenon konglomerátum; 12-13: Szendrői paleozóikum: 12 - Rakacai egység; 13 - Abodi egység; 14-16: a Bükk hegység Fennsíki (Tarkői) Parautochtonja: 14 - újpaleozóikum (karbon, perm); 15 - triász; 16 - jura; 17 - Bükk hegység, Szarvaskő-Mónosbéli takaró (főleg jura); 18 - Bükk hegység, Kisfennsíki takaró (triász); 19 - harmad- és negyedidőszaki képződmények; 20 - takaróhatár; 21 - áttolódási sík az egyes takarókon vagy tektonikai egységeken belül; 22 - horizontális elmozdulással jellemzett vető; 23 - államhatár; 24 - a $< 2\,\mu m$ szemcseméretű, illitben gazdag frakció K-Ar kora (millió évben); 25 - cirkon-FT kor (millió év); 26 - apatit-FT kor (millió év): egyedi értékek, intervallumok (két minta esetében), a számlálóban az átlag, a nevezőben a minimális és a maximális értékek (3 vagy több minta esetében). Az ásványnevek rövidítései: Ac - aktinolit; Bi- biotit; Chl - klorit; Ep - epidot; glauc-celad - glaukonit-szeladonit; Pr - prehnit; Pu - pumpellyit; Pyroph - pirofillit

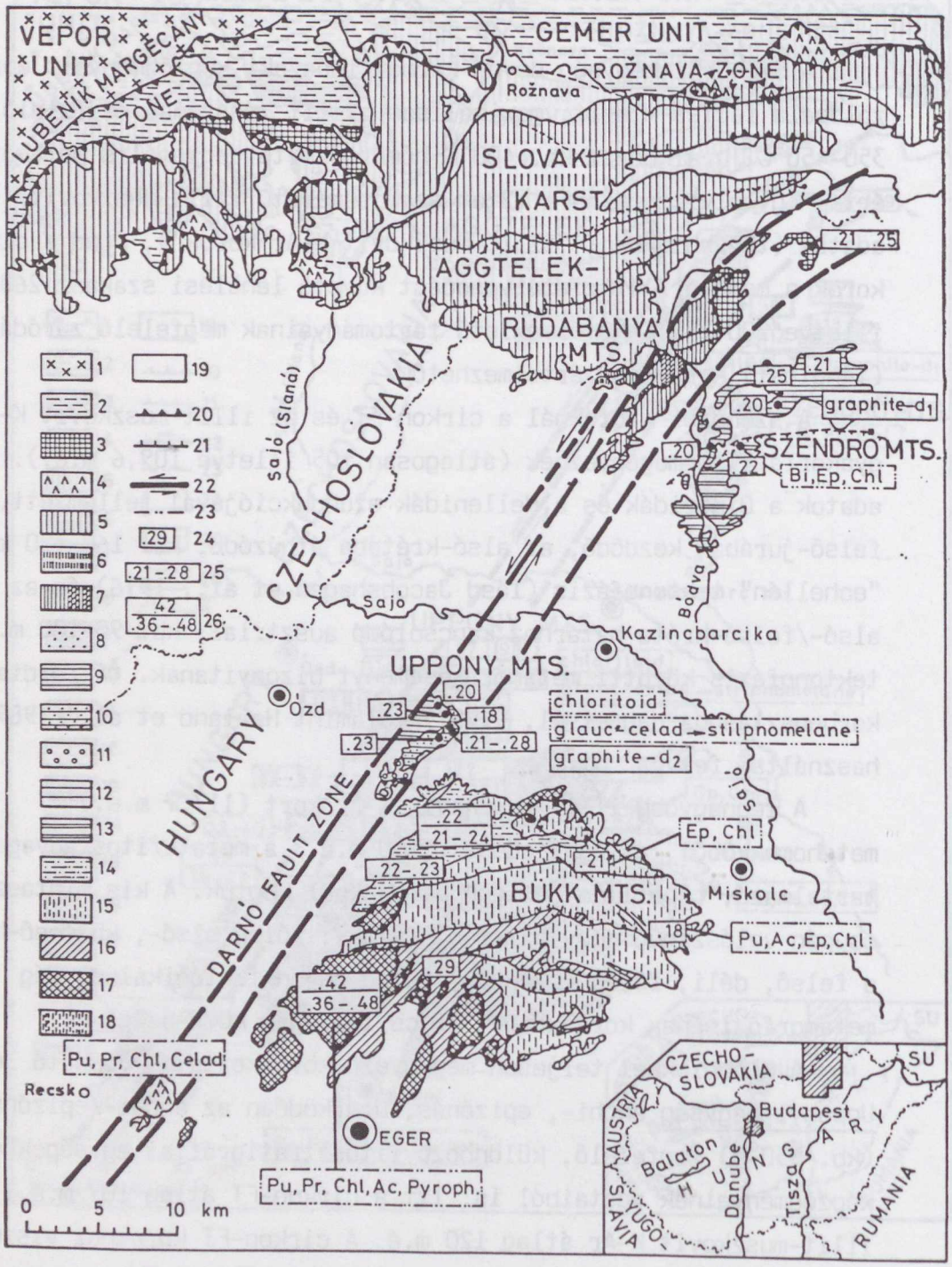
5.4. Diszkusszió

A Szendrői-hegység devon-karbon időszaki képződményeit epizónás (a zöldpala fácies klorit, maximálisan biotit zónájának megfelelő, kb. 350-450°C, uralkodóan kb. 400°C hőmérsékletű regionális metamorfózis érte. Így elvileg mind a <2 µm szemcseméretű illit-muszkovit K-Ar kor adatai (továbbiakban: "illit-muszkovit K-Ar korok"), mind a cirkon-FT korok a metamorf átkristályosodást követő lehülési szakasz 260±20°C illetve 200-250°C hőmérsékletű tartományainak megfelelő záródási (lehülési) korokként értelmezhetők.

A szendrői mintáknál a cirkon-FT és az illit-muszkovit K-Ar korok gyakorlatilag megegyeznek (átlagosan 105 illetve 109,6 m.é.). Ezek az adatok a Dinaridák és a Hellenidák szubdukciójával jellemzett, a felső-jurában kezdődő, az alsó-krétába áthúzódó, kb. 160-120 m.é. "eohellén" tektonofázis (lásd Jacobshagen et al., 1976) és az alsó-/felső-kréta határhoz kapcsolódó ausztriai, kb. 95-100 m.é. tektonofázis közötti metamorf eseményt bizonyítanak. (A földtani korbeosztáshoz Haq et al. (1987) valamint Harland et al. (1989) skáláit használtam fel.)

A legnagyobb illit-muszkovit K-Ar kort (117,7 m.é.) metahomokkőből, a legkisebbet (98,0 m.é.) a metatufitos anyagot tartalmazó, cipollino-jellegű márványból kaptuk. A kis mintaszám miatt csupán valószínű, hogy az alsó, északi, főleg alsó-, középső-karbon és a felső, déli, főleg középső-, felső-devon tektonikai egység metamorfózisának kora között nincs lényeges különbség.

A előbbiekkel teljesen megegyező következtetés vonható le az Upponyi-hegység anchi-, epizónás, uralkodóan az anchi-/epizóna határnak (kb. 350°C) megfelelő, különböző litosztratigráfiai egységekhez tartozó képződményeinek adataiból is. Itt a cirkon-FT átlag 107 m.é., az illit-muszkovit K-Ar átlag 120 m.é. A cirkon-FT korokhoz viszonyítva kissé idősebb, de a szórásokat is tekintve átfedő illit-muszkovit K-Ar korok az Upponyi-hegységben csakúgy, mint a Szendrői-hegységben részben a cirkon és az illit-muszkovit fent említett záródási hőmérsékleteinek különbségeivel, részben talán a <2 µm-es frakcióban is észlelhető törmelékes muszkovit hatással magyarázhatók. Hasonlóan a szendrői paleozóikumhoz, a legkisebb illit-muszkovit K-Ar kort az Upponyi-hegységben is a metatufitos cipollinoból (97 m.é.), a



43b ábra: A Bükkium izotópgeokronológiai vizsgálatokra kiválasztott paleozóos és mezozóos képződményei illit 'kristályossági' (IC) adatainak regionális változásai. A jelmagyarázatot 1-től 23-ig lásd a 43a ábránál; 24-26: a $<2\,\mu m$ szemcseméretű frakció IC értéke $\Delta°2\theta$-ban kifejezve (goniométer sebesség: 2°/min): 24 - egyedi adat; 25 - intervallum (2 minta esetében); 26 - átlag a számlálóban és intervallum a nevezőben (3 vagy több minta esetén)

legnagyobbat (133 m.é.) agyag-, aleuritpalából kaptuk.

A szendrői és az upponyi paleozóikumban a cirkon-FT és az illit-muszkovit K-Ar korok egyezése, az adatok kis szórása arra utal, hogy ha volt is hercini átkristályosodás, annak hőmérséklete az alpinál alacsonyabb lehetett csak. Egy esetleges hercini epizónás metamorfózis és a hercininél kisebb hőmérsékletű alpi felülbélyegzés esetében ugyanis a hercini és az alpi események korai között erősen szóró adatokat kellett volna kapnunk, az alpi felülbélyegzés retrográd, nem-egyensúlyi jellege miatt (ilyen fejlődésmenetet példáz a kisalföldi Mihályi-hátság aljzata: lásd Árkai és Balogh (1989) munkáját valamint a jelen dolgozat 10.9. részét). Ez a következtetés összhangban van Árkai (1982a, 1983a) korábbi, csupán kőzettani adatok alapján tett megállapításával.

A Bükk hegység Fennsíki (Tarkői) Parautochton tektonikai egységét változó metamorf fokú (uralkodóan anchizónás, részben epizónás), kb. 250-400°C hőmérsékletű regionális metamorfózis érte. A rétegtani és tektonikai viszonyok alapján a Bükk hegység paleozóos és mezozóos formációinak metamorf kora alpi (kréta, pre-szenon). A tektonikai egységen belül a kor adatok erősen szórnak, ezért az "eohellén" és az ausztriai fázis közötti időszakra jellemző illit-muszkovit K-Ar és cirkon-FT átlagok helyett célszerűbb a Parautochtont alkotó egyes régiók, képződmények adatait összevetni (43a ábra).

A D-bükki jura pala-terület Parautochtonhoz tartozó része (Lökvölgy-II. alapfeltárás és környezete) illit-muszkovit K-Ar kora 115-119 m.é., lényegében megegyezik a szendrői és upponyi paleozóikum K-Ar korával. A lökvölgyi minták törmelékes muszkovitot feltehetően legkisebb mértékben tartalmazó <0,6 µm frakcióinak K-Ar kora (86-102 m.é.) a szendrői és upponyi paleozóikum törmelékes hatástól mentes metatufitos kifejlődéseinek korával egyezik meg. Ennél lényegesen kisebb korokkal jellemzett a parautochton K-bükki, főként triász képződményekből felépülő része. Itt a muszkovit átörökléssel terhelt törmelékes eredetű kőzetek illit-muszkovit K-Ar és cirkon-FT korai (79 illetve 86-103 m.é.) összhangban vannak a bázisos - intermedier - savanyú metamorf vulkanoklasztitok törmelékes hatástól mentes illit-muszkovit K-Ar koraival (77-82 m.é.). Ez utóbbi kőzetek <0,6 µm-es frakcióinál egyelőre pontosan nem értelmezhető (talán felszíni mállás hatására, talán erőteljes Ar-migrációra utaló), anomálisan kis (45-67 m.é.) K-Ar korokat kaptunk.

A Parautochton K-bükki részén a 77-103 m.é. közötti, konkordáns cirkon-FT és illit-muszkovit K-Ar korok arra utalnak, hogy a K-Bükk kiemelkedése a Bükk hegység többi részéhez, valamint a szendrői és upponyi paleozóikumhoz képest később következett be. Következésképpen, e kor adatok alátámasztják a Bükk hegység (legalábbis annak keleti része) ablak jellegére vonatkozó korábbi, metamorf kőzettani adatok alapján levont következtetésemet (Árkai, 1982a, 1983a).

A Fennsíki Parautochton É-, ÉNY-bükki karbon-perm antiklinálishoz tartozó kőzeteinek kor átlagai (illit-muszkovit K-Ar: 131 m.é., cirkon-FT: 148 m.é.) nagyobbak az eddig ismertetett egységek megfelelő értékeinél. Az illit-muszkovit K-Ar és a cirkon-FT korok közötti rendszeres különbségek arra utalnak, hogy e kőzetekben az anchizónás, helyenként az epizónához közeli (~250-350°C), az illit-muszkovit és a cirkon záródási hőmérsékleteinél nagyobb metamorf hőmérséklet ellenére sem alakultak ki egyensúlyi körülmények. Erre utal a cirkon-FT korok erős szórása is 121 és 184 m.é. között. A karbon és a perm rétegtani korhoz viszonyítva lényeges fiatalodás történt, a cirkon-FT adatok közül a minimális érték (121±13 m.é.) közelítheti meg legjobban a metamorfózis valószínű korát. Az illit-muszkovit K-Ar korok a cirkon-FT adatokhoz képest kisebb mértékben, de jelentősen szórnak (111,4 - 146,5 m.é.): a nagy szórás a nem-egyensúlyi jelleget bizonyítja, és az átöröklött muszkovit hatásával magyarázható. A metamorfózis valószínű korát az illit-muszkovit K-Ar korok esetében is a minimális értékekből (111,4-121,7 m.é.) sejthetjük.

A Bükk hegység jelenlegi ismereteink szerint legfelső tektonikai egységét, a Szarvaskő-Mónosbéli takaró jura törmelékes-üledékes összletét részben (főleg a DNy-i, Ny-i területeken) diagenetikus, részben kishőmérsékletű anchizónás hatás érte. A szarvaskői bázisos magmatitok másodlagos ásványegyüttesei a pumpellyit - prehnit - kvarc fáciesnek felelnek meg, regionális metamorf eredetűek. A kis (kb. 200 - 250, maximálisan kb. 300°C) hőmérsékletű átalakulás hőhatása nem volt elégséges a cirkon-FT óra lenullázásához: az adatok 168 és 229 m.é. között erősen szórnak, keverékkor jellegűek. Tartományukban és átlagukban (198 m.é.) a jura üledékképződés és a törmelékes anyag ezzel egyidejű (szinszediment magmatizmus?), vagy ennél idősebb kor értékei tükröződnek. E leggyengébben átalakult összletnél a legnagyobbak a különbségek a cirkon-FT és az illit-muszkovit K-Ar korok között. Az illit-muszkovit K-Ar korok is erősen szórnak 129,2 és 154 m.é. között,

törmelékes muszkovit hatást jelezve. A 129,2 m.é. adat, illetve egy minta <0,6 μm-es frakcióján kapott 126,5 m.é. kor, mint minimális értékek tekinthetők a metamorfózis korára jellemzőnek.

A Bükk hegység különböző tektonikai egységeiből meghatározott apatit-FT korok azt bizonyítják, hogy ezen egységek hőmérséklete a posztmetamorf lehülési (kiemelkedési) folyamat során a kréta/paleocén határ és az oligocén között csökkent az apatit záródási hőmérséklete (~100°C) illetve hőmérséklet tartománya (125-70°C) alá. A felső tektonikai egység (a Szarvaskő-Mónosbéli takaró) hamarabb érte el ezt a tartományt, apatit-FT kor értékei rendszeresen nagyobbak (38,1 - 67,2 m.é., átlagosan 55,0 m.é.), mint a Fennsíki Parautochton mélyebb tektonikai helyzetű képződményeinek megfelelő értékei (32,5 - 60,8 m.é., átlagosan 44,7 m.é.).

A bükki apatit-FT korok értelmezésére két lehetőség kínálkozik:

(a) a bükki paleozóos-mezozóos képződmények kiemelkedése lassú volt, csak a harmadkorban, a paleocén és az oligocén közötti időszakban hültek le az apatit záródási hőmérséklete alá;

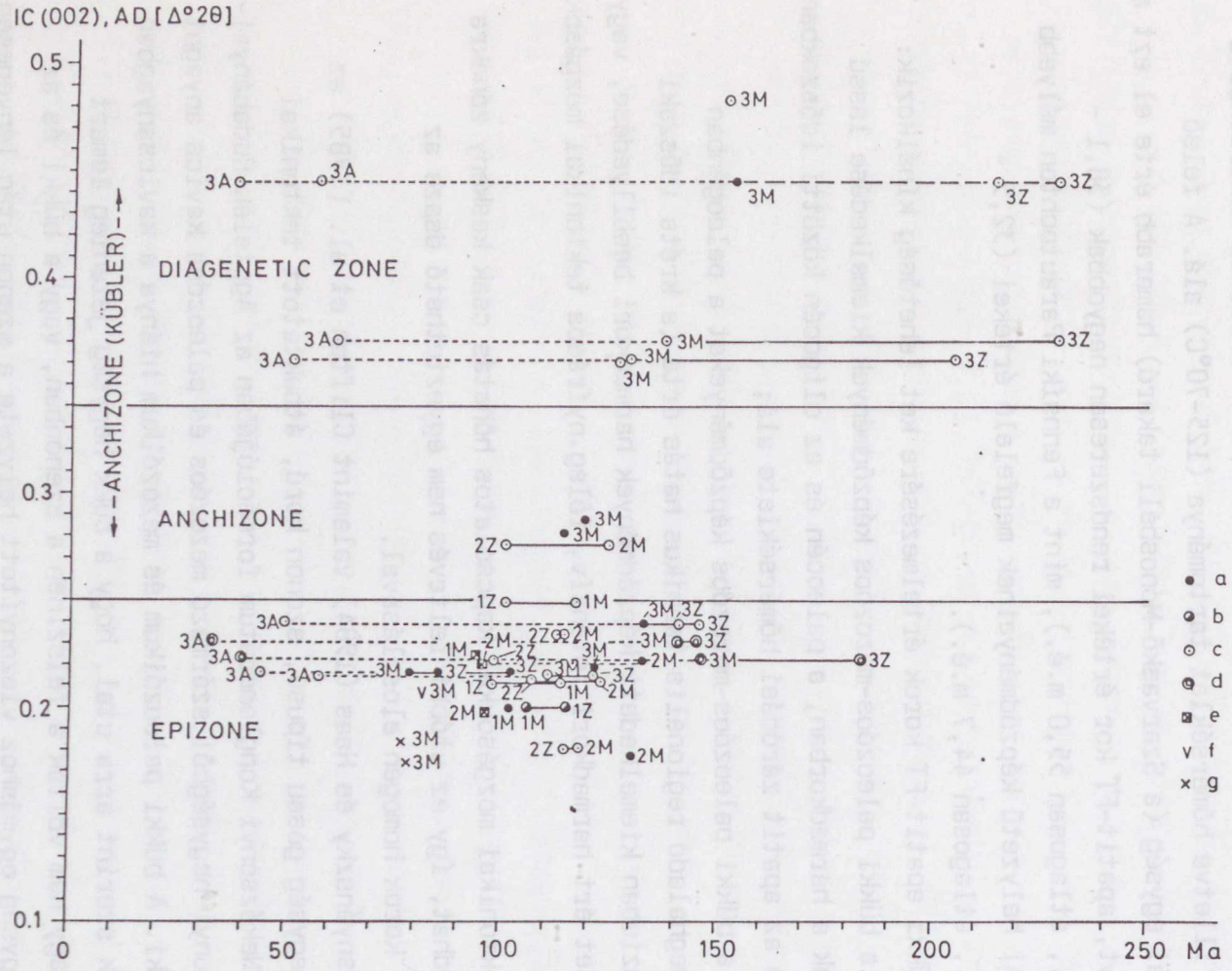
(b) a bükki paleozóos-mezozóos képződményeket a paleogénban 100°C-t meghaladó regionális termikus hatás érte (a kréta időszaki orogén fázisban kiemelkedett képződmények harmadkori besüllyedése, vagy a területet ért harmadkori intenzív, főleg nyírásos tektonikai mozgások révén).

A tektonikai mozgásokkal kapcsolatos hőhatás csak keskeny zónákra korlátozódhat, így ez utóbbi feltevés nem egyeztethető össze az apatit-FT korok homogén eloszlásával.

Brezsnyánszky és Haas (1984) valamint Clifton et al. (1985) az Upponyi-hegység gosau típusú, szenon korú, átbuktatott tektonikai helyzetű Nekézsenyi Konglomerátum formációjában az Aggtelek-Rudabányai- és az Upponyi-hegységből származó mezozóos és paleozóos kavics anyagot mutattak ki. A bükki paleozóikum és mezozóikum hiánya a kavicsanyagban véleményük szerint arra utal, hogy a Bükk hegység jelenleg ismert kőzetei vagy nem voltak a felszínen a szenonban, vagy a bükki és az upponyi egység egymáshoz viszonyított helyzete a szenon után lényegesen megváltozott.

Mindezek alapján az (a) modell tűnik jelenleg elfogadhatónak.

A <2 μm szemcseméretű illit-muszkovit K-Ar rendszerére 260°C, az apatit-FT kronométerre 100°C záródási hőmérsékletet figyelembe véve, a Szarvaskő-Mónosbéli takarónál és a Parautochton ÉNY-i részénél a



44a ábra: Összefüggés az illit 'kristályosság' (~ metamorf fok) és az izotópgeokronológiai adatok között a Bükkium példáján. Jelölések: A - apatit fission track kor; Z - cirkon fission track kor; M - < 2 µm szemcseméretű illit-muszkovit K-Ar kor; 1 - Szendrői-hegység; 2 - Upponyi-hegység; 3 - Bükk hegység; a) - agyag-, aleuritpala; b) - sávos agyag-, aleuritpala / metahomokkő; c) - metahomokkő; d - konglomerátum; e) - metatufitos márvány (cipollino); f) metabazalt, metaandezit és tufáik; g) - gabbro; h) - metariolit és tufa

minimális illit-muszkovit K-Ar korokat, mint metamorf (záródási) korokat felhasználva a Bükk hegység lehülési sebessége a felső-kréta - paleogén során 2-5°C/millió évnek becsülhető, ami egy nagyságrenddel kisebb a Központi Svájci Alpok amfibolit fáciesű kőzeteinek lehülésére Wagner et al. (1977) valamint Hurford (1986) által meghatározott értékeknél (lásd még a 42. ábrát is). A sporadikus adatok alapján a Szarvaskő-Mónosbéli takaró és a Fennsíki Parautochton ÉNY-i része esetében a lehülési sebesség 2-2,5°C/m.é., a K-bükki ablaknál ennek kétszerese, kb. 5°C/m.é. lehetett. A metamorfózis kis (átmeneti kis/közepes) nyomástartományát figyelembe véve, átlagos, kb. 30°C/km geotermikus gradienssel számolva a kiemelkedési sebesség 0,07-0,2 mm/év között változhatott. A Központi Svájci Alpok idézett példája szerint a lehülés (kiemelkedés) előrehaladtával a folyamatok sebessége jelentős mértékben csökken: a számított értékek 1,4 és 0,2 mm/év között változnak. Az egy nagyságrendnyi különbség részben a Központi Svájci Alpok rendkívül gyors kiemelkedésével (harmadidőszaki amfibolit fáciesű kőzetek a felszínen), részben a Bükkium alacsonyabb metamorf fokával kielégítően indokolható.

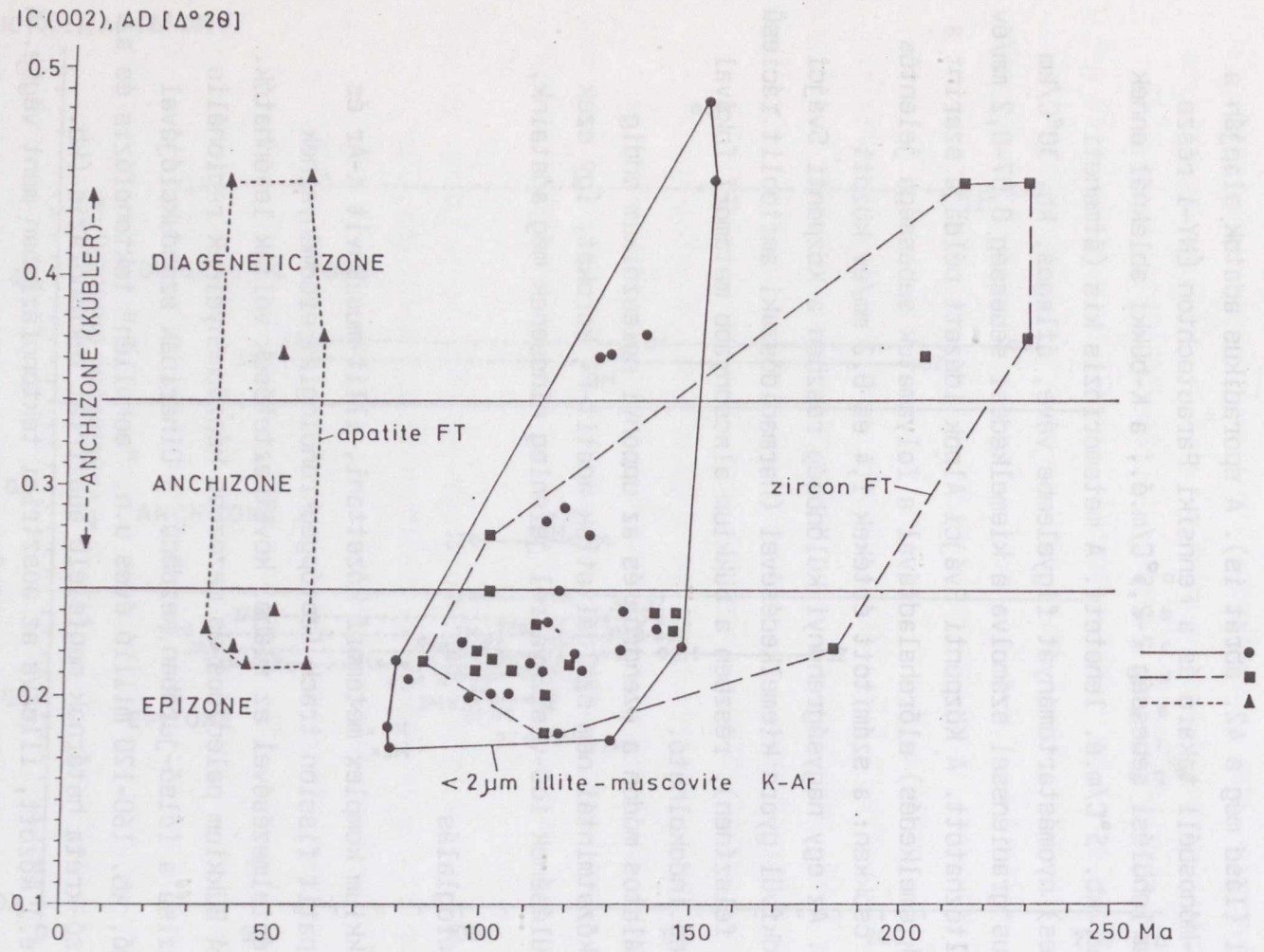
Sajnálatos módon a szendrői és az upponyi paleozóikum eddig vizsgált kőzetmintái nem szolgáltattak apatit-FT korokat, így ezek késői lehülésének idő-viszonyairól jelenleg nincsenek még adataink.

5.5. Összefoglalás

A Bükkium komplex metamorf kőzettani, illit-muszkovit K-Ar és cirkon, apatit fission track izotópgeokronológiai eredményeinek földtani értelmezésével az alábbi következtetések voltak levonhatók.

(1) A Bükkium paleozóos és mezozóos képződményeinek regionális metamorfózisa a felső-jurában kezdődő, a Dinaridák szubdukciójával összefüggő, kb. 160-120 millió éves u.n. "eohellén" tektonofázis és az alsó-/felső-kréta határnak megfelelő ausztriai tektonofázis (kb. 95-100 m.é.) között, illetve az ausztriai tektonofázisban ment végbe. A kelet-bükki ablak területén a >200°C hőmérsékletű hatás a szubhercini (kb. 85-90 m.é.) fázisban is fennmaradhatott, vagy (bár ez kevésbé valószínű): a metamorfózis fiatalabb volt, mint a Bükkium többi részén.

(2) A Szendrői-, az Upponyi- és a Bükk hegység paleozóos képződményeinél prealpi (hercini) metamorf esemény nyomai nem igazolhatók.



44b ábra: Összefüggés az IC, a cirkon és apatit FT kor és a <2 µm szemcseméretű illit-muszkovit K-Ar kor adatai között a Bükkium példáján. Jelölések: 1 - illit-muszkovit K-Ar kor; 2 - cirkon-FT kor; 3 - apatit-FT kor

(3) Két, egymástól független radioizotópos módszer eredményei alapján az egyensúlyi állapotot csupán az epizónás illetve az anchi-/epizóna határhoz közeli, nagyhőmérsékletű anchizónás képződmények közelítették meg, de a törmelékes (átöröklött) muszkovit hatás - bár csak nagyon kis mértékben - e kőzetek <2 μm frakcióinál is észlelhető még. (Az átöröklött csillámot nem tartalmazó metamorf vulkanoklasztitok szolgáltatták a legkisebb illit-muszkovit K-Ar korokat.)

(4) A közepes és kishőmérsékletű anchizónás valamint a diagenetikus képződményeknél a cirkon-FT korok nem alkalmasak a regionális metamorfózis datálására: a lepusztulási terület kőzeteire utalnak vagy "keverék kor" jellegűek. Az illit-muszkovit K-Ar korok közül e kőzeteknél az átöröklött csillámok hatása miatt a minimális értékek használhatók fel a metamorfózis korának becslésére. Ezt szemlélteti a 44a-b IC - izotópos kor diagramja is: az IC növekedésével (azaz az átalakulási hőmérséklet csökkenésével) a K-Ar és a cirkon-FT korok közötti különbség nő.

(5) Az apatit-FT korok azt bizonyítják, hogy a Bükk hegység paleozóos és mezozóos kifejlődései csak a harmadidőszakban (a paleocén - oligocén folyamán emelkedtek ki, pontosabban: hűltek le 125-70°C hőmérséklet tartomány alá. A becsült lehülési (kiemelkedési) sebességek kb. egy nagyságrenddel kisebbek (kb. 2-5°C/m.é. illetve 0,2-0,07 mm/év), mint a Központi Svájci Alpok amfibolit fáciesű összleténél hasonló módszerekkel meghatározott sebességek.

6. AZ AGGTELEK-RUDABÁNYAI-HEGYSÉG MEZOZÓIKUMÁNAK DIAGENEZISE ÉS METAMORFÓZISA

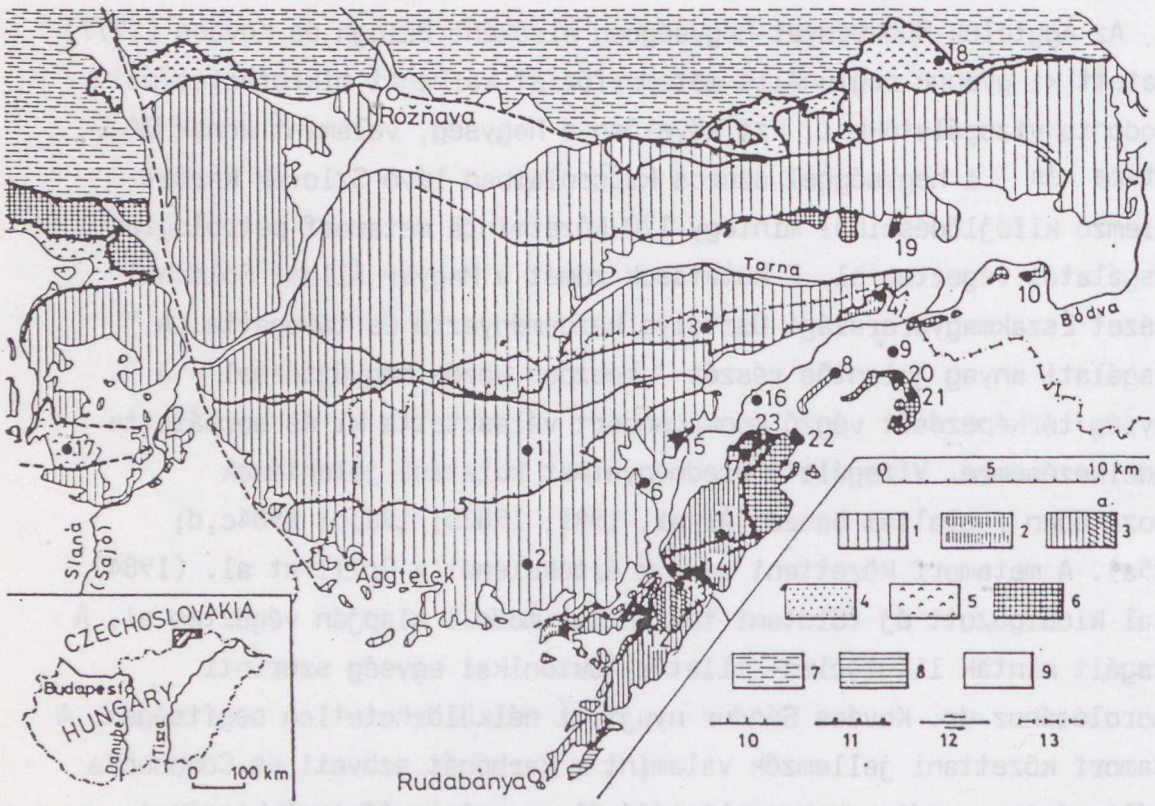
A Bükkium metamorf fejlődéstörténeti értékelése (Árkai, 1973, 1977, 1979, 1982a, 1983a; Árkai et al., 1981) után az Aggtelek-Rudabányai-hegység és környezete mezozóikimának metamorf kőzettani vizsgálatát végeztem el azzal a céllal, hogy teljesebb képet kapjak a Nyugati-Kárpátok legbelső zónáját alkotó nagyszerkezeti egység metamorf viszonyairól.

Az Aggtelek-Rudabányai-hegységben elsőként Balogh és Kovács (1977) mutatott ki gyenge regionális metamorfózist karbonát mikrofácies és Conodonta vizsgálatokkal. Ezt követően a hegység, valamint annak DK-i előtere és a hegységgel szoros kapcsolatban lévő Szlovák Karszt jellemző kifejlődéseiből mintegy 170 kőzetminta metamorf petrológiai vizsgálatát végeztem el. E kutatások zömét a Magyar Állami Földtani Intézet Északmagyarországi Osztálya kezdeményezte és támogatta. A vizsgálati anyag jelentős részét - részben közös begyüjtéssel - a hegység térképezését végző munkacsoport választotta ki és bocsátotta rendelkezésemre. Vizsgálati eredményeimet kutatási jelentések sorozatában foglaltam össze (Árkai, 1981; 1982b; 1983c; 1984c,d; 1985a). A metamorf kőzettani adatok értékelését a Grill et al. (1984) által kidolgozott új földtani-tektonikai modell alapján végeztem el. A vizsgált minták litofácies- illetve tektonikai egység szerinti besorolásához dr. Kovács Sándor nyujtott nélkülözhetetlen segítséget. A metamorf kőzettani jellemzők valamint a karbonát szöveti és Conodonta elváltozási paraméterek korrelációjánál, a metamorfózis tektonikai értékelésénél szintén dr. Kovács Sándorral működtem együtt (Árkai és Kovács, 1986; Kovács és Árkai 1987, 1989).

6.1. Földtani-tektonikai viszonyok

Az Aggtelek-Rudabányai-hegység mezozóikumának bonyolult tektonikai viszonyait már Pantó G. (1956) felismerte, és gyűrt-pikkelyes szerkezettel értelmezte. A hegység takarós szerkezeti felépítésének magyar részről első körvonalazása Less György nevéhez fűződik (Less, 1981; Grill et al., 1984).

Kovács (in Árkai és Kovács, 1986) a MÁFI munkacsoport által kialakított modellt (Grill et al., 1984, Less et al., 1988) némileg



45. ábra: Az Aggtelek-Rudabányai-hegység és a kapcsolódó szlovákiai területek tektonikai térképvázlata Kovács (in Árkai és Kovács, 1986) nyomán, a metamorf kőzettani vizsgálatok mintavételi helyeinek feltüntetésével. Kovács a térképet Magyarország és Csehszlovákia 1:200 000 méretarányú földtani térképeinek valamint Grill et al. (1984), Gaál és Mello (1983) és Bajanik et al. (1984) adatainak felhasználásával készítette.
Jelmagyarázat: 1-4: Szilicikum: 1 - Szilicei takaró; 2 - Szőlősardói egység; 3 - Bódvai takaró (a: jura képződmények); 4 - Komjáti egység; 5 - Meliatikum; 6 - Tornaikum; 7 - a Gömöri egység paleozóikuma; 8 - upponyi típusú paleozóikum; 9 - neogén és pleisztocén; 10 - pikkelyes szerkezetek határa; 11 - takarók határa; 12 - vető horizontális elmozdulással; 13 - államhatár.
Mintavételi helyek (felszíni szelvények és mélyfúrások): Szilicei takaró: 1 - Szin-2 fúrás; 2 - Tornakápolna-3 fúrás; 3 - Alsóhegy (Vecsembükk); Szőlősardói egység: 4 - Alsóhegy keleti vége; 5 - Szőlősardó-1 fúrás; Bódvai takaró: 6 - Szin-1 fúrás alsó része; 7 - Esztramos D-i oldala; 8 - Bódvalenke; 9 - Hídvégardó; 10 - Žarnov; 11 - Szárhegy Ny-i csúcsa; 12 - Telekesvölgy; 13 - Telekesoldal; 14 - Dunnatető; Komjáti egység: 15 - Szögliget-3 fúrás; 16 - Komjáti-11 fúrás; 2 - Tornakápolna-3 fúrás alsó része; Meliatikum: 17 - Meliata alapszelvény és Mel-1 fúrás; 18 - Medžev; Tornaikum: 19 - Dvorniky (Szádudvarnok); 20 - Hídvégardó, Szentjános-hegy; 21 - Hídvégardó-3 fúrás felső része; 22 - Tornaszentandrás; 23 - Esztramos

egyszerűsítve az alábbi tektonofácies rendszert adta meg a kőzettani adatok feldolgozásához. E szerint az Aggtelek-Rudabányai-hegységet (felülről lefelé haladva) a következő tektofácies egységek építik fel:

I. Szilicikum (nem metamorf mezozóikum):

I.1. Szilicei takaró (uralkodóan karbonátplatform fáciesű középső- és felső-triász);

I.2. Szőlősardói-egység (a Szilicei-takaró homlok-pikkelye: selflejtő fáciesű középső- és felső-triász);

I.3. Bódvai-takaró (uralkodóan vörös, mélytengeri középső- és felső-triász);

I.4. Komjáti-takaró (széttagolt ofiolit testeket tartalmazó, evaporitos melange).

II. Meliatikum (triász-jura metamorfizálódott óceáni kifejlődés, amely önálló egységként a magyarországi részen nem található meg).

III. Tornaikum (uralkodóan szürke színű, medence-fáciesű, metamorfizálódott középső- és felső-triász).

A hegység és környezete földtani-tektonikai térképvázlatát az egyes takarók és a mintavételi helyek feltüntetésével Kovács (in Árkai és Kovács, 1986) nyomán a 45. ábra mutatja be.

6.2. Regionális átalakulás

A 2. részben ismertetett módszerekkel kapott metamorf kőzettani paramétereket a Conodonta szín és morfológiai változások, valamint a karbonát szöveti változások Kovács által felismert és részletesen vizsgált törvényszerűségeivel korreláltuk (Árkai és Kovács, 1986).

Kovács (1983) északmagyarországi paleozóos és triász képződmények Conodonta vizsgálata során az alábbi CAI (Colour Alteration Index) skálát dolgozta ki, amelynek színei a teljes megfeketedés előtti szakaszban csak részben egyeznek meg az eredeti, Epstein et al. (1977) féle CAI skála színeivel:

CAI	szín
1	sárgásfehér vagy porcelánfehér, fényes
1,5	halványbarna, áttetsző
2	barnásszürke, szürkésbarna, viaszfényű
3	világosszürke, matt
4	sötétebb szürke, matt, a fogak hegye fehér
5	fekete, matt
6	szürke
7	opak fehér
8	kristálytiszta, üvegszerű

A CAI>5 értékek esetében a Conodontáknál nemcsak színváltozás, hanem átkristályosodás és többnyire deformáció is megfigyelhető volt.

Kovács a mészkövek mikrofácies vizsgálata során az irányított (stressz) nyomás hatására végbement szöveti elváltozások három fokozatát különítette el:

(A) az eredeti szövet - az alapanyag esetleges neomorf átkristályosodásától eltekintve - semmiféle elváltozást nem szenvedett;

(B) az alapanyagban kitüntetett orientáció (foliáció) kezdeti jelei figyelhetők meg. Az allokémikus komponensek (bio- és intraklasztok) még felismerhetők, de már a foliáció síkjában ellapultak;

(C) az allokémikus komponensek - a nagy kristályméretű Echinodermata töredékek kivételével - már nem ismerhetők fel, egybeolvadtak az alapanyaggal: homogén, kitüntetett orientációjú sparit (metasparit) alakult ki.

Az irányított (stressz) nyomásra merőleges foliáció kialakulását a karbonátkristályok nyomásos oldódása és újrakiválása, szemcseméret-növekedéssel járó átkristályosodása, a kalcit kíváló transzlációja, kristályainak egy irányban történt megnyúlása okozta. Ezzel függ össze a Conodonták deformációja is.

I. SZILICIKUM

I.1. A Szilicei-takaróból wettersteini mészkő és dolomit, szkita agyagmárga, aleuritpala és palás agyag kifejlődéseket vizsgáltam (Szín-2 fúrás, Tornakápolna-3 jelű fúrás felső része, Alsóhegy).

A mintákban a karbonátásványok közül uralkodó a kalcit. A dolomit alárendelt, de utólagos metaszomatikus hatásra jelentősen feldúsulhat. Az oldási maradékra általában a filloszilikátok túlsúlya, valamint jelentős földpát (elsősorban plagioklász) tartalom jellemző ("éretlen" törmelékanyag). A filloszilikátok között uralkodó az illit-muszkovit, változó mennyiségű a klorit, jelentős még a kaolinit, alárendelt a szmektit.

Az átkristályosodás és a deformáció hiánya, a vegyes agyagásvány-társaság, a $<2\,\mu m$ szemcseméretű frakció IC átlagai (XXVIII. táblázat) alapján a Szilicei takaró kőzetei csak közepes vagy mély diagenetikus átalakulást szenvedtek, maximális hőmérsékletük a 200-250°C-t nem érte el. (A hőmérséklet becsléséhez a 3. ábrát illetve a 3. rész diszkusszziójának következtetéseit használtam fel.) A teljes kőzet és oldási maradék mintáknál két esetben anomálisan kis (anchi- illetve epizónás) IC értékeket kaptam. Ezek az átöröklött, törmelékes muszkovit hatását tükrözik. A b_o értékek - figyelembe véve az átalakulás fokát - nyomásjelzésre nem alkalmasak.

Kovács szerint a Conodonták CAI értéke 1-2, a mészköveket "A" típusú szövet jellemzi.

I.2. A Szőlősardói-egységből (Alsóhegy K-i vége, Szőlősardó-1 jelű fúrás) alsó-anizuszi steinalmi dolomit és bódvarákói márga, felső-anizuszi, ladini nádaskai mészkő, középső-karni szőlősardói márga és felső-karni pötscheni mészkő kőzeteket vizsgáltam.

A mészkő kifejlődések oldási maradékaiban az illit-szericit mellett jelentős a szmektit mennyisége is, a kaolinit és a klorit általában alárendelt. A két márga kifejlődés ásványos összetétele meglehetősen hasonló. Karbonáttartalmuk (kalcit» dolomit) változó. A bódvarákói formációban a (kvarc+földpát)/filloszilikát arány valamivel nagyobb, mint a szőlősardói márgában. A kvarchoz viszonyítva alárendelt a földpátok mennyisége. Mindkét márga típusban uralkodó filloszilikát az illit-muszkovit, jelentős a klorit, alárendelt a kaolinit és a szmektit. A pirit és a finomdiszperz szerves anyag reduktiv üledékfelhalmozódási és kőzettéválási körülményeket jelez.

A Szőlősardói-egységet csak diagenetikus hatások érték ($T\sim<200$-250^oC). Ennek bizonyítékai: vegyes agyagásvány-együttesek; törmelékes eredetű, nem kloritosodott(!) biotit a márga kifejlődésekben; a deformáció és az átkristályosodás hiánya a

karbonátos kőzetekben; az üledékes rétegességgel párhuzamos orientációjú, gyenge tömörödéses szerkezet a finomtörmelékes kifejlődésekben; diagenetikus zónáknak megfelelő IC átlagok (XXVIII. táblázat). Kivételt csupán a steinalmi dolomit metaszomatikus vagy statikus termikus átkristályosodású anyaga (izometrikus szemcsés szövet, anchizónás IC) képez. Az agyagásvány-együttes alapján az átalakulás általában a diagenezis középső szakaszának felel meg.

A fenti megállapítás és a vitrinit reflexióképesség adatok (XXIX. táblázat) között ellentmondás van; utóbbiak az anchizóna kis-, közepes hőmérsékletű részének felelnek meg. Az ellentmondás feloldására az alábbi magyarázat szolgálhat:

az összletet földtani értelemben rövid ideig tartó termikus hatás érte (a hegységben az ismert, jelentős intenzitású metaszomatózissal, vagy esetleges rejtett magmás intrúziókal kapcsolatos termikus gradiens-növekedést kell feltételeznünk). Rövid ideig tartó hőhatásra ugyanis a diszperz szerves anyag sokkal érzékenyebben reagál, mint az agyagásványok, és így a regionális átalakulás körülményeire jellemző összefüggéstől lényegesen különböző IC-R relációk jöhetnek létre (lásd pl. Wolf, 1975). Mélységi hatót feltételezve érthető lenne az R értékek növekedése a mélység növekedésével a Szőlősardó-1 jelű fúrásban csakúgy, mint a legmélyebb helyzetű steinalmi dolomit statikus átkristályosodású szövete. Alátámasztja ezt a feltevést a vitrinit bireflexió viszonylag kis értéke (XXIX. táblázat), valamint a Conodonta vizsgálat eredménye is. Kovács szerint (in Árkai és Kovács, 1986) Szőlősardó környékén a Conodonták CAI értéke a vitrinit reflexióképesség adatokkal összhangban magas, 3-5. Ez kizárja a mért antracit szemcsék esetleges allochton eredetét és egyértelműen a statikus termikus hatás mellett szól. Átkristályosodást, deformációt ugyanis még az 5-ös CAI-értékű Conodonták sem mutatnak, a mészkövek szövete is "A" típusú. Az Alsóhegy K-i végén azonban - ugyancsak "A" típusú mészkő szövet mellett - a Conodonták CAI-értéke alacsonyabb, 2-es.

I.3. A Bódvai-takaró triász képződményei közül különféle mészkő, márga, valamint finomtörmelékes (pelites-aleuritos) kőzeteket vizsgáltam (Zsarnó, Hídvégardó, Bódvalenke alapfeltárásai, Komjáti-10 jelű fúrás környezete, Szín-1 jelű fúrás alsó része, Esztramos D-i oldal, Dunnatető Ny-i oldal, Telekesvölgy).

A kőzetek karbonátásvány (kalcit≫dolomit, sziderit) tartalma tág határok között változik. A kvarc/filloszilikát arány 1-hez közeli, a kőzetek földpátot általában nem tartalmaznak. A filloszilikátokra az illit-muszkovit túlsúlya, esetenként klorit, kaolinit, szmektit és vermikulit előfordulása jellemző. Az uralkodó opak ásvány a hematit; a pirit ritka, a goethit felszini mállás terméke.

A finomtörmelékes kőzeteknél a palásodás kezdeti állapota: egyenetlen, gyakran poligonális formákat eredményező töréses klivázs jellemző. Az üledékes rétegesség - ha megfigyelhető - párhuzamos az elválási felületek átlagos síkjával. Az alapanyagban nem vagy csak ritkán észlelhető gyenge kitüntetett szericit orientáció. Az átkristályosodás jelentéktelen.

Az IC átlagok (XXVIII. táblázat) - teljes összhangban a fentiekkel - csak diagenetikus hatást tükröznek, az IC értékek szórása nagy. Egyes mintáknál (pl. Szín-1 jelű fúrás) az átalakulás elérhette az anchizónát (~ 200-250°C).

Kovács szerint a Conodonták CAI-értékei 2-5 között változnak, a Conodontáknál átkristályosodás nem látható. A mészkövek szövete "A" típusú.

A Bódvai-takaró sajátos helyzetű egységének, a Dunnatető Ny-i oldalának rétegsorát mészkő alkotja, egy szintben meszes, aleuritos agyagpala, agyagkő közbetelepüléssel.

Az uralkodóan kalcitból, helyenként alárendelt mennyiségű dolomitból álló karbonátos kőzetek oldási maradékaira a vegyi kiválású kvarc és az autigén (alacsony hőszintű) albit dominanciája, kevés filloszilikát (illit-muszkovit > klorit, mállás hatására képződött kaolinit, kevertréteges szerkezetű agyagásvány) jellemző. A finomtörmelékes közbetelepülésben a nagy kvarc/földpát és szericit/klorit arány kémiailag erősen mállott ("érett") törmelékanyagra utal. A mindig előforduló szericiten és kloriton kívül egyes mintákban jelentkező kis mennyiségű kaolinit, szmektit, kevertréteges szerkezetű agyagásvány, vermikulit a goethittel együtt utólagos felszini mállással magyarázható.

A finomtörmelékes kőzetek gyakran palás szerkezetűek: az elválási felületek egyenetlenek vagy síkak, töréses klivázs jellegűek. Az alapanyag szericitje, karbonátszemcséinek megnyúltsági iránya a palássággal párhuzamos kitüntetett orientációjú.

A Dunnatető mintáinak IC átlagai (XXVIII. táblázat) kis-, közepes

hőmérsékletű anchizónás átalakulást jeleznek (T~250-300°C), a szórás meglehetősen kicsi. Nincs rendszeres különbség a karbonátos és a finomtörmelékes litofáciesek, valamint a teljes kőzet és a <2/um szemcseméretű frakció IC értékei között sem, így az esetleges átöröklött csillámok zavaró hatásával nem kell számolnunk.

A Dunnatető kőzetei közül 2 minta volt nyomásbecslésre alkalmas. b_o értékeik (8,994-9,001 Å) kisnyomású átkristályosodást sejtetnek.

Kovács szerint a vizsgált szelvényben egy 200-300 m szélességű sávon belül a Conodonták CAI értéke 6-7, a mészkövek szövete "B", részben már "C" típusú. A viszonylag kis felszini elterjedés arra utal, hogy a metamorfózis itt egy takarón belüli tektonikai zónához kötődik.

A Telekesvölgy jurájá (Bódvai-takaró) többé-kevésbé palásodott agyagos, márgás kifejlődések és mészkő alkotják. A kőzetekre változó kalcit tartalom mellett filloszilikát > kvarc és illit-muszkovit > egyéb filloszilikát arány jellemző. A kvarc mellett jelentős a földpát (savanyú plagioklász, káliföldpát) mennyisége is. Az agyagásvány-együttes vegyes: az illit-muszkoviton, kloriton kívül kevesebb kaolinit, szmektit, helyenként kevertréteges szerkezetű agyagásvány is előfordul. A hematit oxidativ diagenetikus viszonyokra, a goethit felszíni mállásra utal.

A finomtörmelékes kőzeteknél egyenetlen elválási felületű (töréses klivázs jellegű) kezdeti palásodás figyelhető meg, jelentős átkristályosodás nélkül.

A fenti jellegek az IC átlagokkal együtt csak diagenetikus (az anchizóna kishőmérsékletű (~ 250°C) határához közeli regionális átalakulást jeleznek.

A Telekesoldal jurája (Bódvai-takaró) metariolit, metariolittufa és mészkő anyagú olisztosztrómákat tartalmazó finomtörmelékes kifejlődés. A mészkövekben a dolomit ritka és alárendelt mennyiségű. Az agyag-, aleuritpala mennyiségi ásványos összetétele erősen változó: a kvarc és a filloszilikátok mellett kevesebb, de jelentős a földpát (plagioklász > káliföldpát) mennyisége is. Az agyagásvány-együttesek között leggyakoribb az illit-muszkovit + klorit, de illit-muszkovit + kaolinit, illit-muszkovit + klorit + szmektit ± kaolinit, vermikulit együttesek is előfordulnak.

A metariolit és -tufa egyetlen primérmagmás elegyrésze a rezorbeált fenokristályokat alkotó kvarc. A káliföldpát fenokristályok albitosodtak ("sakktábla-albit"), a biotit után opak pszeudomorfózák

képződtek. Az alapanyagot másodlagos átkristályosodású albit, kvarc, szericit, klorit, kalcit és opak alkotja. Palásodás (kitüntetett szericit orientáció), kvarc-szericit "szálkás" továbbnövekedés kezdeti formái csak a piroklasztitoknál észlelhetők.

A $<2\,\mu m$ szemcseméretű frakció IC átlagai a Telekesvölgy jurájához hasonló diagenetikus, az anchizónához közeli regionális átalakulást jeleznek. A teljes kőzet minták kisebb IC átlagai ennek megfelelően csillám-átörökléssel magyarázhatók.

A fentieknek ellentmondó, az anchizónának megfelelő R értékek (XXIX. táblázat) vagy a vitrinit allochton jellegével, vagy rövid ideig tartó hőhatással kapcsolatosak.

Kovács megfigyelései alapján a Telekesoldal mészkő anyagú olisztosztrómáiban a Conodonták CAI értékei 2-3 között változnak, a mészkövek szövete "A" típusú, esetenként azonban "B"-be áthajló. Ez utóbbi típus lokális nyírásos zónákhoz kötődik.

I.4. Komjáti-takaró. A Szilicei- és a Bódvai-takarók aljzatát alkotó Komjáti-egységben (Szögliget-3 és Hídvégardó-3 jelű fúrás) az uralkodóan finomtörmelékes (pelites-aleuritos) összletben - melange jelleggel - a takarómozgások során a fekvő Meliatikumból felszakított kisebb-nagyobb kőzetdarabok, blokkok (ofiolit összlet részeit képező bázisos, ultrabázisos kőzetek) is megtalálhatók (Réti, 1985; 1987).

A hídvégardói agyagpala ásványos összetételére a filloszilikátok túlsúlya, jelentős (kb. 30%) kvarc+földpát és alárendelt (<5%) karbonátásvány tartalom, nagy kvarc/földpát(albit) és változó illit-muszkovit/klorit arány jellemző. Az agyagásványokat illit-muszkovit, klorit, valamint helyenként alárendelt mennyiségű paragonit képviseli. A pirit és a szerves anyag reduktiv közegre utal.

A Komjáti-takaró különböző átalakultsági fokú részeket tartalmaz. Ennek megfelelően a kőzetszöveti és mikroszerkezeti jellegek is változóak: egyenetlen (töréses klivázs jellegű) palásság alapanyag-átkristályosodással és kitüntetett szemcse-orientációval (Hídvégardó-3 jelű fúrás), mikrogyűrődéses klivázs, sávos, palás szerkezet, kitüntetett orientáció (Szögliget-3 jelű fúrás).

Az IC-átlagok - jelentős szórással - a diagenetikus zónák/anchizóna határnak (kb. 250°C) megfelelő értékűek. A hídvégardói pala kifejlődés nem metamorf: IC(teljes kőzet) = 0,393±0,036 $\Delta°2\theta$, n=8;

IC(<2 /um = 0,409±0,050 Δ°2θ, n=7). A Szögliget-3 jelű fúrás sávos, karbonátos vagy aleuritos agyagpala kifejlődéseit viszont anchizónás regionális hatás érte: IC(teljes kőzet) = 0,290-0,307 Δ°2θ, n=4; IC(<2 /um) = 0,275-0,440 Δ°2θ, n=4 (lásd még a XXIX. táblázat R értékeit is). A Szögliget-3. sz. fúrás anyagainál valószínűsített, sávos albit, kvarc és dolomit-ankerit kiválást eredményező metaszomatózis miatt a kis mennyiségű paragonit regionális metamorf eredete nem állapítható meg egyértelműen.

A Komjáti-takaró anchizónás finomtörmelékes kőzeteinek szericit b_o átlaga (b_o = 9,010±0,006 Å, n=6) átmeneti (kis/közepes) nyomást jelez.

II. MELIATIKUM

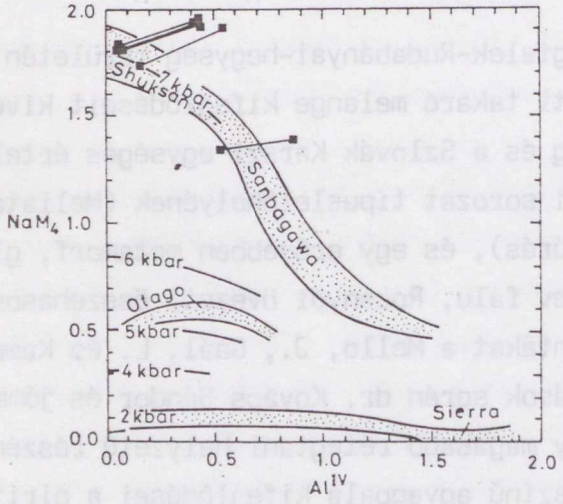
Jóllehet az Aggtelek-Rudabányai-hegység területén ezideig a Meliatikum (a Komjáti takaró melange kifejlődéseit kivéve) nem ismeretes, a hegység és a Szlovák Karszt egységes értelmezésének érdekében a Mellétei sorozat típuslelőhelyének (Meliata falu, Muran völgy, Mel-1 jelű fúrás), és egy erősebben metamorf, glaukofánpalás kifejlődésnek (Medžev falu, Rozsnyói övezet) összehasonlító vizsgálatát is elvégeztem. A mintákat a Mello, J., Gaál, L. és Kamenicky, L. által vezetett terepbejárások során dr. Kovács Sándor és jómagam gyüjtöttük.

A típuslelőhely magasabb rétegtani helyzetű részének szürke illetve vörösbarna színű agyagpala kifejlődései a pirit+szerves anyag illetve a hematit tartalom alapján változó redox viszonyok között keletkeztek. Ásványos összetételük: kvarc, illit-muszkovit, klorit ± albit, kalcit, dolomit, sziderit, paragonit, hematit, pirit.

A típuslelőhely regionális átalakulása az IC átlagok alapján az anchizóna kishőmérsékletű részének (~ 250-300°C), nyomása a b_o átlag szerint (b_o = 9,008±0,013 Å, n=5) átmeneti (kis/közepes) tartománynak felel meg, nagyon hasonlít a Komjáti-takaró (Szögliget-3 jelű fúrás) megfelelő értékeihez.

Vizsgálataim szerint a Medžev-i előfordulás ásványegyüttesei a glaukofánpalában: kvarc, albit, káliföldpát, glaukofán, klorit, szericit, sziderit, hematit ± epidot; a dolomitmárványban és a dolomitos fillitben: dolomit, kvarc, szericit, klorit, hematit ± sziderit, albit, paragonit; a fillitben: kvarc, albit, szericit, klorit, paragonit.

A metabázit paragenezise a pumpellyit, lawsonit és a jadeites



46. ábra: A glaukofán kémiai összetétele és geobarometriai alkalmazása Brown (1977) nyomán. Glaukofánpala, Rozsnyói tektonikai zóna, Medžev falu, Csehszlovákia. NaM_4 - az M_4 szerkezeti poziciót betöltő Na^+ kationok száma; Al^{IV} - a tetraéderes poziciót betöltő Al^{3+} kationok száma 23 O-t tartalmazó amfibol elemi cellában

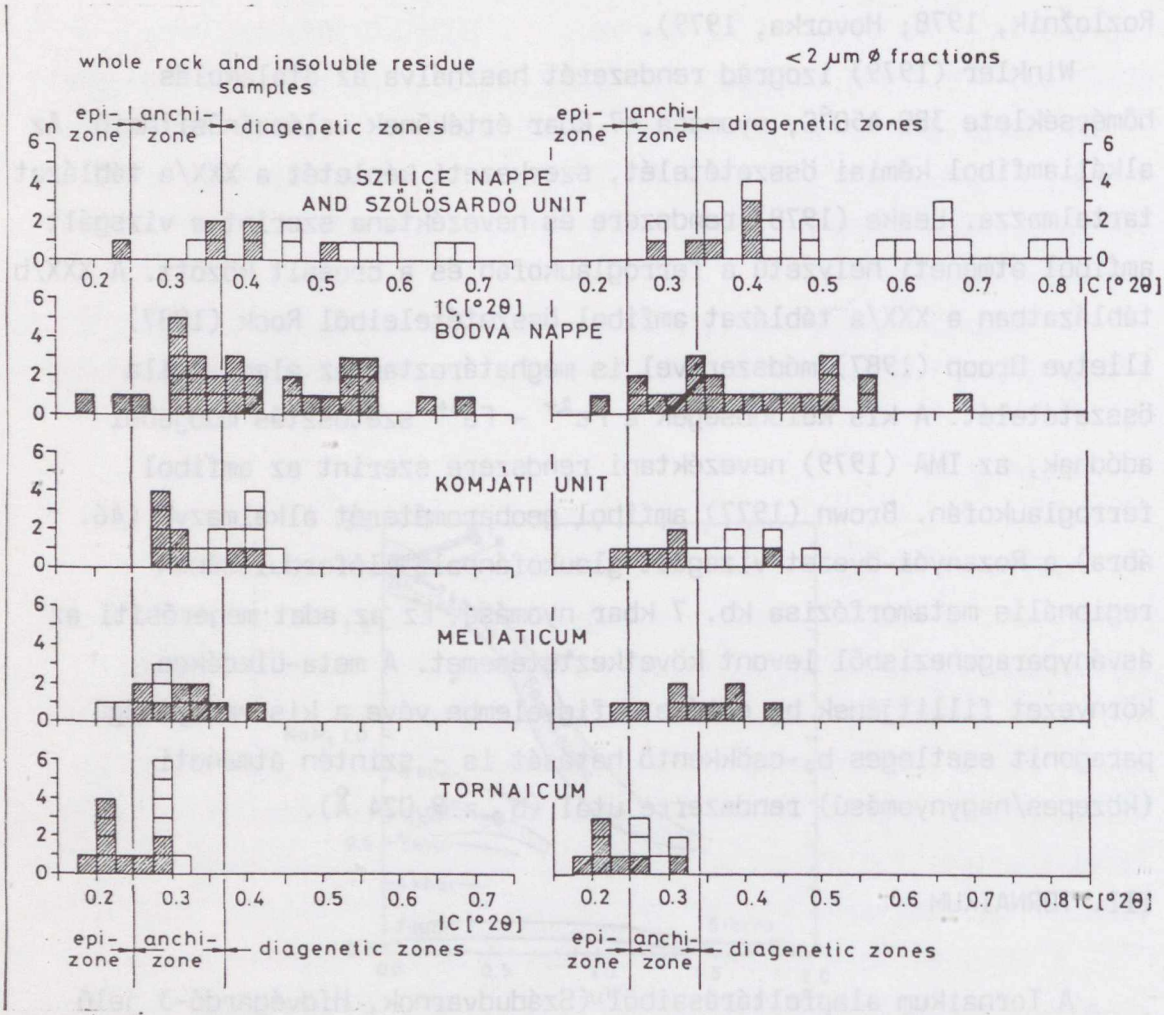
piroxén hiánya miatt a Winkler (1967) értelmében használt glaukofános zöldpala fáciesnek felel meg (Reichwalder, 1970; Varga, 1973; Rozložnik, 1978; Hovorka, 1979).

Winkler (1979) izográd rendszerét használva az átalakulás hőmérséklete 380-450°C, nyomása ~7 kbar értékűnek valószínűsíthető. Az alkáliamfibol kémiai összetételét, szerkezeti képletét a XXX/a táblázat tartalmazza. Leake (1978) rendszere és nevezéktana szerint a vizsgált amfibol átmeneti helyzetű a ferroglaukofán és a crossit között. A XXX/b táblázatban a XXX/a táblázat amfibol összetételeiből Rock (1987) illetve Droop (1987) módszerével is meghatároztam az elemi cella összetételét. A kis különbségek a Fe^{2+} - Fe^{3+} szétosztás módjából adódnak, az IMA (1979) nevezéktani rendszere szerint az amfibol ferroglaukofán. Brown (1977) amfibol geobarométerét alkalmazva (46. ábra) a Rozsnyói-övezet vizsgált glaukofánpala előfordulásának regionális metamorfózisa kb. 7 kbar nyomású. Ez az adat megerősíti az ásványparagenezisből levont következtetésemet. A meta-üledékes környezet fillitjének b_o értéke - figyelembe véve a kis mennyiségű paragonit esetleges b_o-csökkentő hatását is - szintén átmeneti (közepes/nagynyomású) rendszerre utal (b_o = 9,024 Å).

III. TORNAIKUM

A Tornaikum alapfeltárásaiból (Szádudvarnok, Hídvégardó-3 jelű fúrás felső része, Szent-János-hegy, Tornaszentandrás, Esztramos) aleuritos és/vagy meszes agyagpala és fillit, sávos (agyag/homokkő) pala, mészkő és kristályos mészkő mintákat vizsgáltam.

A finomtörmelékes eredetű kifejlődések ásványos összetételében általános a kvarc, albit, illit-muszkovit, klorit; a Tornai ablakban (Szádudvarnok) a paragonit is megjelenik. A karbonátásványok között uralkodó a kalcit, alárendelt a dolomit. A kaolinit, szmektit, kevertréteges szerkezetű agyagásvány, vermikulit és goethit kis mennyiségeik és szabálytalan előfordulásaik alapján utólagos, mállási termékeknek minősíthetők. Az ásványos összetétel mennyiségi arányai nagyon hasonlóak a Komjáti-takaró kőzeteinek megfelelő paramétereihez. A karbonátos kifejlődések anyaga kalcit, oldási maradékaik ásványai: kvarc, illit-muszkovit ± albit, egyéb agyagásványok, hematit, pirit, goethit. Jellemző a filloszilikátok túlsúlya, a nagy kvarc/földpát és az 1-nél nagyobb illit-muszkovit/klorit arány (közepesen "érett"



47. ábra: Az Aggtelek-Rudabányai-hegységet alkotó tektonikai egységek illit 'kristályosság' hisztogramjai. A legfelső tektonikai egységben a Szilicei takaró (▩) és a Szőlősardói egység (□), a Komjáti egységben a Hídvégardó-3 jelű fúrás (□), a Meliatikumban a mellétei típus lelőhely (□) és a Medžev melletti glaukofánpalás összlet (▩), a Tornaikumban a Hídvégardó-3 jelű fúrás (□) anyagait is elkülönítettem

törmelékanyag).

A Tornaikum finomtörmelékes kifejlődéseinél dinamotermális metamorf hatásra utaló szöveti-szerkezeti jellegek: gyűrődéses klivázs jellegű palásság, harántpalásság, kitüntetett síkokban szericit-neoformáció, töréses klivázs észlelhetők. Agyagpala ("slate") (Hídvégardó-3 jelű fúrás: tornaszentandrási pala) és fillit (Szádudvarnok) állapotú minták egyaránt előfordulnak.

A szöveti-szerkezeti jellegekkel teljes összhangban az IC átlagok az anchi-/epizóna határának (~350°C) megfelelő regionális metamorfózist bizonyítanak. A tektonikai egységen belül a metamorf fok ingadozik: epizónás, azaz zöldpala fáciesű részek (Szádudvarnok, Tornaszentandrás, Esztramos) váltakoznak anchizónás kifejlődésekkel (Hídvégardó-3 jelű fúrás felső része, Szent-János-hegy). A Hídvégardó-3 jelű fúrás karni agyagpalájának (Tornaszentandrási Agyagpala formáció) vitrinit reflexióképesség értékei (XXIX. táblázat) ugyancsak nagyhőmérsékletű anchizónát jelölnek.

A nyomásjelzésre felhasznált kőzetek b_o átlaga (b_o = 9,027±0,011 Å, n=8) átmeneti (közepes/nagynyomású) rendszert valószínűsít, hasonlóan a Meliatikum glaukofánpalás kifejlődéséhez. A helyenként előforduló, kis mennyiségű paragonit miatt a korrekt b_o átlag valamivel (kb. 0,01 Å-mel) nagyobb lehet (lásd Guidotti és Sassi, 1976; 1986).

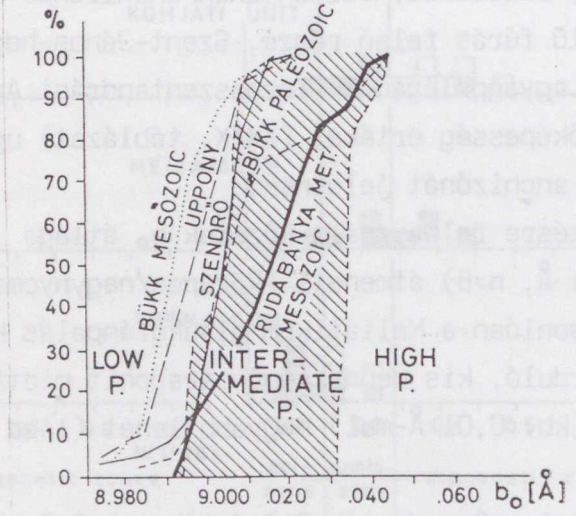
Kovács szerint a Conodonták CAI-értékei 5,5-7 között váltztoznak. A Conodonták mindig átkristályosodtak, és - különösen a 7-es értékűek - nagyon gyakran deformálódtak; sokszor felhasadozottak, és a hasadások mentén transzlatálódtak.

A mészkövek szövete az Esztramoson "C", Hídvégardó környékén "B" típusú (a steinalmi mészköveké ez utóbbi lelőhelyen is "C" típusú).

6.3. Tektonometamorf fejlődéstörténet

Összefoglalva megállapítható, hogy az Aggtelek-Rudabányai-hegység mezozóikumának átalakultsági foka a diagenezistől az anchizónán át az epizónáig (zöldpala fácies klorit-zóna) változik.

Ezt az erős változékonyságot jól szemléltetik a teljes kőzet és az oldási maradék minták, valamint a <2 μm szemcseméretű frakciók IC hisztogramjai is (47. ábra). A legfelső tektonikai egységet, a Szilicikumot uralkodóan csak diagenetikus hatások érték



48. ábra: Az Aggtelek-Rudabányai-hegység és északi környezete nyomásjelzésre alkalmas ásványegyüttesű, anchi-, epizónás metamorf mezozóos kőzetei világos csillám b_o rácsparaméter értékeinek kumulatív gyakorisági görbéje, összehasonlítva a Bükkium b_o eloszlásaival. Az Aggtelek-Rudabányai-hegységnél a Komjáti egység, a Meliatikum és a Tornaikum adatait vettem figyelembe. A nyomástartományok határait Sassi és Scolari (1974) nyomán tüntettem fel

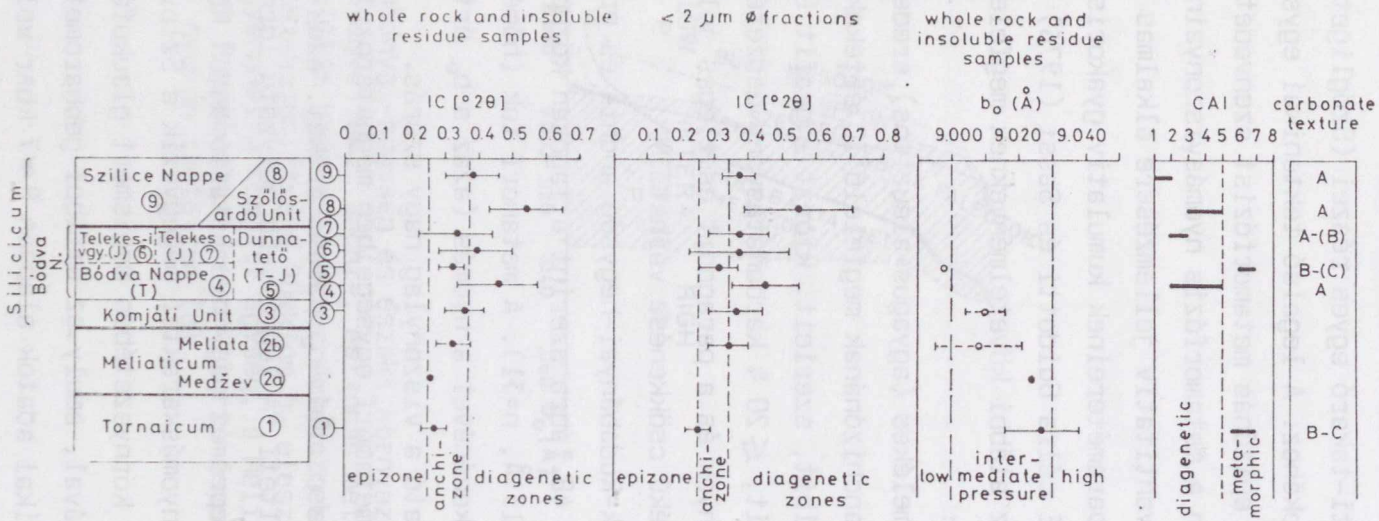
(Szilicei-takaró, Szőlősardói-egység, a Bódvai-takaró fő tömege). Anchizónás metamorfózis csupán a Bódvai-takaró sajátos tektonikai zónájában (Dunnatető), valamint a Komjáti-takaró egyes részeiben volt kimutatható. A Meliatikum típuslelőhelyén (Melléte) a regionális metamorfózis az anchizóna kishőmérsékletű részének felel meg, és nagyon hasonló a Komjáti-takaró egyes részei (Szögliget-3 jelű fúrás) átalakultsági fokához. A legalsó tektonikai egység, a Tornaikum részben anchi-, részben epizónás metamorfózist szenvedett.

A 48. ábrán a metamorfózis nyomásviszonyainak kvalitativ-félkvantitativ jellemzésére alkalmas kőzetek világos csillám-b_o rácsparamétereinek kumulativ gyakorisági eloszlásait tüntettem fel. E célra Guidotti és Sassi (1976) valamint Padan et al. (1982) nyomán az alábbi követelményeknek megfelelő kőzeteket választottam ki:

- finomtörmelékes (agyagos-aleuritos) eredet;
- epi- és anchizónának megfelelő IC értékek;
- kvarc, albit, szericit, klorit ± grafit (antracit), hematit, nyomnyi paragonit, $\lesssim$20 % karbonátásvány összetételű ásványegyüttesek. (A karbonátásványok és a paragonit esetleges jelenléte miatt a b_o értékek kismértékű csökkenése várható.)

Az Aggtelek-Rudabányai-hegység anchi- és epizónás mezozóikumának metamorfózisa a 48. ábra szerint átlagosan közepes nyomású volt (b_o = 9,014±0,013 Å, n=31). A metamorf fok (hőmérséklet) növekedésével, azaz az IC csökkenésével a nyomás (azaz a b_o érték) nő: elsősorban ezzel magyarázható a viszonylag nagy szórás.

A hegység metamorf egységeiben meghatározott, nyomásjelzésre alkalmas világos csillám-b_o paramétereket, azok térbeli eloszlását a 49. ábra szemlélteti. A legmélyebb helyzetű Tornaikum b_o értékei átmeneti, a közepes és nagy nyomástartományok közötti rendszert jeleznek. Ez a nyomáskarakter megegyezik a Szlovák Karszt területén, a Rozsnyói-övezet környezetében megismert glaukofánpala előfordulás nyomástartományával, amely az amfibol geobarometriai és ásványparagenetikai adatok alapján P≈7 kbar volt. Ezt a nyomásértéket, valamint az ásványegyüttesből Winkler (1979) izográd rendszere alapján becsült ~400°C hőmérsékletet alapul véve és $P(H_2O) \sim P(fluid) \sim P_l \sim P_s$ állapotot, átlagos (kb. 2,8 g/cm³) kéregsűrűséget, lineáris hőmérsékletváltozást feltételezve a regionális metamorfózis kis ($\lesssim$16°C/km) geotermikus gradiensű lehetett. Az ilyen kis gradiens érték



49. ábra: Az illit 'kristályosság' (IC), a nyomásjelzésre alkalmas b_o rácsparaméter, a Conodonta színváltozási index (CAI) és a karbonát szövet változásai az Aggtelek-Rudabányai-hegység és északi környezete idealizált tektonikai szelvényében

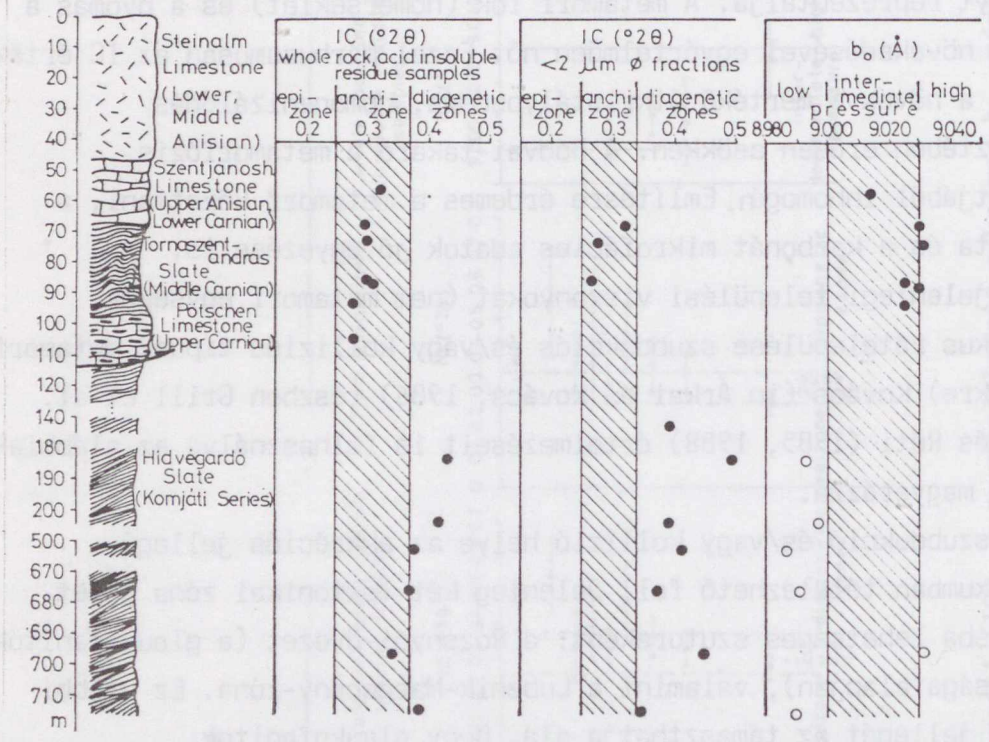
szubdukciós (és bizonyos kolliziós) jellegű tektonikai környezetekre jellemző.

A triász tektofáciesek rekonstrukciója szerint az egyes tektonikai egységek a triász üledékgyüjtőben É-ról D-felé haladva az alábbi sorrendben következtek: Szilicei-takaró, Szőlősardói-egység, Bódvai-takaró, Meliatikum, Tornaikum (Grill et al., 1987; Kovács, 1984). Ezt az eredeti helyzetet tekintve a metamorfózis foka É-ról D-felé fokozatosan nő.

A jelenlegi tektonikai helyzet és a metamorfózis összefüggéseit a 49. ábra szemlélteti. Az ábra bal oldala az idealizált tektonikai szelvényt reprezentálja. A metamorf fok (hőmérséklet) és a nyomás a mélység növekedésével egyértelműen nő. Ezzel párhuzamosan az IC értékek szórása a növekvő mértékű átkristályosodás, homogenizálódás következtében erősen csökken. A Bódvai-takaró a metamorfózis szempontjából inhomogén. Említésre érdemes a metamorf kőzettani, a Conodonta és a karbonát mikrofácies adatok jó egyezése is.

A jelenlegi települési viszonyokat (nem metamorf egységek tektonikus rátelepülése szubdukciós és/vagy kolliziós típusú metamorf egységekre) Kovács (in Árkai és Kovács, 1986) részben Grill et al. (1984) és Réti (1985, 1988) értelmezéseit is felhasználva az alábbiak szerint magyarázza.

A szubdukció és/vagy kollizió helye az akkréciós jellegű Meliatikumban tételezhető fel. Jelenleg két tektonikai zóna jöhet számításba lehetséges szuturaként: a Rozsnyói-övezet (a glaukofanitok gyakorisága alapján), valamint a Lubenik-Margecany-zóna. Ez utóbbi szutura jellegét az támaszthatja alá, hogy glaukofanitok, metaultrabázitok és óceáni üledékek az észak-gömöri területen is előfordulnak (Jaklovce, Radzim, Danková, Dobsina: Mock, 1980). Valószínűnek tűnik, hogy itt egy u.n. vándorló szubdukciós zónával állunk szemben (lásd Kovács, 1982b). Feltehető, hogy a Meliatikum egyes részei szubdukálódtak (ezek később felszínre került maradványai a glaukofánpala roncsok), más részei obdukálódtak, és csak a Szilicikum későbbi, D-i irányú takarómozgásai során, annak terhelése hatására szenvedtek kishőmérsékletű anchizónás átalakulást (pl. a mellétei alapfeltárás). Mivel a mellétei típuslelőhely és a Komjáti-takaró metamorf foka megegyezik, ezért feltételezhető, hogy mindkét egység metamorfózisa a Szilicikum délre csúszása során ment végbe. A Tornaikum az alátolódott lemez délebbi, így valamivel kevésbé mélyre hatoló



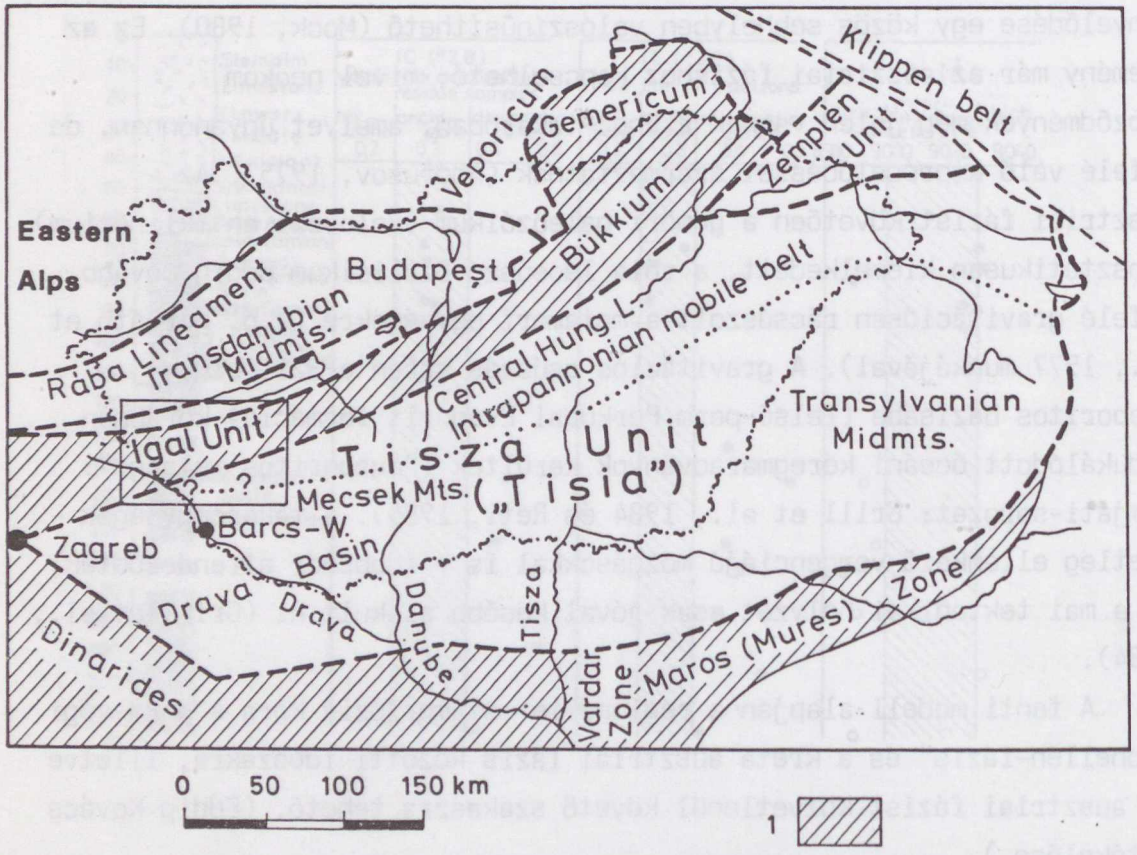
50. ábra: A Hídvégardó-3 jelű mélyfúrás földtani és metamorf kőzettani szelvénye (a földtani szelvény Less (1981) leírása nyomán készült)

részét képviselhette.

A szubdukció idejét Kovács a dinári-hellenid analógiák és a titon sekélytengeri üledékek előfordulása (Misík és Sykora, 1980) alapján a jura végére tételezi fel (u.n. eohellén fázis: Jacobshagen, 1976). A Szilicikumot ugyanakkor a Lubenik-Margecany-övezetből ("Lubeniki legyező": Andrusov, 1975) D-felé való kipréselődéssel véli gyökereztetni (lásd Mock, 1980). Ez utóbbi elképzelés mellett a szilicei s.s. és a stratenai triász szoros kapcsolata (Bystricky, 1982), valamint az szól, hogy a Szilicei-, a Choč- és a Stratenai-takarók - mint típusos lenyírt takarók - aljzatának elnyelődése egy közös sebhelyben valószínűsíthető (Mock, 1980). Ez az esemény már az ausztriai fázishoz kapcsolható, mivel neokom képződmények még jelen vannak a Choč-takaróban, amelyet ugyanonnan, de É-felé való kipréselődéssel származtatnak (Andrusov, 1975). Az ausztriai fázist követően a gömöri paleozóikum (Voloveci antiklinórium) izosztatikusan kiemelkedett, a róla lecsúszó Szilicikum pedig tovább D-felé gravitációsan rácsúszott a metamorf egységekre (v.ö. Horváth et al., 1977 munkájával). A gravitációs csúszás során a Szilicikum evaporitos bázisába (felső-perm Perkupai Evaporit formáció) korábban obdukálódott óceáni kéregmaradványok kerültek ("evaporitos melange": Komjáti-sorozat: Grill et al., 1984 és Réti, 1985). A takaróegységek - esetleg ellenkező vergenciájú mozgásokkal is - többször átrendeződtek, és a mai tektonikai helyzet csak jóval később alakult ki (Grill et al., 1984).

A fenti modell alapján a regionális metamorfózis kora a jura-végi "eohellén-fázis" és a kréta ausztriai fázis közötti időszakra, illetve az ausztriai fázist közvetlenül követő szakaszra tehető. (Eddig Kovács értékelése.)

A legfiatalabb takarómozgásnál a regionális metamorfózis idősebb volt. Ennek bizonyítására szolgál a Hídvégardó-3 jelű fúrás szelvénye (50. ábra), aholis a Komjáti-egység nem metamorf agyagpala összletére a Tornaikum (fordított rétegsorrendű!) anchizónás összlete tolódott rá. Az inverz metamorf zónásság mind az IC, mind a b_o értékek alakulásából nyilvánvaló, és a Bükkium területén már korábban (Árkai 1982a, 1983a) kimutatott "transzportált metamorfózis" vagy "inverz metamorf zonáció" jelenségének gyakoriságát igazolja.



51. ábra: Magyarország tektonikai térképvázlata Kovács (1984) szerint, az Igali egység vizsgált területének feltüntetésével. 1 - alpi mobilis övezetek

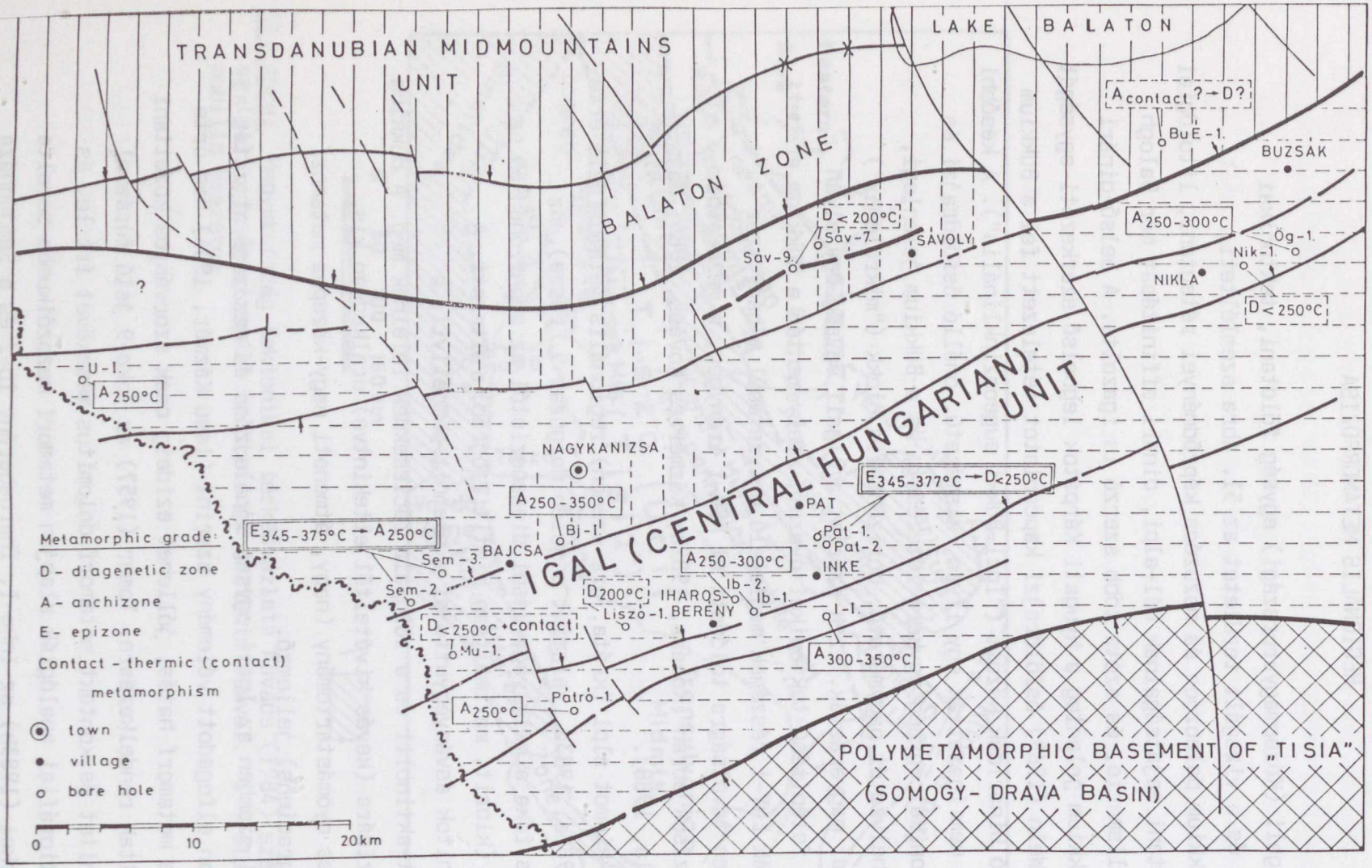
7. AZ IGALI (KÖZÉPMAGYARORSZÁGI) EGYSÉG ALJZATÁNAK DIAGENEZISE ÉS REGIONÁLIS METAMORFÓZISA

Az Igali (Középmagyarországi) egység földtani, tektonikai helyzetét és a vizsgált területet az 51. ábra szemlélteti.

A Bükkium paleozóos és mezozóos képződményei rétegtani, litológiai és őslénytani sajátságainak dél-alpi, dinári affinitását már Balogh (1964) felismerte, és azóta több szerző is igazolta. A belső-dinári típusú Bükkium jelenleg a Nyugati Kárpátok legbelső szerkezeti egységét alkotja. Wein (1969) ősföldrajzi kapcsolatot tételezett fel a Bükkium és a Belső Dinaridák között ("Igal-Bükki eugeoszinklinális"). A későbbi kutatások nem igazolták egy ilyen, kisméretű, önálló ősföldrajzi és paleotektonikai egység egykori létezését, és a Bükkium jelenlegi, exotikus helyzetét nagyméretű, horizontális blokk ("mikrolemez") mozgásokkal magyarázták. Ezek szerint az Igali egység egy olyan bonyolult felépítésű tektonikai övezet, amely mentén a Bükkium eredeti, a Dinaridák ÉNY-i részének megfelelő helyzetéből néhány száz kilométeres távolságra tolódott el KÉK-i irányban, a mezo-alpi tektonofázisok során (Kovács, 1982a; Kázmér és Kovács, 1985; Haas, 1987; Balla, 1988).

A Bükkiumot alpi (kréta, pre-szenon) regionális metamorfózis érte (Árkai, 1982a, 1983a, valamint a jelen dolgozat 5. része). Az átalakulás foka a mély vagy késői diagenezistől az anchizónán át az epizónáig (klorit, maximálisan biotit izográd) változott. A metavulkanitok ásványegyüttesei a prehnit-pumpellyit, a pumpellyit-aktinolit és a zöldpala fácieseknek felelnek meg. A Bükkium metamorfózisára (kevés kivételtől eltekintve) uralkodóan kis, kis-közepes nyomástartomány (nagy, átmeneti nagy-közepes metamorf termikus gradiens) jellemző.

Ezzel szemben az Igali egység újpaleozóos és mezozóos aljzatát az általánosan elfogadott vélemény szerint (lásd Kázmér, 1986) nem érte regionális metamorf hatás, jóllehet ezideig csak szorványos kőzettani adatok álltak rendelkezésre. Tomor (1957) az Inke-9 jelű fúrásból szerpentinitet és kontakt metamorf dolomitos mészkövet írt le, és litosztratigráfiai analógiák alapján metamorf mezozóikumba sorolta ezeket. Árkai (1983b) az Inke-I, Iharosberény Ib-2 és a Semjénháza Sem-3 jelű mélyfúrások magmintáinak anchi-, epizónás regionális metamorfózisát mutatta ki. Az Igali egység metamorfnak tekintett



52. ábra: Az Igali egység aljzatának tektonikai térképvázlata Bardócz (1973-1986) nyomán, a vizsgált mélyfúrások valamint a metamorf kőzettani eredmények feltüntetésével

mezozóikumából az Inke-I mélyfúrás anyaga szolgáltatta az első biosztratigráfiai adatokat (középső-karni radioláriák, lásd Chikán et al., 1985; Haas et al., 1988).

A jelen fejezetben összefoglalt vizsgálatok célja az Igali egység aljzatának ezideig hiányzó metamorf kőzettani jellemzése. A kutatást a Kőolaj- és Földgázbányászati Vállalat (KFV, Nagykanizsa) támogatta. A minták kiválasztásához Tormássy István és Mészáros László nyujtott nagy segítséget. Lelkesné dr. Felvári Gyöngyi mikroszerkezeti, szöveti megfigyelései jelentős mértékben hozzájárultak a metamorf kőzetgenetikai értékeléshez (lásd Árkai et al., 1991).

7.1. Földtani viszonyok

A jelen értekezés keretében, metamorf kőzettani módszerekkel vizsgált mélyfúrási magminták földrajzi és tektonikai helyzetét az 52. ábra mutatja be. Az ábra alapját a dunántúli neogén medencerészek aljzatáról Bardócz (1973-1986) által szerkesztett és továbbfejlesztett földtani-tektonikai térkép alkotta.

Az Igali egységet ÉNY-on a paleogén Balaton lineamens választja el a Dunántúli Középhegységi egységtől. DK-i határát a Középmagyarországi (Zágráb-Zemplén-) lineamens, illetve a Tisza egység alkotja. Az ÉNY-i környezet metamorf kőzettani jellemzése Lelkesné-Felvári (1978. 1987, az utóbbi in Árkai és Lelkes-Felvári, 1987) valamint Árkai (1987a) munkáiban, a délnyugati környezet metamorf fejlődéstörténete Lelkes-Felvári és Sassi (1981), Árkai (1984a) valamint Árkai et al. (1985) dolgozataiban található meg.

Az Igali egység pre-neogén képződményei NYDNY-felé a Dinaridák Száva redőiben, KÉK-felé a Bükkiumban folytatódnak, az összefüggések részletei azonban jelenleg még nem ismertek (Fülöp, 1989).

A közelmúltban Kázmér (1986) foglalta össze Bérczíné-Makk, Haas, Jámbor, Juhász és Vass, Szabó, Sztrákos és Vetőné-Ákos javarészt nem publikált, kutatási jelentésekben fellelhető rétegtani, litológiai és őslénytani adatait (az irodalmi hivatkozásokat lásd Kázmér idézett munkájában). Ezek szerint az Igali egység meglehetősen hipotetikus, egyszerűsített pre-tercier rétegtani szelvényét felső-karbon mészkő, alsó- és középső-perm tengeri homokkő, agyagpala, dolomit és mészkő (Újfalui Mészkő formáció), felső-perm meszes aleurolit, dolomit és mészkő, alsó-triász dolomitos márga, középső-triász tufitos u.n.

buchensteini rétegek és algás dolomit, felső-triász (nóri) dolomit, bizonytalan tektonikai és rétegtani helyzetű mezozóos ofiolitos kőzetek (bazalt, spilit, gabbro, radiolarit), valamint kréta(?) vörös agyagkő, aleurolit és konglomerátum alkotják. Az újpaleozóos - mezozóos sorozatra diszkordánsan települnek az eocén, oligocén és a fiatalabb üledékes képződmények. A már említett mezozóos (triász) ofiolit magmatizmuson kívül jelentős szerepű volt a paleogén mészalkáli jellegű vulkanizmus. Gyakori a gyűrődéses-áttolódásos valamint a transzkurrens jellegű töréses tektonikai hatásokra képződött melange. Bardócz aljzat térképén az Igali egység déli határának közelében feltüntetett, feltételezett ópaleozóos (szilur, devon?) időszaki képződmények (amelyek anchi, epizónás zónás regionális metamorfózisát Árkai (1983b) már korábban kimutatta) nem szerepelnek Kázmér idézett összefoglalásában.

A terület részletes litosztratigráfiai és biosztratigráfiai reambulációja során Bérczine-Makk (1988) valamint Bérczi-Makk et al. (1990) igazolták Kovács (1982a) és Kázmér (1986) korábbi megállapításait: hangsúlyozták, hogy az Igali egység egy olyan kompressziós, erősen tektonizált zóna, amelyben különböző földtani egységek eredetileg egymástól távol képződött részei kerültek egymás mellé illetve felé. A mezozóos üledékes fácies típusokat értékelve Bérczine-Makk két zónát és négy alegységet különített el:

Északi zóna:

I. dinári típusú mezozóikum (a ladini karbonátplatform fácies alapján): Somogysámson - Táska - Buzsák;

II. dunántúli középhegységi típusú mezozóikum (a ladini radioláriás, tufitos mészkövek, valamint a felső-triász platform fáciesű karbonátok alapján): Nagybónak - Újudvar - Sávoly;

Déli zóna:

III. bizonytalan eredetű (feltehetően a dunántúli középhegységi típushoz tartozó) triász képződmények: Bajcsa - Bagolasánc - Nagyrécse;

IV. dinári (feltehetően bükki) típusú mezozóikum: fiatalabb tektonikai törések, áttolódási felületek mentén szabálytalanul érintkező, nem metamorf neritikus fáciesű karbonátok és anchimetamorf finom-törmelékes fáciesek: Semjénháza, Pat, Pátró, stb.

Bérczine-Makk vizsgálatai sem jura, sem kréta időszaki képződmények létét nem igazolták.

7.2. A kőzetátalakulás jellemzői

Az Igali egység metamorf kőzettani vizsgálatra kiválasztott mélyfúrási magmintáinak jegyzékét a XXXI. táblázat tartalmazza. A XXXII. táblázat a kőzetminták röntgendiffraktométeres módszerrel meghatározott ásványos összetételét, a XXXIII. táblázat az illit-muszkovit paramétereket, a XXXIV. táblázat a vitrinit reflexióképesség értékeket foglalja össze.

Figyelembe véve a jelen vizsgálat által érintett terület nagy kiterjedését, a minták sporadikus, szabálytalan eloszlását (52. ábra), a litotípusok változatosságát (XXXI. táblázat) és a metamorf fok jelző paraméterek nagy szóródását, nyilvánvaló, hogy az aljzat metamorf viszonyairól csupán mozaikszerű kép alakítható ki.

Északi zóna

Az Északi zóna dunántúli középhegységi típusú részéből (Bérczíné-Makk (1988) II. zónájából) a Sávoly Sáv-7 és Sáv-9 jelű mélyfúrások triász(?) kőzettípusait vizsgáltam (XXXI. táblázat). Megjegyzendő, hogy s Sáv-7 jelű fúrás által harántolt aljzat kőzetek tektonikai helyzete bizonytalan: Bérczíné Makk (1988) az Igali egységbe, Árkai (1987) valamint Fülöp (1990) a zöldpala fáciesű fekű alapján a Dunántúli Középhegységi egységbe sorolta ezeket a képződményeket (lásd a 9. részt és az 59/b ábrát). A változatos agyagásvány együttesek (XXXII. táblázat) csakúgy, mint a szintén erősen változó, uralkodóan nagy IC értékek (XXXIII. táblázat) diagenetikus körülményekre utalnak. A metavulkanit eredeti kőzettípusa - az erős mállás (karbonát- és agyagásvány képződés) miatt - nem határozható meg pontosan. A kis (másodlagos) kvarc és jelentős földpát tartalom alapján intermedier kémizmus tételezhető fel.

A dunántúli középhegységi típusú aljzat kőzeteivel ellentétben az Északi zóna dinári típusú aljzatának regionális átalakulási foka meglehetősen változó.

A klorit + szericit filloszilikát együttes, az IC és az R adatok valamint a mikroszerkezeti jellemzők alapján az Újfalu U-I jelű fúrás perm dolomit és metahomokkő kőzeteit kishőmérsékletű (kb. 250°C) anchizónás metamorfózis érte. A dolomit granoblasztos szövete irányított (stressz) nyomás mentes térben végbement statikus

átkristályosodást jelez. A rendelkezésre álló adatok alapján nem dönthető el egyértelműen, hogy az átalakulás kontakt vagy regionális (dinamotermális) jellegű volt-e (az előbbi valószínűbbnek tűnik).

Szintén anchizónás - de az agyagpalákra jellemző klivázs, a szericit kitüntetett szemcse-orientációja alapján - dinamotermális típusú metamorfózist jeleznek az IC adatok az Öreglak Ög-1 jelű fúrás agyag-, aleuritpalájánál. E kőzet filloszilikátjait illit-muszkovit (szericit) és klorit képviseli, az illit-muszkovit b_o rácsparamétere kisnyomású metamorfózisra utal (XXXIII. táblázat). Korábban ezt a kifejlődést a Dunántúli Középhegység ópaleozóos összletének elszakított részeként értékelték (Balázs és Juhász, 1969). Balogh Kad. az agyagpala általam szeparált, szericitben gazdag <2 /um szemcseméretű frakció mintáján 96,7±12,3 millió éves kort határozott meg K-Ar izotópos módszerrel. Ez az adat a regionális metamorfózis alpi korát igazolja, és egyben cáfolja Balázs és Juhász fent említett litosztratigráfiai korrelációját (a Dunántúli Középhegység ópaleozóikumának regionális metamorfózisa ugyanis hercini volt). Az Ög-1 jelű fúrás kőzeteinek esetében - csakúgy, mint az Igali egység aljzatának más kifejlődéseinél - jelenlegi ismereteink szerint a mezozóos (triász) üledékképződési kor tűnik a legvalószínűbbnek.

A Buzsák Bu-K-1 jelű fúrás triász(?) agyagkő közbetelepüléses mészkő (4.sz. magminta), breccsásodott, ankerites mészkő (5.sz. magminta), ankerites márga és homokos dolomit (6.sz. magminta) kifejlődéseinek átalakulási foka meglehetősen bizonytalan. A pelites eredetű részek valamint a karbonátos kőzetek oldási maradékai csak gyenge, diagenetikus átalakulásra utaló vegyes agyagásvány együttest tartalmaznak (illit, illit/szmektit kevertréteges szerkezetű agyagásvány, kaolinit, klorit). Ezzel szemben a karbonát kőzetek erős statikus átkristályosodása jelentős termikus hatást jelez. Ezen ellentmondás feloldására két hipotetikus magyarázat adódik:

(i) a tiszta karbonátos kőzetek kontakt metamorfózisát kataklázis követte. A metamorfózisnál fiatalabb, nyitott repedéseket később nem metamorf, pelites-márgás anyag töltötte ki;

(ii) a karbonátos kőzeteket szingenetikus pelites-márgás közbetelepüléseikkel együtt kontakt metamorf hatás érte. A jelenleg megfigyelhető agyagásvány együttes a kontakt metamorfózisnál fiatalabb, cirkuláló, kishőmérsékletű (hidrotermális?) fluidumok agyagásvány degradációs hatásait tükrözi.

A Nikla Nik-1 jelű fúrás triász(?) sávos agyagos mészkő és márga kőzeteit az agyagásvány együttes (illit, illit/szmektit, kaolinit és klorit) valamint az IC és az R adatok alapján csak diagenetikus: a nedves gáz zónának, vagyis a diagenezis középső részének megfelelő hatás érte.

Déli zóna

A Déli zónában a metamorf kőzettani paraméterek erősen változó diagenetikus - metamorf körülményeket jeleznek. Nem volt kimutatható rendszeres, jelentős különbség sem a Bérczíné-Makk (1988) által feltételezett dunántúli középhegységi típusú és a dinári-bükki típusú részek között, sem pedig a karbonátos és a törmelékes litofáciesek átalakulási mutatói között. A metamorf fok térbeli változásaiban sem volt észlelhető szabályszerűség.

A Semjénháza Sem-2 és -3 jelű fúrásokból alsó-triász(?) üledékes eredetű metamorfitokat (mészkő, dolomitos mészkő, cipollino-szerű, szericit-klorit sávos, hálózatos mészkő, dolomit és pelites, aleuritos, karbonátos, alárendelten homokos) agyagpala) valamint metariolittufát írtam le (XXXI. táblázat). A mikroszerkezeti jellegek az átalakulás regionális (dinamotermális) természetét bizonyítják. Ilyenek: az agyagpalák penetrativ, folyamatos klivázsa, gyenge gyüredezettsége, a durvább törmelékes kőzetek szabálytalan, meg-megszakadó klivázs felületei, a filloszilikátok kitüntetett (planáris) szemcse orientációja, nyomásárnyékok, kvarc-szericit koszorús továbbnövekedés a törmelékes kvarc szemcsék körül, nyomásos oldódás sztilolitoknál, karbonátásványok átkristályosodása. Az IC átlagok epizónás (zöldpala fácies klorit zóna) átalakulást bizonyítanak. A nyomásjelzésre megfelelő (kvarc, albit, szericit, pirit) ásványos összetételű agyagpalák szericit b_o rácsparamétere közepes nyomástartományt jelez (b_o = 9,014 - 9,034, átlagban 9,024 Å). A koegzisztens kalcit és dolomit elektronmikroszondával meghatározott kémiai összetételét a XXXV. táblázat tartalmazza. A karbonátásványok elem megoszlási arányainak számításán alapuló geotermometriai módszerekkel (XXXVI. táblázat) az illit 'kristályossági' adatokból levont következtetések igazolódtak: a karbonát geotermométerekkel kapott 345-375°C, átlagosan 362±13°C hőmérséklet a zöldpala fácies kishőmérsékletű (klorit zónás) részének felel meg.

Ezt a metamorfózist kataklasztikus deformáció követte, amelyhez egy újabb illit-muszkovit képződési vagy átkristályosodási szakasz kapcsolódott: a breccsásodott agyagpala és dolomit IC adatai a diagenetikus és az anchizóna határának megfelelő (kb. 250°C hőmérsékletű) metamorfózist jeleznek. Így, a mikroszerkezeti megfigyelések, az IC mérések és a karbonát geotermometria együttes alkalmazásával az epizónás összlet kishőmérsékletű, retrográd felülbélyegzése volt bizonyítható.

A metariolittufa esetében a mikroszerkezeti sajátságok anchizónás átalakulásra utalnak, míg az IC csak diagenetikus hatást jelez. E különbség oka feltehetően a kémiai mállás, mivel kataklasztikus deformáció és ezzel kapcsolatos retrográd hatás a mintánál nem észlelhető.

A Pat-1 és -2 jelű fúrások átkristályosodott, nem breccsásodott karbonátos kőzeteinek metamorfózisa az IC és a karbonát geotermometriai adatok (XXXIII, XXXV és XXXVI. táblázat) szerint szintén epizónás (a zöldpala fácies, klorit zónájának megfelelő) volt (345-377°C, átlagosan 361±14°C). E karbonátos kőzetek breccsásodott részeit pelites-márgás anyag cementálta. A kötőanyag agyagásványaiból (illit-muszkovit, kaolinit, illit/szmektit szabálytalan kevertréteges szerkezetű agyagásvány és klorit) valamint a breccsásodott kőzetek erősen szóró IC adataiból ítélve a pelites-márgás kötőanyagot csak diagenetikus hatás érte.

Az Inke-I jelű fúrás melange jellegű triász szelvényében - felülről lefelé haladva - intermedier(?) metavulkanit, metariolittufa, szerpentinit, mészkő, intermedier(?) metatufit, agyagpala és kovás, karbonátos agyagpala kőzettípusokat különböztettem meg (XXXI. táblázat).

A kvarc, albit, szericit, dolomit-ankerit, sziderit, hematit ± kalcit összetételű, feltehetően intermedier eredeti kémizmusú metavulkanit nem tartalmaz primér magmás ásványokat. E kőzettípusra csakúgy, mint a metariolittufára penetrativ klivázs, foliáció (szericit kitüntetett szemcse orientációja) és gyenge mikrogyüredezettség jellemző. A vulkanitok és a vulkáni törmelékes kőzetek trachitos - pilotaxitos vagy blasztoporfíros magmás szövetmaradványokat tartalmaznak. Jellemző a palásodás, kihengerlődés, milonit képződés. A metariolittufában a kvarc fenokristály reliktumok körül kvarc-szericit "szálkás" metamorf továbbnövekedés, kvarcszitszerű szövet képződése

figyelhető meg. A biotit fenokristályok helyén szericit+hematit anyagú pszeudomorfózák képződtek. A foliációs, átkristályosodott alapanyag összetétele: kvarc, szericit, albit, klorit és hematit, valamint sávos elrendeződésben kevés karbonátásvány.

A szerpentinitet uralkodóan krizotil alkotja, a klorit alárendelt. A szerpentinitben észlelt klinopiroxén nyomok (reliktumok) az ultrabázit lherzolitos jellegére utalnak.

A feltehetően dinári típusú, tektonikailag erősen széttagolt ofiolit összlet vulkáni kifejlődését az Inke-9 jelű fúrással feltárt spilit (metabazalt) képviselheti.

Az intermedier(?) metatufitra nagy káliföldpát tartalom jellemző.

Az agyagpala változatok mikroszerkezeti jellemzői: penetrativ, folytonos klivázs, alárendelten megszakadó klivázs, mikrogyürődések, a mikrogyűrődések nyírásos továbbfejlődése (harántpalásság). Az agyagpala és a kovás, karbonátos agyagpala filloszilikátjait szericit és klorit alkotja. A mikroszerkezeti sajátságok csakúgy, mint az IC átlagok közepes - nagyhőmérsékletű (kb. 300-350°C) anchizónás dinamotermális metamorfózist jeleznek. A nem megfelelő ásványos összetétel miatt a szericit b_o adatok többsége nem használható fel nyomásbecslésre. Egy minta (Inke-I. 15) b_o értéke alapján kisnyomású metamorf rendszer tételezhető fel. A metamorfózisnál fiatalabb repedéseket kvarc+karbonátásvány tölti ki.

Az Iharosberény Ib-1 és -2 jelű fúrások kovás, alárendelten aleuritos agyagpala mintáinak fő ásványos alkotója a kvarc és a szericit. Az összes vizsgált minta tartalmaz kaolinitet és piritet. Jellemző a földpát és a klorit hiánya. A karbonátásványok főleg repedéskitöltéseket alkotnak, posztmetamorf eredetűek. Az agyagpalában foliációs (kitüntetett szemcse orientációjú) igen finom szemcsés szericit, kevés, nagyobb méretű törmelékes muszkovit található. Az agyagpala radioláriás kovapalával váltakozik, átmeneti jellegű agyagos kovapala is előfordul. Az agyagpalában és a kovapalában Lelkesné-Felvári a diagenetikus, metamorf és hidrotermális eredetű helyettesítéses szöveti elemek egész sorozatát mutatta ki. Ilyenek: a karbonátásványok helyettesítése kova-anyaggal, kalcedonnal és vice versa, a pirit helyettesítése kaolinittal és karbonátásvánnyal, a szericit helyettesítése kaolinittal, stb.

Az összlet főbb mikroszerkezeti vonásai: penetrativ, folytonos klivázs az agyagpaláknál, egyenetlen, megszakadó klivázs a kovás és a

karbonátos kifejlődéseknél, mikroméretű gyüredezettség az agyagpala/kovapala határfelületeknél, gyüredezett kvarcit erek. A metamorfózist breccsásodás, repedéskitöltő ásványok kiválása követte.

Az ásványos összetétel, az IC adatok és a mikroszerkezeti jellegek alapján kis (kb. 250-300°C) hőmérsékletű anchizónás regionális metamorfózis, majd egy fiatalabb, kisebb hőmérsékletű (hidrotermális?) átalakulás érte az összletet. Ez utóbbi hatásnak tulajdonítható a kaolinit és a karbonátásványok képződése.

A Bajcsa-M-1 jelű fúrás sávos, kovás agyagpala mintájának regionális metamorfózisa az anchizónának felel meg (penetrativ, folytonos klivázs, a szericit kitüntetett (foliációs) szemcse orientációja, kaolinit->pirofillit átalakulás és IC adatok).

A Pátró-1 jelű fúrás felső (törmelékes) és alsó (karbonátos) összletéből származó mintákat vizsgáltam. Az agyagpalánál észlelt gyenge, folytonos, penetrativ klivázs, kitüntetett szemcse orientáció, a metahomokkő átkristályosodott kötőanyaga, a szericit + klorit filloszilikát együttes valamint az IC és az R adatok kis (kb. 250°C) hőmérsékletű anchizónás dinamotermális metamorfózist bizonyítanak. A metamorfózist kataklasztikus deformáció, a repedések, törések mentén kisebb hőmérsékletű fluidumok cirkulációja követte. Ez utóbbi eredménye a breccsásodott kőzeteknél kimutatott kaolinit, rossz 'kristályossági' állapotú illit valamint a sziderit. A karbonátos kifejlődésre hasonló metamorf - posztmetamorf fejlődési menet érvényes. A törmelékes és a karbonátos sorozatok metamorf foka között korábban Bérczíné-Makk (1988) által feltételezett különbség kőzettani paraméterekkel nem volt bizonyítható.

A Liszó-1 jelű fúrás palás agyag mintáira töréses klivázs, a klivázs felületeken intenzív szericit neoformáció vagy átkristályosodás jellemző. A kovás (nagyobb kvarc tartalmú) változatoknál folytonos klivázs, a mikrokristályos kvarc aggregátumok gyenge orientációja figyelhető meg. Változó karbonát (kalcit≫dolomit) tartalom, "érett" törmelékanyag (kvarc, muszkovit, kaolinit) és a mély vagy késői diagenetikus zónának megfelelő IC értékek jellemzik e mintákat. A fekvő dolomit mátrixa átkristályosodott. Oldási maradékának diagenetikus-metamorf zóna jelző paraméterei lényegében megegyeznek a palás agyag minták megfelelő értékeivel.

A Murakeresztúr Mu-1 jelű fúrásból mészkő valamint fekete, palás homokos agyaggal érintkező metariolittufit mintákat vizsgáltam. A

szerves reliktumokat tartalmazó mészkő átkristályosodott szövetű. A palás agyagban erős deformációra utaló jegyek: gyüredezettség, nyomás árnyékok, pirit szemcsék rotációja figyelhetők meg. A palás agyag agyagásvány együttesét illit- muszkovit, illit/szmektit szabálytalan kevertréteges szerkezetű agyagásvány, kaolinit és vermikulit alkotja. Ezek az agyagásványok csakúgy, mint a nagy IC értékek az említett erős deformáció ellenére csak diagenetikus hatást jeleznek, mivel kémiai mállás nyomai nem észlelhetők. A palás agyag vitrinitjének anomálisan nagy reflexióképessége a savanyú vulkanizmus viszonylag rövid időtartamú (az agyagásvány együttest lényegében nem befolyásoló) termikus hatásával magyarázható, mivel a szöveti jegyek alapján a diszperz szénült anyag esetleges allochton (behordott, törmelékes) eredete kizárható (lásd Lantai in Árkai et al., 1991). Az ellentmondásos mikroszerkezeti, agyagásvány és vitrinit reflexióképesség adatok bonyolult földtani fejlődésre utalnak, amelynek korrekt értelmezése még további vizsgálatokat igényel.

7.3. Következtetések

Az új kőzettani eredményeket összefoglalva és összevetve azokat a meglévő földtani és tektonikai modellekkel (Bardócz, 1973-1986; Kázmér, 1986; Bérczíné-Makk, 1988) az alábbi következtetések vonhatók le.

(1) Az Igali (Középmagyarországi) egység egy tektonikailag erősen zavart, összetett zóna, amelynek aljzatában a különböző paleotektonikai helyzetű és litofáciesű újpaleozóos és főleg mezozóos (triász) részek regionális átalakulási foka a diagenezis középső szakaszától (kb. 100-200°C) a mély diagenetikus zónán és az anchizónán át az epizónáig (a zöldpala fácies klorit zónájáig, kb. 350-400°C-ig) erősen változott.

(2) A földtani értelemben véve viszonylag rövid időtartamú termikus hatások (kishőmérsékletű kontakt metamorfózis), a retrográd (kishőmérsékletű) anchizónás átkristályosodással vagy más esetben kishőmérsékletű (hidrotermális?) fluidumok cirkulációjával kapcsolatos agyagásvány degradációval (kémiai mállással) kísért kataklasztikus deformáció (breccsa képződés) a regionális metamorfózis értelmezését sok esetben nagyon megnehezítette. E kérdések megoldásához az illit 'kristályosság', a vitrinit reflexióképesség és a karbonát geotermometria komplex alkalmazása nyujtott segítséget. Ily módon lehetővé vált kisshőmérsékletű (epi-, anchizónás) polimetamorf

MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA

szakaszok elkülönítése is.

(3) Az Igali egységben a regionális átalakulási fok térbeli eloszlása sokkal bonyolultabb annál, mint ahogyan azt Bérczíné-Makk (1988) lito- és biosztratigráfiai adatokon és analógiákon alapuló modellje feltételezte. Az Igali egység Északi zónájában is előfordulnak metamorf kőzetek, a Déli zóna Bérczíné-Makk által "anchimetamorf"-nak tartott finomtörmelékes kifejlődései között a kőzettani adatok alapján nem metamorf (diagenetikus), valamint anchi- és epizónás metamorf képződmények is előfordulnak. A vizsgált terület kiterjedését, a minták sporadikus, szabálytalan eloszlását is figyelembe véve jelenleg nincs reális lehetőség a különböző litológiájú és metamorf fokú zónák térképi elkülönítésére.

(4) Különös figyelmet kell fordítani a több fúrásban is észlelt, gyakori kataklasztikus deformációra, amelyet egyes esetekben retrográd metamorf (kishőmérsékletű anchizónás), más esetekben csak diagenetikus átkristályodosás kísért. Jelenleg nem dönthető el, hogy egy esemény különböző mélységi szintű megnyilvánulásait képviselik-e ezek a jelenségek, vagy különböző korú földtani folyamatokat tükröznek. E kérdés megoldásához több minta radiometrikus kormeghatározása szükséges.

(5) Az Északi zónában a dunántúli középhegységi típusú mezozóos aljzatot csak diagenetikus hatás érte (Sávoly). Ez a megállapítás összhangban van a Dunántúli Középhegység felszini előfordulásokból és mélyfúrásokból ismert mezozóikumának átalakulási fokával (lásd Viczián, 1974, 1975, 1987).

(6) Ezzel szemben az Északi zóna dinári típusú képződményeinek regionális átalakulási foka erősen változó: diagenetikus (Nikla), dinamotermális anchizónás (Öreglak) és kishőmérsékletű kontakt(?) metamorf (Buzsák, Újfalu).

(7) A Déli zóna dinári típusú mezozóikumából regionális epizónás (Semjénháza, Pat), anchizónás (Inke, Iharosberény és Bajcsa), valamint diagenetikus (Pátró, Liszó, Murakeresztúr) átalakulású kőzeteket írtam le.

(8) A regionális metamorfózis nyomásviszonyairól csak nagyon kevés adat volt nyerhető, mivel a minták döntő többségének litológiája és ásványegyüttesei nem feleltek meg a világos csillám b_o geobarometriai módszer követelményeinek. A sporadikus b_o adatok alapján kisnyomású (Öreglak, Inke) és közepes nyomású (Semjénháza) rendszerek

valószínűsíthetők.

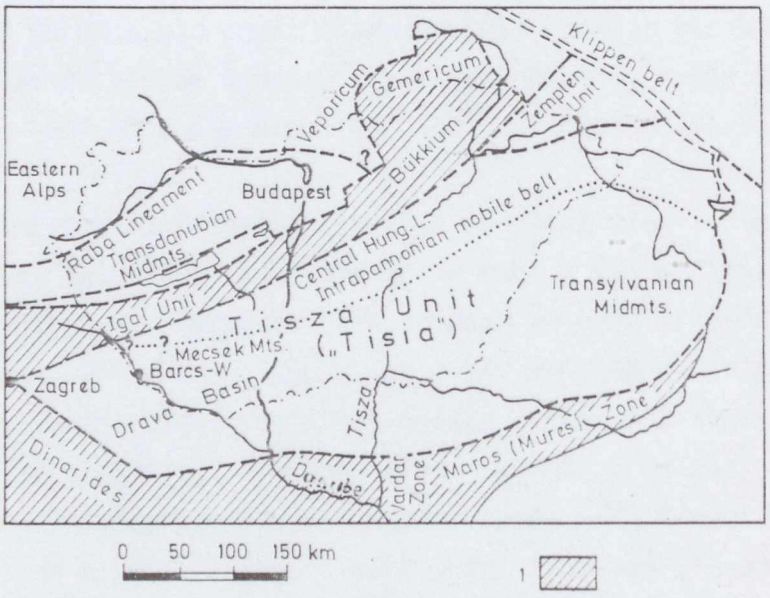
(9) Az újpaleozóos és triász üledékképződési korok, a nem metamorf harmadkori képződmények diszkordáns települési viszonyai alapján a kishőmérsékletű regionális metamorfózis legvalószínűbb kora alpi, kréta. A kontakt metamorfózis, a kataklasztikus deformáció, a retrográd metamorfózis és a kishőmérsékletű (hidrotermális?) átalakulások, mállás a mészalkáli vulkanizmussal és a Középmagyarországi lineamens mentén nagyméretű horizontális elmozdulásokkal jellemzett mezo-alpi tektonofázisokkal hozható kapcsolatba.

Az általam előkészített és ásvány-kőzettani módszerekkel jellemzett mintákon Balogh Kad., Kovách és Svingor által végzett radiometrikus mérések adatai alátámasztják a fent vázolt metamorf kronológiai modellt. (A K-Ar izotópos mérések a szericitben gazdag <2 μm szemcseméretű frakció mintákon készültek, míg a Rb-Sr modell korokat teljes kőzet mintákon kapták, a savanyú magmás kőzetekre jellemzőnek tartott iniciális $^{87}Sr/^{86}Sr$ izotóparány (0,708) felhasználásával.)

Az Újfalu U-I jelű fúrásból származó metahomokkő szericit K-Ar kora (187±7,1 millió év) a perm üledékképződés és az alpi (kréta?) metamorfózis közötti keverék korként értelmezhető, nem kapcsolható egy konkrét geológiai eseményhez. Az Öreglak Ög-1 jelű fúrás agyagpalájának szericit K-Ar kora (96,7±12,3 millió év) a regionális metamorfózis alpi (kréta) korát jelöli. Ugyancsak kréta metamorf kort kaptunk K-Ar módszerrel az Inke-I jelű fúrás metariolittufa mintájának (Inke-I.11) <2 μm szemcseméretű szericit frakcióján: 92,9±3,7 millió év. Ugyanezen magminta teljes kőzet Rb-Sr modell kora (184±51 millió év) a vulkanizmus feltételezett felső-triász kora és a metamorfózis kréta kora közötti. Az Inke-I jelű fúrás intermedier(?) metavulkanit mintájának (Inke-I.10) esetében a kisebb szericit K-Ar kor (61,7±2,4 millió év) poszt-metamorf, harmadkori hatásokat jelezhet. A Semjénháza Sem-3 jelű fúrás metariolittufájának nagyon kis szericit K-Ar és teljes kőzet Rb-Sr modell kor értékei (21,1±1,2 illetve 46±25 millió év) szintén kishőmérsékletű harmadkori eseményekkel (retrográd, kataklasztikus metamorfózis, kémiai mállás?) magyarázhatók.

(10) Az Igali egység Déli zónájában előforduló bizonyos anchi- és epizónás képződmények (Semjénháza, Iharosberény, Pat, részben Inke és Pátró) litotípusai és metamorf kőzettani jellemzői (mikroszerkezeti, metamorf fok és nyomás paraméterei) nagyon hasonlóak az Igali egységtől

délre, a Dráva medencében található Barcs-Nyugati terület mezozóos képződményeinek paramétereihez. Ez utóbbi képződmények feltehetően a dinári típusú mezozóikum allochton, a Tisza egység délnyugati peremének részei közé vagy azok felé transzportált darabját képviselik (lásd a 8. részt, illetve Árkai (1990) valamint Balogh et al. (1990) munkáit).



53. ábra: Magyarország tektonikai térképvázlata Kovács (1984) szerint, a Barcs-Ny-i terület feltüntetésével. 1 - alpi mobilis övezetek

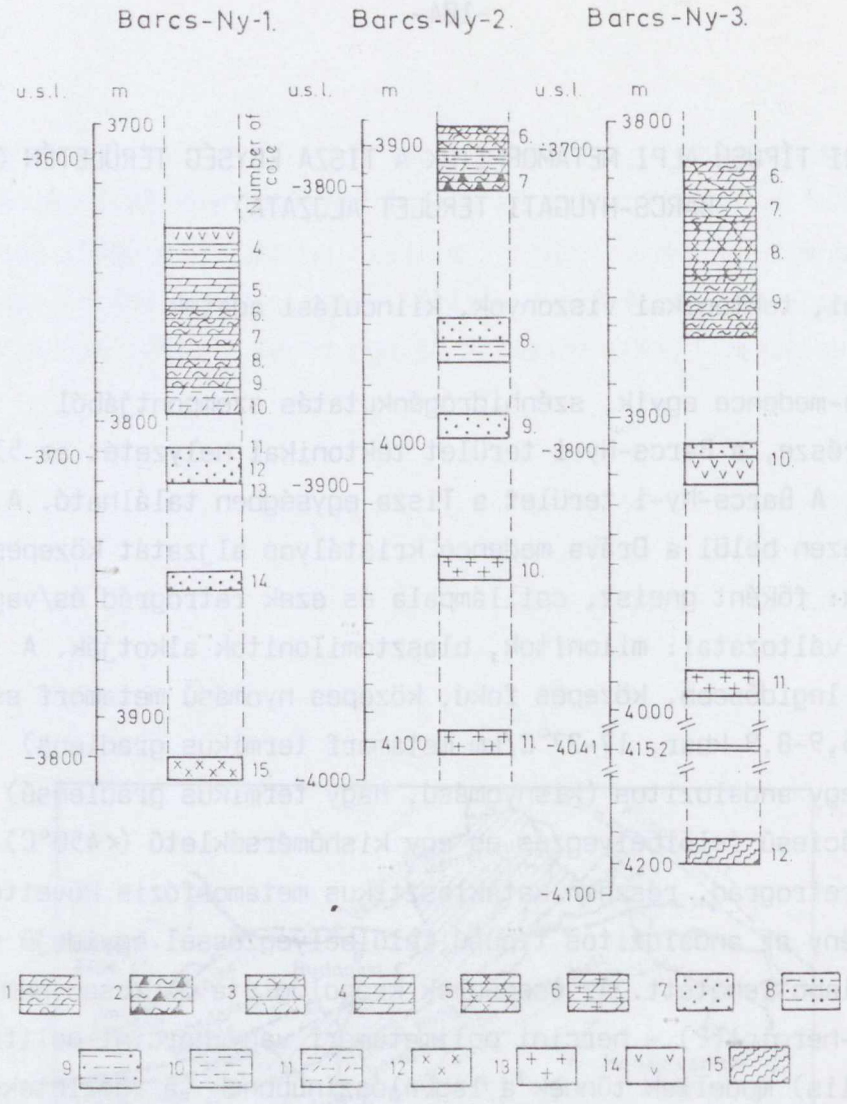
8. DINÁRI TÍPUSÚ ALPI METAMORFITOK A TISZA EGYSÉG TERÜLETÉN (A BARCS-NYUGATI TERÜLET ALJZATA)

8.1. Földtani, tektonikai viszonyok, kiindulási adatok

A Dráva-medence egyik, szénhidrogénkutatás szempontjából eredményes része, a Barcs-Ny-i terület tektonikai helyzetét az 53. ábra szemlélteti. A Barcs-Ny-i terület a Tisza egységben található. A Tisza egység, és ezen belül a Dráva medence kristályos aljzatát közepes fokú metamorfitok: főként gneisz, csillámpala és ezek retrográd és/vagy tektonizált változatai: milonitok, blasztomilonitok alkotják. A kimutatható legidősebb, közepes fokú, közepes nyomású metamorf eseményt (510-600°C/5,9-8,9 kbar, 17-27°C/km metamorf termikus gradiens) helyenként egy andaluzitos (kisnyomású, nagy termikus gradiensű) amfibolit fáciesű felülbélyegzés és egy kishőmérsékletű (<450°C), kisnyomású retrográd, részben kataklasztikus metamorfózis követte. Ez utóbbi esemény az andaluzitos típusú felülbélyegzéssel egyidejű vagy annál fiatalabb lehetett. Az események kronológiája pontosan nem ismert: pre-hercini(?) - hercini polimetamorf vagy hercini polifázisos (plurifaciális) modellek tűnnek a legvalószínűbbnek (a részleteket lásd Árkai (1984a) valamint Árkai et al. (1985) munkáiban).

A Barcs-Ny-i területen e polimetamorf aljzatra kishőmérsékletű metamorf képződmények települnek. A szakaszos magmintavétel miatt a kontaktus jellege nem ismert (54. ábra). A deformációs sajátságok különbségei alapján a két összlet együttes; szingenetikus gyűrődése nem valószínű. Az anchi-, epizónás összletben intenzív deformációs hatások nyomai (kaotikus gyűrődések, gyűrődéses klivázs, kataklasztikus deformáció) ismerhetők fel. Ezzel szemben a fekvő polimetamorf összletben a fentieknek megfelelő deformációs bélyegek nem észlelhetők. A jelentős metamorf fok különbség a két összlet metamorf folyamatainak eltérő korára vagy - egyidejű metamorfózis esetén - a két összlet közötti jelentős térbeli távolságra utalhat.

A Dráva-medence egyéb területein eróziós diszkordancia határ választja el a polimetamorf aljzatot a nem metamorf, terrigén törmelékes felső-karbon, főként karbonátos perm és mezozóos formációktól. A nem metamorf harmadkori képződmények - szintén eróziós diszkordancia határral - vagy közvetlenül a kristályos aljzatra, vagy az előbb felsorolt paleozóos - mezozóos képződményekre települnek



54. ábra: A Barcs-Ny-i terület aljzatát feltáró néhány, jellemző mélyfúrás kőzettani szelvénye. Jelölések: 1 - cipollino-szerű dolomitmárvány fillit sávokkal és lencsékkel; 2 - anhidrites dolomitmárvány fillit sávokkal; 3 - breccsásodott dolomitmárvány; 4 - dolomitmárvány; 5 - albitosodott (metaszomatikus?) dolomitmárvány; 6 - dolomitmárvány metariolit törmelékkel; 7 - metahomokkő; 8 - fillit sávos metahomokkő; 9 - fillit (metahomokkő és /vagy metaaleurit közbetelepülésekkel); 10 - fillit; 11 - karbonátos (főleg dolomitos) fillit; 12 - metariolittufa; 13 - metariolit; 14 - intermedier (?) metavulkanit; 15 - közepes fokú (amfibolit fáciesű) csillámpala

(Bardócz, 1973-1986).

Korábban sem földtani sem kőzettani adatokat nem publikáltak a kérdéses kishőmérsékletű metamorf képződményekről. Az első makro- és mikroszkópos anyagvizsgálati eredményeket Balázs (1980) ipari jelentésben foglalta össze. Balázs szerint a Barcs-Ny-1 jelű mélyfúrás rétegsora dolomitpala, karbonátos üledék és bázisos vulkáni tufa keveredéséből származó, cipollino-szerű, szerpentin tartalmú, szericit és klorit sávos dolomitmárvány, dolomitfillit, fillit, kvarcporfir, metahomokkő és kvarcit kőzettípusokból áll. A Szendrői-hegység paleozóikumával, esetleg a Bükk-hegységi triásszal feltételezett litológiai analógiák alapján Balázs a képződmények korát devon, esetleg triász időszakinak valószínűsítette.

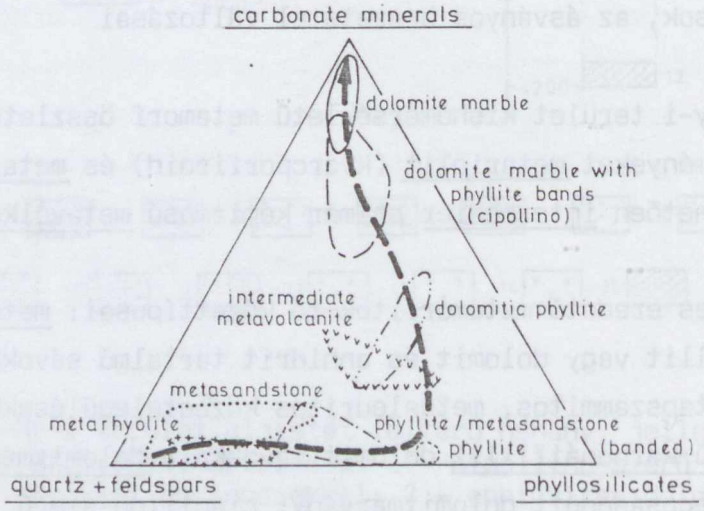
8.2. Kőzettípusok, az ásványos összetétel változásai

A Barcs-Ny-i terület kishőmérsékletű metamorf összletében a magmás eredetű képződményeket metariolit (kvarcporfiroid) és metariolittufa, valamint feltehetően intermedier primér kémizmusú metavulkanit képviseli.

Az üledékes eredetű metamorfitok fő kőzettípusai: metahomokkő (helyenként fillit vagy dolomit és anhidrit tartalmú sávokkal); fillit (esetenként metapszammitos, metaaleuritos közbetelepülésekkel); cipollino-szerű karbonátfillit dolomit sávokkal; dolomitmárvány és változatai: breccsásodott dolomitmárvány; cipollino-szerű dolomitmárvány, hálózatot alkotó fillit sávokkal, lencsékkel; albitban gazdag (metaszomatikus?) dolomitmárvány; dolomitmárvány metariolittufa anyaghozzákeveredéssel. (A főbb kőzettípusok mikroszkópos szöveti képeit Árkai (1983b, 1984b, 1990a) kutatási jelentései illetve publikációja tartalmazzák.)

A különböző kőzettípusok vertikális szelvénybeli eloszlását az 54. ábra szemlélteti. A kishőmérsékletű metamorf összletet feltehetően tektonikus diszkordancia felület választja el a közepes metamorf fokú fekvőtől, amit a Barcs-Ny-3.12 és -5.3 magminták sztaurolitos, gránátos biotit-muszkovitpala illetve ennek erősen kloritosodott anyagai képviselnek.

A kishőmérsékletű metamorf összlet legalsó részét metariolit és metariolittufa alkotja. A vulkanitokra földpát-mentes, kvarcban gazdag metahomokkő települ. A Barcs-Ny-3 jelű fúrásban a metahomokkő rétegek



55. ábra: A Barcs-Ny-i terület kishőmérsékletű metamorf aljzatát alkotó kőzettípusok ásványos összetétele (a nyil a változások trendjét jelöli a földtani szelvényben alulról felfelé)

intermedier(?) kémizmusú, részben breccsásodott metavulkanit közbetelepülést tartalmaznak. A szelvényben felfelé haladva kezdetben a fillites (pelites-aleuritos) majd a karbonátos (dolomitos) közbetelepülések válnak mind gyakoribbá, a pszammitos törmelékanyag mennyisége felfelé csökken. Még feljebb a pszammitos alkotó kimarad, és sajátos, inhomogén, összetett, a cipollinohoz hasonló kőzettípusok találhatók. E kőzetek finomtörmelékes és karbonátos üledékek üledékképződéssel egyidejű és azt követő keveredésével keletkezhettek. A Barcs-Ny-1 és -3 jelű fúrásban dolomitmárvány alkotja az összlet felső részét.

Normális (nem fordított) települési viszonyokat feltételezve az 55. ábra nyila az ásványos összetétel változásainak fő trendjét mutatja a három fő üledéktipus (karbonátos, pelites és pszammitos üledékek) arányait reprezentáló háromszög diagramon. A rétegtani szelvény alsó részén a (kvarc+földpát)/filloszilikát arány, a felsőbb részeken a szilikátásványok/karbonátásványok hányados változik jelentősen. Említésre érdemes, hogy a különböző metavulkanitok (másodlagos) ásványos összetételei ebben a projekcióban nagyon hasonlóak az üledékes eredetű metamorfitok összetételeihez.

A XXXVII. táblázat a fő kőzettípusok átlagos ásványos összetételeit tartalmazza.

A metariolitot és a metariolittufát nagy kvarc, jelentős albit, káliföldpát és szericit valamint kis dolomit tartalom jellemzi.

A nagy kvarc tartalom és a földpátok, kőzettörmelékek és a klorit hiánya alapján a metahomokkő erősen osztályozott szemcse-eloszlású törmeléke kémiailag erősen mállott ("érett") törmelékanyagot képvisel.

Az intermedier(?) metavulkanit fő ásványai: szericit, kvarc, dolomit, albit és káliföldpát.

A pelites - aleuritos - pszammitos eredetű keverék kőzetekben a metahomokkőhöz viszonyítva nő a szericit, csökken a kvarc mennyisége.

A szelvény felső részében a karbonátos (főként dolomitos) anyag dominál. A cipollino-szerű kőzetek karbonátmentes részeiben a filloszilikátok uralkodnak (szericit≫klorit), a kvarc mennyisége szintén jelentős, míg a földpátok (elsősorban az albit) mennyisége alárendelt.

Néhány (az alábbiakban részletezendő) esettől eltekintve nem találtam sem összetételbeli sem kőzetszöveti bizonyítékokat a vulkanogén és üledékes anyagok Balázs (1980) szerint általános,

intenzív keveredésére. A Balázs által említett szerpentin ásvány röntgendiffraktométeres módszerrel nem volt igazolható. Néhány, feltehetően riolitos eredetű kvarc és földpát porfiroklasztot tartalmazó dolomit mintától eltekintve magmás ásványok, pszeudomorfózák, szövet reliktumok nem voltak kimutathatók a cipollino-szerű kőzetekben. A Szendrői- és az Upponyi-hegység cipollino jellegű, kevert, vulkanogén-üledékes kőzeteinek oxidativ (hematitos) jellegével (Árkai, 1977, Árkai et al., 1981) ellentétben a Barcs-Ny-i terület cipollino kőzetei mindig pirit tartalmúak. Ily módon az adott területen vulkáni anyag hozzákeveredése a karbonátos üledékhez nem bizonyítható, nem valószínű. Ha volt is ilyen, akkor az csupán nagyon finom szemcsés, (halmirolitikusan?) mállott törmelékanyag lehetett. A kőzettani sajátságokon kívül a fő- és nyomelemgeokémiai adatok sem szolgáltattak bizonyítékokat vulkanogén anyag jelenlétéről a cipollinoban (Árkai, 1990a).

8.3. Mikroszerkezeti tulajdonságok

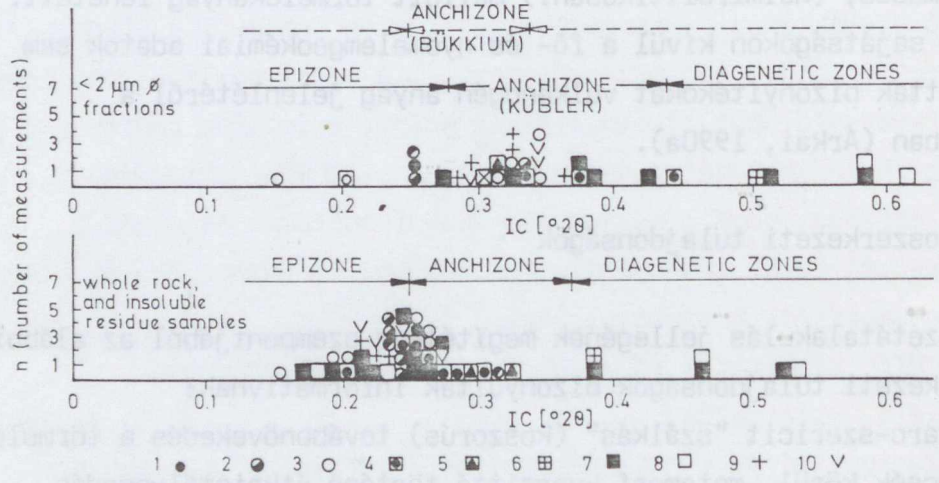
A kőzetátalakulás jellegének megítélése szempontjából az alábbi mikroszerkezeti tulajdonságok bizonyultak informativnak:

- kvarc-szericit "szálkás" (koszorús) továbbnövekedés a törmelékes kvarcszemcsék körül, metamorf kvarcittá történő átkristályosodás metahomokkőben;
- gyűrődéses klivázs, szericit kitüntetett (foliációs) szemcse orientációja fillitben;
- gyűrt fillites sávok, lencsék a kevert (cipollino jellegű) kőzettípusoknál;
- az átkristályosodott, anizometrikus karbonátszemcsék kitüntetett (foliációs) orientációja a márványok mátrixában.

Az intenzív szin-metamorf deformáció alapján az átalakulás regionális (dinamotermális) jellegű volt. A mikroszerkezeti bélyegek az anchizóna nagyhőmérsékletű vagy az epizóna kezdeti, kishőmérsékletű részének megfelelő körülményekre utalnak.

8.4. Metamorf ásványegyüttesek

A vizsgált összlet különböző kőzettípusainak metamorf ásványegütteseit az alábbi ásványok alkotják: kvarc, szericit ± dolomit



56. ábra: A különböző kőzettípusok és <2 µm szemcseméretű frakcióik illit 'kristályossági' értékeinek (IC) hisztogramjai (Barcs-Ny-i terület kishőmérsékletű metamorf aljzata). Jelölések: 1 - fillit; 2 - fillit és metahomokkő különböző részarányú közbetelepülései; 3 - metahomokkő; 4 - karbonátos (dolomitos) fillit; 5 - anhidrites dolomitmárvány fillit sávokkal; 6 - dolomitmárvány metariolit törmelékkel; 7 - cipollino-szerű dolomitmárvány fillit sávokkal és lencsékkel; 8 - dolomitmárvány; 9 - metariolit és -tufa; 10 - intermedier(?) metavulkanit

(ankerit), albit, káliföldpát, klorit, kalcit, sziderit, pirit, hematit, tremolit és anhidrit. Ezek az ásványegyüttesek széles hőmérséklet tartományban (az anchi- és az epizónában is) stabilisak.

A biotit hiánya 400-450°C-nál kisebb hőmérsékletet valószínűsít (Winker, 1979; Ferry, 1984).

Csak egy (dolomitos fillit) minta tartalmaz kvarccal, szericittel és klorittal érintkező, nyomnyi mennyiségű tremolitot. Šuk (1983) szerint a kevés vasat tartalmazó tremolit kovás-dolomitos kőzetekben, Fe^{2+} ionok jelenlétében már viszonylag kis, kb. 300°C hőmérsékleten is képződik, a dolomit (ankerit) + kvarc + H_2O --> tremolit (aktinolit) + kalcit + CO_2 reakció révén.

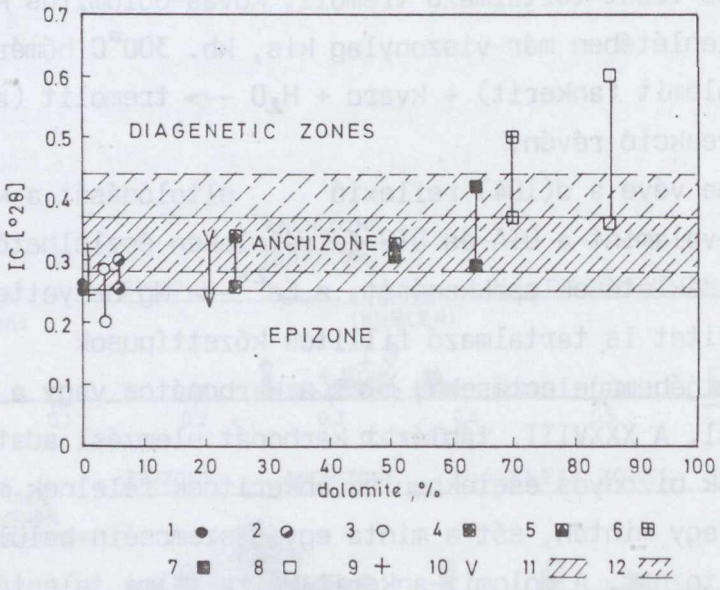
Figyelembe véve a d(104) reflexió eltolódását a kisebb 2θ értékek felé, valamint a DTA és DTG felvételeken észlelhető endoterm reakciók hőmérsékletének csökkenését, a Fe^{2+} --> Mg helyettesítés a gyakran szideritet is tartalmazó fillites kőzettípusok dolomit-ankeritjében jelentősebb, mint a karbonátos vagy a kevert kőzettípusoknál. A XXXVIII. táblázat karbonát elemzési adatai alapján a Fe^{2+}/Mg arányok bizonyos esetekben az ankeritnek felelnek meg. A Fe^{2+}/Mg arány egy mintán, sőt a minta egyes szemcséin belül is jelentősen változhat. A dolomit-ankerit Mn tartalma jelentéktelen.

A vizsgált kőzettípusok mindegyikében a plagioklászt rendezett (kis hőszintű) albit képviseli (átlagosan: 2θ(131)-2θ($1\bar{3}1$) = 1,14).

Az anhidrit általában a breccsásodott kőzetek repedéseit tölti ki, de ritkábban a kőzetek alapanyagában is előfordul. Az anhidrit-dús sávok, érkitöltések határai diffúz jellegűek. Az anhidrit eredete pontosan nem ismert:a szöveti jellegek alapján a kőzetek már a metamorfózis előtt vagy alatt is tartalmazhattak anhidritet.

8.5. Illit 'kristályosság'

Az IC értékek hisztogramjait az 56. ábra szemlélteti. A teljes kőzet valamint az oldási maradék mintákon mért IC értékek átlaga az anchi-/epizóna határnak felel meg, a <2 μm szemcseméretű frakció minták IC értékeinek átlaga a Kübler-féle anchizónába esik. (Az "érett", kémiailag erősen mállott detrituszt tartalmazó finomtörmelékes valamint a dolomitos kőzeteknél a Kübler által eredetileg pelites-márgás kőzetekre meghatározott IC értékek megfelelőbbnek tűnnek, mint a Bükkium kevésbé "érett" törmelékes összleteire meghatározott



57. ábra: Összefüggés a különböző kőzettípusok illit 'kristályosság' értékei és dolomit tartalma között, a Barcs-Ny-i terület aljzatának példáján. A folyamatos vonallal összekötött jel-párok a teljes kőzet vagy oldási maradék mintákat (alsó értékek) és ezek <2 µm szemcseméretű frakcióit (felső értékek) képviselik. Jelölések: 1-től 10-ig lásd az 56. ábra magyarázatát; 11 - a teljes kőzet és oldási maradék mintákon meghatározott anchizóna intervalluma; 12 - a <2 µm szemcseméretű frakció mintákra vonatkozó, Kübler-féle, sztenderdek segítségével kalibrált anchizóna intervalluma

IC-határok.)

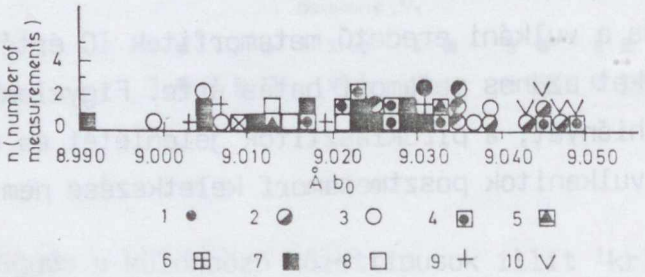
A különböző kőzettípusok átlagos IC értékeit (XXXIX. táblázat) összehasonlítva összefüggés észlelhető a litológiai viszonyok és az IC között (57. ábra). Ez arra utal, hogy a regionális metamorfózis nem volt elég intenzív a különböző litotípusok eredeti különbségeinek (változó mértékű csillám-átöröklés, különböző mállási állapot, stb.) és/vagy a diagenezis és a kezdeti metamorfózis során meglévő különbségek (a karbonátos mátrix filloszilikát aggradációt késleltető, izolációs hatásának) eltüntetéséhez. A karbonát (elsősorban dolomit) tartalom növekedésével mind a teljes kőzet és oldási maradék minták, mind ezek <2 μm szemcseméretű frakcióinak IC értékei nőnek. A metamorf zóna jelzésére a normál tengeri finomtörmelékes (pelites - aleuritos - márgás) kőzetek IC átlagai használhatók csak fel (Kübler, 1975, 1990). A vizsgált összletből e litofáciesek IC értékeit kiválasztva megállapítható, hogy a Barcs-Ny-i területet nagyhőmérsékletű anchizónás (átmeneti anchi-, epizónás) metamorf hatás érte, amelynek megközelítő hőmérséklete 300-350°C volt.

Az üledékes és a vulkáni eredetű metamorfitok IC értékei hasonlóak, így ezeket azonos metamorf hatás érte. Figyelembe véve a kotakt jelenségek hiányát, a piroklasztitok jelenlétét és az azonos metamorf fokot, a vulkanitok posztmetamorf keletkezése nem valószínű.

8.6. Világos csillám b_o-geobarometria

A Barcs-Ny-i terület világos csillám (szericit) b_o rácsparaméter értékei 8,990 és 9,050 Å között erősen szórnak, hisztogramjukon jól definiálható maximum nem látható (58. ábra). Az átlag szórása meglehetősen nagy: b_o = 9,026±0,014 Å, n = 47.

A vizsgált litotípisok b_o értékei között bizonyos különbségek észlelhetők (XXXIX. táblázat). A legnagyobb b_o átlagot (és következésképpen, a legnagyobb $(Fe^{2+}+Mg) \rightarrow Al$ helyettesítést) az intermedier metavulkanitban észleltem (9,046 Å). A metapelites, -pszammitos kőzetek átlagos b_o értékei valamivel nagyobbak a dolomitmárvány és a cipollino jellegű kőzetek megfelelő átlagainál. Ez a tendencia megfelel Geyssant et al. (1973) megállapításának, és ellentmond Árkai (1982a, 1983a) bükkiumi paleozóos és mezozóos képződményeknél észlelt megfigyeléseinek. (Megjegyzendő, hogy míg a Bükkium esetében a kalcit, addig a Barcs-Ny-i területen a dolomit



58. ábra: Az illit-muszkovit (fengit) b_o rácsparaméter értékeinek eloszlása a Barcs-Ny-i terület kishőmérsékletű metamorf aljzatának különböző kőzettípusaiban. A jelmagyarázatot lásd az 56. ábránál

(ankerit) a domináns karbonátásvány.)

Egy jellemző fillit minta szericitjének kémiai összetételét és szerkezeti képletét a XL. táblázat tartalmazza. A nagy Fe, Mg és Si tatalom, kis Al^{IV} tartalom alapján a szericit fengites összetételű.

A vizsgált minták kémiai és ásványos összetétele - elsősorban a jelentős karbonát tartalom miatt - szigorúan véve nem felel meg a Guidotti és Sassi (1976) által geobarometriai célra alkalmasnak tartott minták kritériumainak. Figyelembe véve Padan et al. (1982) munkáját, akik a b_o geobarometriai módszert az anchizóna nagyobb hőmérsékletű részére is kiterjesztették, valamint Frey (1988) újabb eredményeit, aki maximálisan kb. 40 súly-% karbonátásvány (kalcit) tartalomig nem talált korrelációt a karbonát mennyisége és a világos csillám b_o értéke között, mégis megkíséreltem a b_o módszer alkalmazását.

A kvarc, albit, szericit, <20 súly-% dolomit, valamint pirit és nyomnyi klorit tartalmú fillit minta b_o értéke 9,025 Å. Hasonló átlagot kaptam az ugyancsak kvarc, albit, szericit tartalmú, de lényegesen több dolomitot tartalmazó keverék kőzetekre (cipollino, stb.) is: b_o = 9,023±0,008 Å, n = 12. E minták nem tartalmaztak káliföldpátot. Egy megfelelő ásványos és kémiai összetételű metariolit minta szericit b_o értéke is hasonló (9,018 Å).

A kvarc, albit, szericit, pirit és mérsékelt mennyiségű karbonátásvány tartalmú metapelitek és metapelitet tartalmazó karbonátos keverékkőzetek b_o értékei (9,023-9,025 Å) alapján közepes nyomástartományú regionális metamorfózis tételezhető fel. E hipotézis bizonyításához a karbonát (dolomit-ankerit) tartalom hatásának további vizsgálata szükséges, jóllehet jelenleg úgy tűnik, hogy a plagioklász (albit) jelenléte vagy hiánya sokkal erősebben befolyásolja a szericit-b_o értéket, mint a karbonátásványok mennyisége (Az albit-mentes minták b_o értékei lényegesen nagyobbak, mint az albitot is tartalmazó minták megfelelő értékei.)

8.7. A földtani és kőzettani korreláció lehetőségei

A Barcs-Ny-i terület előbbiekben jellemzett anchi-, epizónás metamorf összlete sajátos, exotikus földtani testet alkot a Tisza egységben, amelynek magyarországi részén hasonló jellegű képződmények másutt nem ismeretesek.

A lemeztektonikai értelmezések (Kovács, 1982a; Kázmér és Kovács,

1985; Haas, 1987; Balla, 1988) szerint a Tisza egység a Tethys északi (stabilis európai) határ-területéről származik, és mezo-alpi, főként horizontális blokk ("mikrolemez") mozgásokkal került jelenlegi helyzetébe. A Tisza egység aljzatát pre-hercini(?) - hercini amfibolit fáciesű polimetamorfózis, egyes zónákban intenzív szin-kinematikus, és sporadikus késő-kinematikus hercini granitoid magmatizmus jellemzi (Lelkes-Felvári és Sassi, 1981; Szederkényi, 1984; Árkai, 1984a; Árkai et al., 1985; Buda, 1985). Ez az egység az alpi tektonociklusban a Pannon medence egyik legmerevebb (konszolidáltabb) kéreg-részét alkotta. A Tisza egységben az újpaleozóos és mezozóos képződmények eddigi ismerreteink szerint nem szenvedtek regionális metamorfózist. Az alpi ciklus (többnyire feltételezett!) metamorf hatásai csak a pre-hercini(?) - hercini aljzatra korlátozódtak. (Megjegyzendő, hogy a hercini és az esetleges alpi retrográd, kishőmérsékletű zöldpala fáciesű illetve anchizónás átalakulásokat ezideig nem sikerült rendszeresen elkülöníteni az aljzatban: e kérdés megoldása további részletes izotópgeokronológiai vizsgálatot igényel.)

Őslénytani adatok hiányában az exotikus helyzetű Barcs-Ny-i összlet földtani-tektonikai kapcsolatait első közelítésben csak litosztratigráfiai analógiák alapján kereshettük. A litosztratigráfiai korrelációra az alábbi lehetőségek merültek fel:

(1) hasonlóság az ÉK-magyarországi, dinári típusú paleozóos, illetve triász képződményekkel, a cipollino-szerű márvány kifejlődések, illetve a "kvarcporfir" vulkanizmus alapján (Balázs, 1980). Mint már arra a 8.2. részben utaltam, az ásványos összetétel adatok nem támasztják alá a szendrői és upponyi cipollinoval feltételezett rokonságot. A fő különbségek a következők: dolomitos (ankerites) összetétel, reduktiv üledékképződési és -átalakulási viszonyok (pirit), kis klorit tartalom a Barcs-Ny-i terület kőzeteinél, kalcit, oxidativ viszonyok (hematit), vulkáni és karbonátos üledékes anyag keveredés jegyei, biotit és epidot sporadikus előfordulása a Bükkium paleozóos cipollino kifejlődéseiben.

(2) Meglepő hasonlóságot észleltem a Barcs-Ny-i terület szelvénye és a Keleti Alpok paleozóikumának rétegsora között (Árkai, 1984b). Schönlaub (1979) összefoglalása szerint a felső-ordoviciumi savanyú vulkanizmust (kvarcporfir = porfiroid =Blasseneckporphyroid) kvarchomokkő, kvarcit, arkóza, fillit, és (már a szilurban is, de főleg

a devonban) bázisos - intermedier vulkáni közbetelepüléseket, és helyenként Fe-metaszomatózis nyomait tartalmazó karbonátos sorozatok követik. E hasonlóságot korrelációs hipotézisként elfogadva a Barcs-Ny-i összlet primér kora a felső-ordoviciumtól a devonig terjedne, a regionális metamorfózis legvalószínűbb kora hercini lenne. Természetesen egy alpi metamorf felülbélyegzés - vagy a hercini metamorfózis hiányában - egy alpi metamorf esemény sem zárható ki teljes biztonsággal. E korreláció valószínűségét a Keleti Alpok és a Tisza egység közvetlen tektonikai kapcsolatának hiánya erősen csökkenti.

(3) A kérdéses összlet a Belső Dinaridák mezozóos (triász) képződményeinek alpi anchi-, epizónás metamorf részével mutat rokonságot. Ez utóbbiak allochton részeket alkotva az Igali egységben is megtalálhatók (lásd a 7. részt).

A Dráva-medence (Tisza egység) jugoszláviai részén, Molve területén több mélyfúrás tárt fel palás metahomokkő, agyagpala és fillit képződményeket. Ezek feküjét csillámpala, (gyakran retrográd metamorfózist szenvedett) paragneisz valamint granitoidok alkotják. E kőzetek, valamint az Északi Dinaridákban felszínre került megfelelőik primér (magmás, üledékes) és metamorf kora pontosan nem ismert (Pamić, 1986): legalábbis részben az Északi-Dinaridák alpi gránit - metamorfit összletéhez tartozhatnak. Ezt a hipotézist támasztják alá az újabb adatok is (Pamić, 1991): a Molve területtől délre, a Moslavacka Gora területén mélyült egyik fúrásban a nagyon kisfokú metamorf(?) metahomokkövek és agyagpalák Globotruncana tartalmú kristályos mészkővel váltakoznak. Najdenovski et al. (1983) Vinkovci térségéből írtak le "anchi-, epimetamorf" dolomit, agyagpala és márvány kőzeteket.

A földrajzi közelség, a tektonikai kapcsolat, valamint a Barcs-Ny-i terület képződményeihez hasonló kőzettípusoknak a Tisza egység jugoszláviai területén észlelt gyakori előfordulása miatt a (3) litosztratigráfiai korreláció a legvalószínűbb. Munkahipotézisként ezt elfogadva a Barcs-Ny-i terület alpi metamorf összletének jelenlegi allochton helyzetét az alpi tetknociklusban viszonylag stabilis Tisza egységen belül csak nagyméretű mezo-alpi tektonikai mozgásokkal magyarázhatjuk. E mozgások jellegéről azonban nincsenek ismereteink. Áttolódások és száz kilométeres nagyságrendű takaró-mozgások; vagy a Tiszia "mikrolemez" DNy-i peremének horizontális elmozdulásokkal jellemzett törések mentén végbemenő felszakadása, részekre tagolódása,

és a Dinaridák metamorf mezozóikumának "becsípődése" a Tisza egység részei közé - mind elfogadható, de konkrét bizonyítékokkal nem rendelkező magyarázat-lehetőségek.

8.8. Radioizotópos adatok földtani értékelése

Az ásvány-kőzettani módszerekkel előzetesen jellemzett teljes kőzet és frakció minták Rb-Sr és K-Ar izotópos mérési eredményeit és kor adatait a XLI. táblázat foglalja össze. Az izotópgeokronológiai eredmények értelmezését, az értelmezés problémáit Balogh et al. (1990) munkája részletesen tárgyalja, itt csupán a metamorf kőzetgenetika és földtani fejlődéstörténet szempontjából fontos vonatkozásokra térek ki.

Mind a közepes metamorf fokú aljzat, mind az anchi-, epizónás összlet kor adatai erősen szórnak, ami arra utal, hogy izotópos egyensúlyok nem alakultak ki a metamorfózis során és/vagy felbomlottak a metamorfózis után.

Ennek ellenére az említett két kőzetcsoport kor értékei között jelentős különbség van, ami a két egység eltérő metamorf és lehülési történetét jelzi.

A közepes fokú aljzat csillámpala mintájának teljes kőzet Rb-Sr modell kora a korai hercini (breton) vagy késői kaledoni (takoni) tektonofázisnak felelhet meg. Ez a modell kor összhangban van az aljzat polimetamorf fejlődéstörténetére vonatkozó geológiai értelmezéssel (lásd a 8.1. részt). Ghent és Stout (1981) plagioklász - biotit - gránát - muszkovit termobarométerét alkalmazva a Barcs-Ny-5.3 jelű gránátos biotit-muszkovitpalára 543°C és 9,0 kbar értékeket kaptam (Árkai, 1984b). Ezek az értékek azt jelzik, hogy az aljzat e részén az idősebb, közepes nyomású ("Barrow típusú") metamorf ásványegyüttest nem bélyegezte felül a fiatalabb hercini, kisnyomású (andaluzitos) esemény. A csillámpala különböző ásványfrakció mintáinak Rb-Sr és K-Ar kor adatai 207 és 276 millió év között szórnak. Ennek alapján a hercini metamorfózison kívül fiatalabb (alpi) hőhatást és/vagy a vizsgált fázisok részleges át-strukturálódását is figyelembe kell venni, mivel még a 276±11 millió év is túl fiatal ahhoz, hogy esetleges hercini lehülési korként értékelhessük. (A D-Dunántúlon ugyanis valószínűleg már a felső-karbonban, bizonyítottan pedig már az alsó-permben megkezdődött a hercini metamorfitok és granitoidok lepusztulása.)

A részleges "fiatalodás" ellenére a közepes fokú aljzat kor adatai

lényegesen nagyobbak, mint az anchi-, epizónás összlet megfelelő adatai.

Ez utóbbi összlet riolitos vulkanizmusa primér korának megállapítását a teljes kőzet mintákon, Rb-Sr izokron módszerrel kíséreltük meg. Három minta alapján egy $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,702 kezdeti izotóparánnyal jellemzett, nagy bizonytalansággal terhelt 211±52 millió éves izokron volt meghatározható. Ez a körülbelül a triász/jura határnak megfelelő adat a vulkanizmus valószínű minimális korának tekinthető. A metariolit kőzet Rb-Sr izotóprendszerében csekély változást feltételezve, és a dinári-bükki rétegtani analógiákat felhasználva a savanyú vulkanizmus felső-triász kora tűnik a legvalószínűbbnek. (Hasonló kort határoztunk meg a kelet-bükki bimodális vulkanizmus savanyú kifejlődéseire is (lásd Kovách et al., 1985). A "geoszinklinális" jellegű bimodális triász vulkanizmus termékei a Dinaridákban és azok transzportált részeiben (Igali egység) is gyakoriak.) A kezdeti izotóparány - noha nagy bizonytalansággal terhelt - az óceáni bimodális vulkanizmus savanyú kifejlődéseire jellemző.

Mivel az intermedier metavulkanit teljes kőzet Rb-Sr modell kora (96±28 millió év) lényegében megegyezik a <2 μm szemcseméretű frakció minták Rb-Sr modell koraival (93±27 - 74±22 millió év), így joggal feltételezhető, hogy a kőzet Rb-Sr izotóprendszere a regionális metamorfózis során teljesen átrendeződött. Tehát jelenleg nincs izotópos adatunk az intermedier magmatizmus koráról. Földtani analógiák alapján a triász kor tűnik valószínűnek.

Összegezve: figyelembe véve a savanyú vulkanizmus korára vonatkozó bizonytalan adatokat, a Dinaridákkal való kapcsolatot (lásd a 8.7. részt) és a közepes fokú aljzattól való lényeges kor-eltérést, az anchi-, epizónás összlet mezozóos (triász) primér (magmás, üledékes) kőzetképződési kora a legvalószínűbb, természetesen további igazolást igénylő munkahipotézis.

A regionális metamorfózis korának meghatározására a szericitben gazdag, <2 μm szemcseméretű frakciók Rb-Sr és K-Ar kor adatait használtam fel.

E frakciók Rb-Sr modell kor adatai 200 és 74 milló év valamint 47 és 36 millió év között két csoportot alkotnak. A különböző litofáciesekre az alábbi értékek illetve tartományok adódtak:

- metariolit: 122±15 millió év;

- intermedier metavulkanit: 93±27 - 74±22 millió év;
- metahomokkő: 200±44 millió év;
- fillit: 137±70 - 47±17 millió év;
- cipollino (dolomitmárvány): 36±16 millió év.

Annak ellenére, hogy a szericit Rb-Sr adatok nagy szórásúak és modell kor jellegük miatt nagy bizonytalansággal terheltek, egy, kb. 130 és 75 millió év közötti, eo-alpi (kréta) regionális metamorfózis és egy fiatalabb, harmadkori termikus esemény különíthető el. (A metahomokkő esetében a világos csillám átöröklés okozhatta az idősebb kort, míg bizonyos fillitek és a cipollino-szerű kőzetek esetében a harmadkori tektonikai-termikus esemény tűnik dominánsnak.)

A Rb-Sr adatokkal ellentétben a szericitben gazdag, <2 μm szemcseméretű frakciókon kapott K-Ar kor adatok csak a fiatalabb, harmadkori tektonikai-termikus eseményt tükrözik. Ezek a K-Ar korok 34,9 és 17,6 millió év között szórnak, 26,5±5,4 millió éves átlagot alkotva (n=8). A különböző kőzettípusok ezen kor-értékei között nincsenek jelentős, szabályszerű különbségek (lásd a XLI. táblázatot).

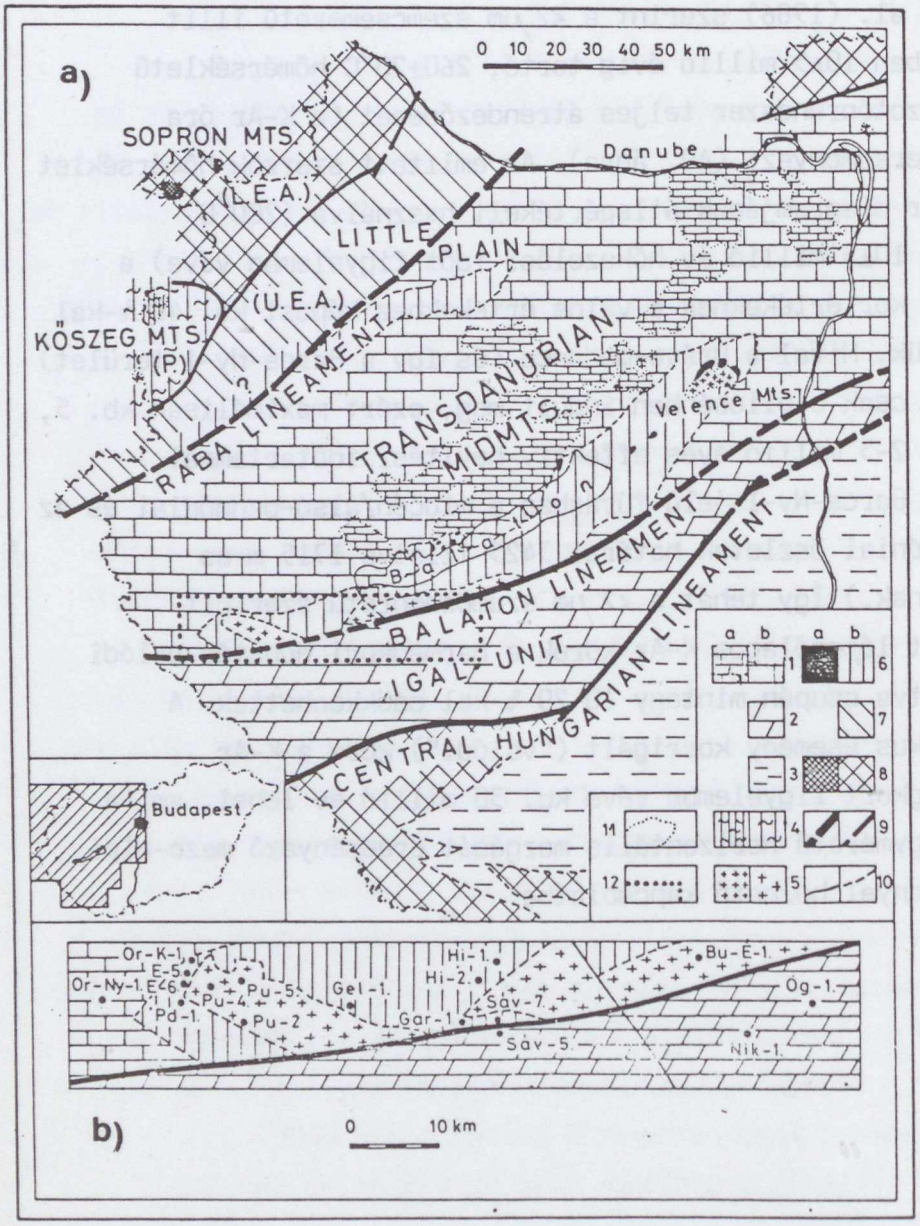
A metariolit esetében a harmadkori termikus hatás a teljes kőzet K-Ar koránál is észlelhető. A kőzet teljes világos csillám (szericit) frakcióján illetve <2 μm szemcseméretű szericit frakcióján kapott kor értékek különbsége (41,0±1,6 illetve 28,8±1,2 m.é.) a K-Ar izotóprendszer záródási hőmérsékletének a szemcseméret csökkenésével arányos csökkenésével (350°C a muszkovitra, lásd Purdy és Jäger (1976), és 260±20°C a <2 μm szemcseméretű illit-szericitre, lásd Hunziker (1986)), és/vagy a radiogén argon csökkenő szemcsemérettel növekvő migrációs képességével magyarázható. A harmadkori esemény "felülbélyegzés" jellegét figyelembe véve az utóbbi magyarázat valószínűbb.

A részlegesen albitosodott káliföldpát minta anomálisan nagy K-Ar korának értelmezéséhez Balogh Kad. et al. (1990) a földpátok záródási hőmérsékletének illetve Ar-felvevő és leadó sajátosságainak problematikáját diszkutálták.

A K-Ar kor adatok korrekt értelmezéséhez a jelenlegi geotermikus viszonyokkal és ezek következményeivel is számolnunk kell. A Barcs-Ny-1 jelű fúrásban az alábbi (kvázi-egyensúlyi) hőmérsékleteket mérték: 178°C 3724 m-es és 189°C 3885 m-es mélységben. Következésképpen 4000 m körül, azaz a legtöbb minta származási mélységében kb. 200°C jelenlegi hőmérséklet tételezhető fel. Ez - figyelembe véve a medence fiatal,

aktiv süllyedő jellegét - a neogén medencefejlődés maximális hőmérsékleteként értelmezhető.

Hunziker et al. (1986) szerint a <2 µm szemcseméretű illit (szericit) esetében 10±5 millió évig tartó, 260±20°C hőmérsékletű hőhatás a K-Ar izotóprendszer teljes átrendeződését (a K-Ar óra "nullázódását") eredményezi (40. ábra). Az említett szerzők hőmérséklet - látszólagos kor diagramjának átlagértékeit használva (200°C hőmérsékletet és 10±5 millió év hőkezelési időt figyelembe véve) a látszólagos K-Ar kor értékeknek a valós értékekhez képest kb. 40 %-kal kellene csökkeniük. Mivel a Dráva-medence (és így a Barcs-Ny-i terület) gyors süllyedése csak a pliocénben indult meg, ezért maximálisan kb. 5, optimálisan csak 2-3 millió éves effektiv hevítési időtartammal számolhatunk. (A Barcs-Ny-1 jelű fúrásban a miocén/alsó-pannóniai és az alsó-/felső-pannóniai összletek határai 3425 illetve 1715 m-es mélységben húzódnak.) Így tehát a <2 µm szemcseméretű szericit frakciókon kapott látszólagos K-Ar korok a harmadkori hőhatás valódi korához viszonyítva csupán mintegy 10-20 %-kal csökkenhettek. A harmadkori termikus esemény korrigált ("valódi") kora a K-Ar látszólagos átlagkort figyelembe véve kb. 30 millió év lehet, ami a kéreg blokkok nagyméretű horizontális mozgását eredményező mezo-alpi tektonikai eseménnyel hozható kapcsolatba.



59a ábra: A Dunántúl harmadidőszaknál idősebb képződményeinek földtani és metamorf kőzettani térképvázlata Fülöp et al. (1987) és Bardócz (1973-1986) nyomán, erősen egyszerűsítve. Jelölések: 1 - a Dunántúli Középhegység nem metamorf újpaleozóos és mezozóos képződményei; 2 - az Igali egység részben nem metamorf, részben anchi-, epizónás metamorf újpaleozóos és mezozóos kőzetei; 3 - a Tiszai egység nem metamorf újpaleozóos és mezozóos kifejlődései; 4 - a Pennini egység alpi plurifaciális metamorf mezozóikuma; 5 - hercini poszt-kinematikus granitoidok; 6 - a Dunántúli Középhegység hercini nagyon kis- és kisfokú metamorf ópaleozóikuma; 7 - a Kisalföld hercini kisfokú metamorf ópaleozóikuma; 8 - hercini és pre-hercini polimetamorf (uralkodóan közepes fokú) kőzetek; 9a - elsőrendű, 9b - másodrendű tektonikai zónák; 10 - képződményhatár; 11 - a képződmények felszíni elterjedésének határa; 12 - a vizsgált terület (lásd az 59b ábrát); (a) - felszíni, (b) - fedett képződmények; L.E.A. - Alsó- és Középső-Ausztroalpi takarórendszer; U.E.A. - Felső-Ausztroalpi takarórendszer; P - Pennini ablak

59b ábra: A Balaton-lineamens körzetében vizsgált mélyfúrások elhelyezkedése (a jelmagyarázatot lásd az 59a ábránál)

9. ÚJABB ADATOK A BALATON-LINEAMENS ÉSZAKI KÖRNYEZETÉBEN FELTÁRT METAMORFITOK KŐZETGENETIKÁJÁHOZ

A Balaton-lineamens, mint különböző fejlődéstörténetű egységek közötti határ, nagy jelentőségű a Pannon-medence tektonikai értelmezésében. A lemeztektonikai rekonstrukció szerint a Balaton-lineamens a Dráva-vonulat (Drauzug) nyugati végénél kettévált Insubriai-lineamens déli ágának (Gailtal-lineamens) keleti folytatása (Majoros, 1980, Kázmér és Kovács, 1985). Az Insubriai-lineamens északi ága a Rába-lineamensben folytatódik (Kovács, 1983b). Az e két lineamens által határolt Bakony-Drauzug egység Kázmér és Kovács paleotektonikai rekonstrukciója szerint a mezo-alpi tektogenezis során eredeti alpi környezetéből K-felé tolódott el ("continental escape").

A jelen fejezetben összefoglalt vizsgálataim célja a Balaton-lineamens körzetében, annak elsősorban a Balatontól D-re, DNY-ra eső részén, szénhidrogénkutató mélyfúrásokkal feltárt metamorfitok jellemzése és összehasonlítása a Dunántúli Középhegység D-i és É-i peremét, előterét alkotó metamorfitokkal. Az új adatok a Balaton-lineamens bonyolult felépítésű zónájának megismeréséhez járulhatnak hozzá. A mélyfúrási magmintákat a Kőolaj- és Földgázbányászati Vállalat (KFV, Nagykanizsa) bocsátotta rendelkezésemre, és a vizsgálatok nagy részét anyagilag is támogatta.

9.1. Földtani, kőzettani viszonyok (kiindulási alapok)

A Balaton-lineamenstől É-ra húzódó Bakony vagy Dunántúli Középhegységi egység felső-karbon transzgresszióval induló újpaleozóos-mezozóos összletét - hasonlóan a Drauzug mezozóikumához (lásd Ahrendt, 1980) - nem érte alpi regionális metamorfózis (Viczián, 1974; Viczián in Árkai és Viczián, 1975). Ez az összlet eróziós diszkordanciával települ a paleozóos (ordoviciumi - alsó-karbon) primér korú, hercini nagyon kis- és kisfokú metamorf képződményekre, amelyek a Balatonfelvidéken, valamint a Balatontól ÉK-re kis foltokban a felszínen is megtalálhatók (59a ábra). E képződmények földtani megismeréstörténetét Lelkes-Felvári (1978) munkája tartalmazza. Rétegtani, litológiai és metamorf kőzettani szintézisük (Lelkes-Felvári in Árkai és Lelkes-Felvári, 1987) szerint az üledékképződés paleontológiailag bizonyítottan az alsó-ordoviciumtól az alsó-karbonig

terjedt. Az összlet litológiája meglehetősen monoton: agyagos és karbonátos közbetelepüléseket tartalmazó aleuritos-homokos üledékek uralkodnak. Az összletet hercini, nagy termikus gradiensű, a nagyon kisfokútól a kisfokúig változó regionális metamorfózis, valamint helyenként, a regionális metamorfózist követően kontakt metamorfózis érte. Főbb kifejlődései Lelkes-Felvári szerint:

- ordoviciumi Kőszárhegyi aleuritpala, agyagpala és homokkő közbetelepülésekkel (anchizónás);
- felső-ordoviciumi Alsóörsi porfiroid összlet agyagpalával (anchizónás);
- felső-ordoviciumi(?) Főkajári kvarcfillit: szemipelites összlet vulkáni és vulkáni-törmelékes közbetelepülésekkel (zöldpala fácies klorit-, maximálisan biotit-izográd);
- alsó-szilur Velencei lidites összlet metapelittel, az alsó szintekben savanyú, a felső szintekben bázisos vulkáni közbetelepülésekkel, karbonátos kőzetekkel (anchizónás);
- alsó-devon Kékkúti mészkő: pelites-márgás sorozat pelágikus mészkő és lidit közbetelepülésekkel (anchizónás);
- középső-devon(?) Polgárdi mészkő (anchizónás regionális metamorfózis + kontakt metamorfózis);
- felső-devon Székesfehérvári mészkő aleurit- és agyagpalával (anchizónás regionális metamorfózis + mikrogránit okozta kontakt metamorfózis);
- alsó-karbon Szabadbattyáni mészkő (anchizónás).

Az összlet részletes litosztratigráfiai jellemzése Fülöp (1990) munkájában található meg. Fülöp az alsóörsi porfiroid (metariolit) kifejlődést tartalmazó Lovasi Aleurolitpala formációt Oravecz (1964) nyomán a szilurba sorolta.

A Balaton-lineamenstől É-ra húzódó paleozóos sáv kőzeteit több helyen poszttektonikus hercini granitoid intrúziók kontaktizálták. Egyetlen felszini előfordulásuk a Velencei-hegységben található: gránit, mikrogránit és gránitporfir, csomóspala és andaluzit-sillimanitpala kontakt metamorf burokkal (Vendl, 1914; Jantsky, 1957).

A kutatófúrások a Balaton-lineamens közelében, attól É-ra több helyen tártak fel granitoid kőzeteket: Ságvár, Buzsák, Gelse, Pusztamagyaród (Balázs, 1969). Tektonikus igénybevételük DNY-felé nő, térbeli helyzetük pontosan nem lehatárolt. Elkülönült batolitokat, vagy

hosszabb, összefüggő sávot alkothatnak. Buda (1985) szerint a Velence-Balaton-öv granitoidjai S-típusú, közepes K-tartalmú mészalkáli, gyengén alkáli granodioritos jellegűek. Olvadék differenciációs kristályosodásával keletkeztek. Hipabisszikus szinten, gyors lehüléssel kristályosodtak, kristályosodási hőmérsékletük kb. 650-680°C volt. Az olvadék kristályosodása a hercini orogenezisre jellemző kis (2-5 kbar) nyomáson történt. A biotit K-Ar- és Rb-Sr izotópos kor adatai (271-283 millió év) a felső-karbon intrúziók lehülési (záródási) koraként értékelhetők. A kőzetek modális összetételei a Streckeisen-féle osztályozás szerint részben a monzogránit (Velencei-hegység, Ságvár), részben a granodiorit (Dinnyés, Buzsák), részben a tonalit mezőbe (Gelse) tartoznak.

A jelen értekezés keretében vizsgált képződmények helyzete a Dunántúl egyszerűsített földtani-tektonikai és metamorf kőzettani térképvázlatán (59a ábra) látható. Az egyes mélyfúrások eloszlását az 59b ábra szemlélteti. A vizsgált mélyfúrási minták jegyzékét a XLII. táblázat tartalmazza.

A Balaton-lineamens vizsgált térségében a paleozóos-mezozóos aljzatot rendkívül változatos kőzettípusok alkotják. Ezek primér (üledékes) és metamorf korviszonyai, települési helyzetei többnyire bizonytalanok.

9.2. Nem metamorf üledékes kőzetek

Az Ortaháza Or-Ny-1 jelű fúrás alsó-triász mintái közül aleuritos agyagmárga sávos, anhidrites dolomit (32. mag), aleuritos agyagmárga (34. mag) valamint agyag-, aleuritsávos, karbonátos, anhidrites homokkő (35, 36. mag) tartoznak e csoportba. A kőzetek reduktiv környezetben képződtek ill. diagenetizálódtak (pirit, bakteriopirit, R(random) = 1,75 % reflexióképességű vitrinit, fuzinit, bitumen). Törmelékanyaguk általában érett (kvarc≫földpát; muszkovit≫klorit). Nem kloritosodott biotit törmelék is található elvétve. Az üledékes rétegzettség mindig párhuzamos az alapanyag esetenként megfigyelhető kitüntetett szemcse orientációjával. A kőzetek agyagásványai: illit-muszkovit és klorit. Szöveti jellemzőik, szénülésfokuk és az agyagfrakció illit kristályossági adatai alapján csak diagenetikus (a nedves gáz képződési zónának megfelelő) átalakulást szenvedtek.

A Sávoly Sáv-7 jelű fúrás bizonytalan tektonikai helyzetű triász

képződményeit a 7.2. részben ismertettem.

9.3. Nagyon kisfokú (anchizónás) regionális metamorf képződmények

Az Ortaháza Or-Ny-1 jelű fúrás alsó, ópaleozóos(?) szelvényéből homokkőlencsés agyag-, aleuritpala (37, 40, 41, 42. magminta) és agyag-, aleuritsávos, lencsés metahomokkő (39. mag) kőzettípusokat határoztam meg és vizsgáltam.

A finomtörmelékes kőzetek palás szerkezetűek, mikrovetőkkel, és ezeket követő, szericit-neoformációs flexurákkal. A palásság általában párhuzamos az üledékes rétegességgel, de helyenként harántpalásság, mikrogyűrődés, gyűrődéses klivázs kezdeti formái is észlelhetők. A törmelékanyag uralkodóan kvarc. Gyakoriak a szericit+klorit anyagú aggregátumok. A homokkőben anchizónára utaló kvarc-szericit "szálkás" továbbnövekedés is megfigyelhető. A kőzetek ásványos összetétele egyveretű: a filloszilikátokat kizárólag szericit és klorit képviseli. A kvarc mellett jelentős az új (metamorf) képződésű albit mennyisége. A karbonátásványok alárendelt szerepűek, egy részük utólagos (repedéskitöltő). A pirit és a szervesanyag tartalom reduktiv közeget jelez. Az allochton grafiton kívül gyakran tartalmaznak metaantracit állapotú vitrinitet (XLII. táblázat). Ez, valamint szöveti jellegeik, ásványegyütteseik és IC adataik (XLII. táblázat) egyértelműen anchizónás regionális (dinamotermális) metamorfózist bizonyítanak. A szericit b_o értékek alapján (XLII. táblázat) a metamorfózis kisnyomású (nagy termikus gradiensű) volt.

9.4. Nagyon kisfokú (anchizónás) metamorfitok kontakt metamorf felülbélyegzéssel

A Balaton-lineamens mentén húzódó granitoid batolit(ok) környezetét felső-karbonnál idősebb (ópaleozóos?), uralkodóan törmelékes-üledékes eredetű kőzetek alkotják. A magmás kontaktustól való távolság, a magmás test hőmérséklete és hőkapacitása függvényében e kőzeteket változó mértékű statikus termikus hatás érte.

A vizsgált minták zöménél a kontakt metamorf hatás a regionális anchizóna hőmérsékletének (kb. 250-350°C) megfelelő lehetett. Ilyen kőzettípusok: metahomokkő (Gelse Gel-1.19/a1-3; Pusztamagyaród Pu-5.6/a-b, -5.7/a-b; Eperjeheggyhát E-6.6), valamint a fillit sávos

metahomokkő (E-6.3-5).

A metahomokkövek törmelékanyaga változó: a Gel-1 jelű fúrás mintáiban erősen osztályozatlan; kvarc, plagioklász, káliföldpát, biotit és muszkovit ásványtörmeléken kívül metamorf kvarcit és granitoid kőzettörmelék is előfordul. A többi minta finomabb szemcsés, jól osztályozott kvarc plagioklász és muszkovit törmeléket tartalmaz.

Deformációra utaló foliáció, gyűrődéses klivázs csak a finomtörmelékes közbetelepülésekben (E-6. fúrás) tapasztalható. E szerint a kontakt hatás előtt a kőzeteket legfeljebb csak gyenge, az anchizóna maximális hőmérsékletét (kb. 350°C) meg nem haladó regionális dinamotermális metamorfózis érhette.

A statikus termikus átkristályosodás jelei: kvarcitszerű strukturák kialakulása, egyenes, Y-alakú szemcsehatárokkal. A kőzetek ásványos összetételére a kvarc dominanciája, a kvarc mellett jelentős albit, esetenként káliföldpát tartalom jellemző. Agyagásványaik: 10 Å-ös filloszilikátok és klorit, esetenként, alárendelt mennyiségben kaolinit, szmektit. Ez utóbbiak csakúgy, mint a karbonátásványok feltehetően a kontakt metamorfózis után képződtek.

Jellemző, hogy a kontakt metamorf hatásra (esetleges oldatvándorlással kombinálódva) helyenként, "átitatódás" jelleggel glaukonit-szeladonit is képződött a regionális anchizónának megfelelő IC értékű szericit mellett (Gel-1.19/a2; Pu-5.6/a-b, 7/b; E-6.3 minták). (A glaukonit-szeladonit pontosabb meghatározására a szericit jelenlétében nem volt lehetőség.) Hasonló módon magyarázható a hidrobiotit képződése is a Pu-5.6/a-b mintákban. (E mintákban a 11,1-11,2 Å-nél jelentkező reflexió hidrobiotitra utal. E fázis forró HCl-ban oldhatatlannak bizonyult. A hidrobiotit mellett forró HCl-val kioldható glaukonit-szeladonit is található, így az eredő diffúz reflexió a kezeletlen minta röntgendiffraktogramján 10,6-10,7 Å között jelentkezik.) A glaukonit-szeladonit jelenléte szintén azt jelzi, hogy a kontakt metamorfózis hőmérséklete az anchizónánanak (pontosabban az anchizóna kishőmérsékletű részének) megfelelő lehetett, mivel magasabb hőmérsékleten ez az ásvány sztilpnomelánná alakul át (Frey et al., 1973). Ezt támasztják alá a szénülésfokra vonatkozó megfigyelések is a Gel-1. sz. fúrás mintáinál: az allochton grafit mellett közepes bireflexiójú autochton antracit is előfordul (XLII. táblázat).

Látszólagos ellentmondás van a kontakt metamorfózis kis (kb. 250-300°C) hőmérséklete és a metahomokkő/granitoid kontaktus közelsége

között, különösen a Gel-1 jelű fúrásban. Ez azzal oldható fel, hogy az észlelt mellékkőzet/granitoid kontaktusok a mélyfúrásban csakúgy, mint a Velencei-hegység felszíni feltárásaiban többnyire utólagos, töréses tektonikai jellegűek. Erre utal az adott környezettől idegen Gel-1.22/b minta (kataklasztosodott biotit-muszkovitgneisz) jelenléte a metahomokkő/granitoid kontaktus környezetében (ez a minta a később tárgyalandó Gar-1 jelű fúrás csillámpalájához hasonlít).

Nagyobb hőmérsékletű (a kisfokú metamorf tartománynak megfelelő) kontakt metamorf kőzetek is előkerültek a Balaton lineamenstől É-ra.

Az Ortaháza Or-K-1 jelű fúrás nagy vastagságban harántolt fehér színű, közép-, durvaszemcsés márványt. A márvány kalcit szemcséi izometrikusak, szemcseméret-eloszlásuk homogén. A márvány oldási maradéka kvarc, plagioklász, szericit, klorit, andaluzit anyagú. A pirofillit/andaluzit izográd alapján ~400°C hőmérséklet és <3,5 kbar nyomás igazolható. Az átalakulás nem érte el a "biotit-in" izográd kb. 420-450°C hőmérsékletét.

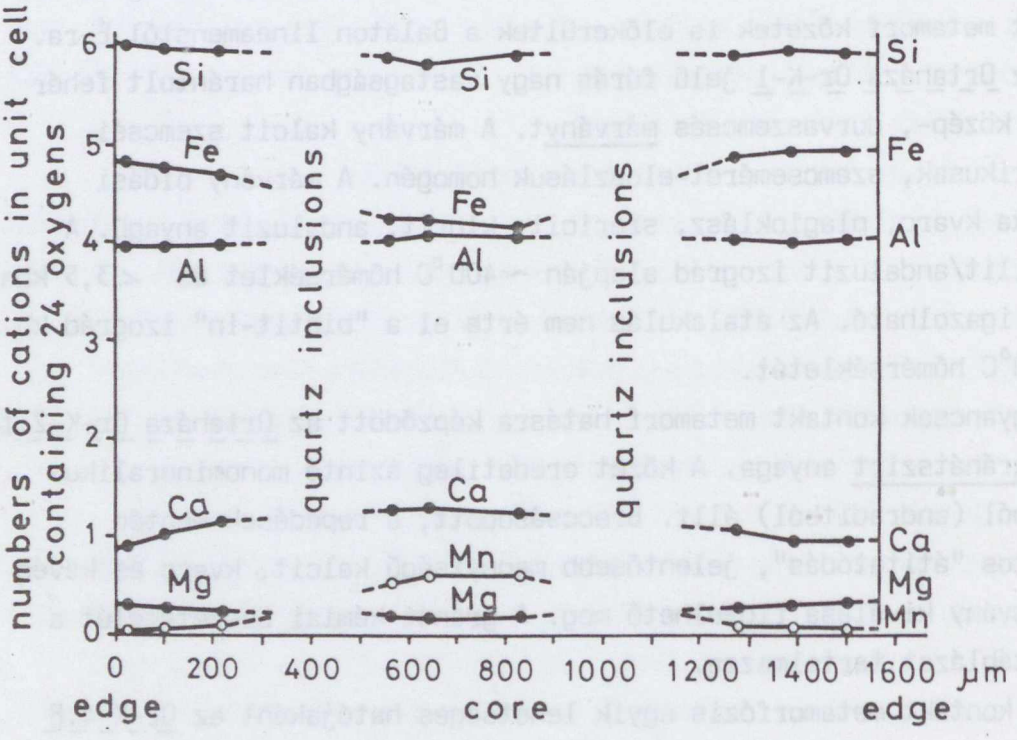
Ugyancsak kontakt metamorf hatásra képződött az Ortaháza Or-K-2.10 minta gránátszirt anyaga. A kőzet eredetileg szinte monomineralikus gránátból (andraditból) állt. Breccsásodott, a repedések mentén hematitos "átitatódás", jelentősebb mennyiségű kalcit, kvarc és kevés agyagásvány kiválása figyelhető meg. A gránát kémiai összetételét a XLIV. táblázat tartalmazza.

A kontakt metamorfózis egyik lehetséges hatójaként az Or-K-4.8 minta porfiros mikrodiorit (augitos biotit-amfiboldiorit) anyaga említhető meg.

A Pördefölde Pd-1.10 minta andaluzitos csomós palája - hasonlóan a többi kontakt metamorf kőzethez - a termikus hatást megelőzően legfeljebb csak anchizónás regionális metamorfózist szenvedett. A finomszemcsés sávos kőzetben kvarc+andaluzit anyagú fészkek, csomók, helyenként korund és turmalin találhatók. A kontakt metamorf ásványegyüttes: kvarc, andaluzit, korund, turmalin, (kloritosodott) biotit, plagioklász és muszkovit. A nyomás az andaluzit alapján <3,5 kbar, a hőmérséklet kb. 420-450°C lehetett.

9.5. Kisfokú metamorf kőzetek

A Sávoly Sáv-7.7 kloritosodott, gránátos albit-muszkovit-(biotit)pala és a Sáv-7.6 gneisz eredetű kataklázit



60. ábra: Gránát porfiroblaszt összetétel zónássága: Sávoly Sáv-7.7 minta: gránátos albit-biotit-muszkovitpala. Elemző: Nagy G.

mintái aleuritos-homokos litofáciesekből alakultak át. Jellemzőik: palás szerkezet, mikrogyűrődés, gyűrődéses klivázs (harántpalásság), és a harántpalásságnál fiatalabb, szintektonikus, néha "hólabda"-szerkezetű, kvarc-zárványos gránát poikiloblasztok. A gránátszemcsék zónásak: a középtől a szélek felé a Mn és a Ca tartalom csökken, a Fe tartalom erősebben, a Mg tartalom gyengébben nő (60. ábra). A szöveti jellegek valamint a kvarc, albit(Ab=94-98 %, An=1-5 %, Or=0-5 %), muszkovit, (kloritosodott) biotit, gránát együttes egy tektonociklusban végbement, legalább két, egymásba folyamatosan átmenő deformációs szakasszal jellemzett, progresszív metamorf eseményre utalnak. A metamorfózis foka a kisfokú tartomány gránát izográdját meghaladta ($\sim$>450°C), de a sztaurolit izográdot ($\sim$500-550°C) nem érte el. (A hőmérséklet becsléséhez Winkler (1979) reakció-izográd rendszerét használtam fel.) Ez a tartomány a zöldpala fácies kvarc-albit-epidot-almandin alfáciesének felel meg (Winkler, 1967). A muszkovit b_o értéke a viszonylag nagy hőmérséklet miatt már nem alkalmazható biztonsággal a nyomásviszonyok jelzésére; mindazonáltal kisnyomású rendszert sejtet.

9.6. Közepes fokú metamorf képződmények

A Balatonhídvég környéki mélyfúrásokból sztaurolitos, gránátos kvarccsillámpala (Hi-1.7) és gránátos kvarccsillámpala (Hi-1.8,9; Hi-2.7) kőzettípusokat határoztam meg. A filloszilikátokat muszkovit és utólag nagyrészt kloritosodott biotit képviseli. Gyakori a turmalin, az opak, kevés a karbonátásvány. A gránát helyenként teljesen átalakult opak + agyagásvány pszeudomorfózákká. A kőzetek ásványegyüttese és szöveti képe a közepes fokú metamorfózis (almandin-amfibolit fácies) kishőmérsékletű részének (sztaurolit izográd, kb. 520-550°C) felel meg.

A Garabonc Gar-1 jelű fúrás 7. és 8. magmintáinak andaluzitos biotit-muszkovitpala változatai kémiai összetételük, valamint grafit tartalmuk alapján üledékes (pelites) eredetűek. Az első metamorf esemény ásványai: kvarc, oligoklász (An>18 %), muszkovit, biotit, valamint a csak pszeudomorfózákból sejthető gránát, kianit(?) és/vagy sztaurolit(?). Ez az együttes a közepes fokú (almandin-amfibolit fáciesű) metamorfózis sztaurolit izográdjának felel meg. Feltehetően a hercini granitoid magmatizmus termikus hatásával függött össze a második metamorf esemény. (A Gar-1.8/a minta granitoid kőzet és kvarcit

kontaktusa.) Ezen esemény során a gránát porfiroblasztok biotit + muszkovit + oligoklász + kvarc + pirit anyagú, a kianit és vagy sztaurolit porfiroblasztok pedig muszkovit anyagú pszeudomorfózákká alakultak át. Ezzel egyidőben a kőzetekben jelentős mennyiségű, biotit-zárványos, xenoblasztos andaluzit képződött, sőt, a biotit zárványok egy részénél fibrolitos sillimanit képződése is megkezdődött.

9.7. Következtetések

A Balaton-lineamenstől É-ra feltárt, kisfokú metamorf (zöldpala fácies gránát-izográdú), nagy termikus gradiensű gránátos albit-muszkovit-biotitpala és gneisz (Sávoly Sáv-7 jelű fúrás), valamint közepes fokú sztaurolitos, gránátos kvarccsillámpala (Balatonhídvég, Hi-1, -2 jelű fúrások) primér litofácieseiket és metamorf kőzetszöveti jellegeiket tekintve a Dunántúli Középhegységi egység Balatonfőkajári Kvarcfillit formációjával mutat rokonságot. Úgy tűnik, e képződménycsoport metamorf foka NYDNY-felé nő: a Balatontól ÉK-re uralkodóan kisfokú (zöldpala fácies klorit-zóna, maximálisan biotit-zóna; maximális hőmérséklete kb. 450°C), a Sáv-7 fúrásban ugyancsak kisfokú, de már a gránát izográdot meghaladó (~ 450-500°C), a Hi-1, -2 fúrásokban viszont már közepes fokú (almandin-amfibolit fáciesű), sztaurolit izográdot elérő (~ 520-550°C) hőmérsékletű. E kőzetek több deformációs szakaszban, de egy, folyamatos átkristályosodással jellemzett, progresszív metamorf ciklusban képződtek, nem polimetamorf jellegűek. A metamorf fok növekedése az eróziós szint változásával magyarázható.

Ez a következtetés a 9.5-6. részben ismertetett eredmények és a Balatonfőkajári Kvarcfillit alapfeltárás 10 felszíni mintáján elvégzett saját (mikroszkópos és röntgendiffraktométeres) vizsgálati eredmények összevetéséből született. Az alapfeltárás mintáinak világos csillám paramétereit a XLIII. táblázat tartalmazza: IC értékeik mind a teljes kőzet, mind a <2 μm szemcseméretű frakció preparátumoknál egyértelműen epizónás (zöldpala fáciesű) átalakulást jeleznek. Ásványos összetételükre a kvarc dominanciája, a kvarc mellett jelentős szericit (muszkovit), esetenként klorit, valamint felszini mállási hatásra keletkezett kaolinit jellemző. Említésre érdemes a plagioklász hiánya, illetve egy esetben csupán nyomnyi előfordulása. Következésképpen az általam vizsgált minták nem felelnek meg Guidotti és Sassi (1976)

ásványparagenetikai követelményeinek, és így a kapott átlag (b_o = 9,024±0,004 Å) geobarometriai célra nem használható fel.

Lelkes-Felvári et al. (1984) megfelelő ásványegyüttesű (mélyfúrási) mintákat vizsgálva b_o = 8,987±0,040 Å értéket kaptak (n = 40). Ez az átlag - figyelembe véve az újpaleozóos - mezozóos képződmények nem metamorf jellegét, valamint a Sáv-1 és Hi-1, -2 fúrások adatait is - a regionális metamorfózis kisnyomású (nagy termikus gradiensű) rendszerére és (közvetve) hercini korára utal.

Ezzel szemben a szintén közepes fokú, de polimetamorf jellegű andaluzitos biotit-muszkovitpala (Garabonc Gar-1) genetikai besorolása bizonytalan. Metamorf fejlődése: egy első, almandin-amfibolit fáciesű, gránát, sztaurolit(?) és/vagy kianit(?) kritikus ásványegyüttest létrehozó, közepes nyomású eseményt követő ugyancsak amfibolit fáciesű, de kisnyomású (andaluzitos) felülbélyegzés alapján nagyon hasonló a Középmagyarországi- (Zágráb-Zemplén-) lineamenstől D-re található polimetamorf aljzathoz (lásd Árkai et al., 1985). Tehát esetleg ennek felpikkelyeződött része, idegen test lehet a Balaton-lineamens környezetében. A Balaton-zóna granitoidjaival kimutatott térbeli összefüggés alapján azonban az is elképzelhető, hogy a Balatonfőkajár - Sávoly - Balatonhídvég környéki kis-, közepes fokú metamorf összlet eredetileg mélyebb helyzetű, granitoid intrúzióhoz közeli része. Így az andaluzitos felülbélyegzés az intrúzió hőhatásával lehetett kapcsolatban. Az andaluzitos felülbélyegzés kora mindenképpen hercini, az első metamorf esemény idősebb hercini, esetleg pre-hercini.

A Balatontól NY-ra feltárt anchizónás kőzetek (agyag-, aleuritpala, metahomokkő: Ortaháza Or-Ny-1) a Dunántúli Középhegységi egység ópaleozóos kifejlődései közül elsősorban az ordoviciumi primér korú Kőszárhegyi és Alsóörsi formációk kőzeteivel mutatnak rokonságot mind litofácieseiket, mind metamorf fokukat tekintve. Lelkes-Felvári (in Árkai és Lelkes-Felvári, 1987) szerint a kőszárhegyi kőzetek IC átlaga 0,291 $\Delta^\circ 2\theta$, az alsóörsi, lovasi kőzeteké IC = 0,276 $\Delta^\circ 2\theta$ (az átlagok teljes kőzetre vonatkoznak, az IC értékeket sztenderdekkel nem korrigálták).

Az összehasonlítás érdekében elvégeztem az Alsóörs és Lovas közötti útbevágás valamint az alsóörsi metariolit ("kvarcporfir") alapfeltárás felszíni mintáinak mikroszkópos és röntgendiffraktométeres elemzését is. Mind a teljes kőzet, mind a <2 µm szemcseméretű frakciók

paraméterei egyértelműen anchizónás metamorfózist bizonyítanak (XLIII. táblázat). A metamorfózis foka erősebb volt, mint az Ortaháza-Ny-1 jelű fúrás esetében. Ez utóbbi illit-muszkovit átlagai:

IC(002),AD,2°/min, teljes kőzet = 0,319±0,019 Δ°2Θ, n=5;

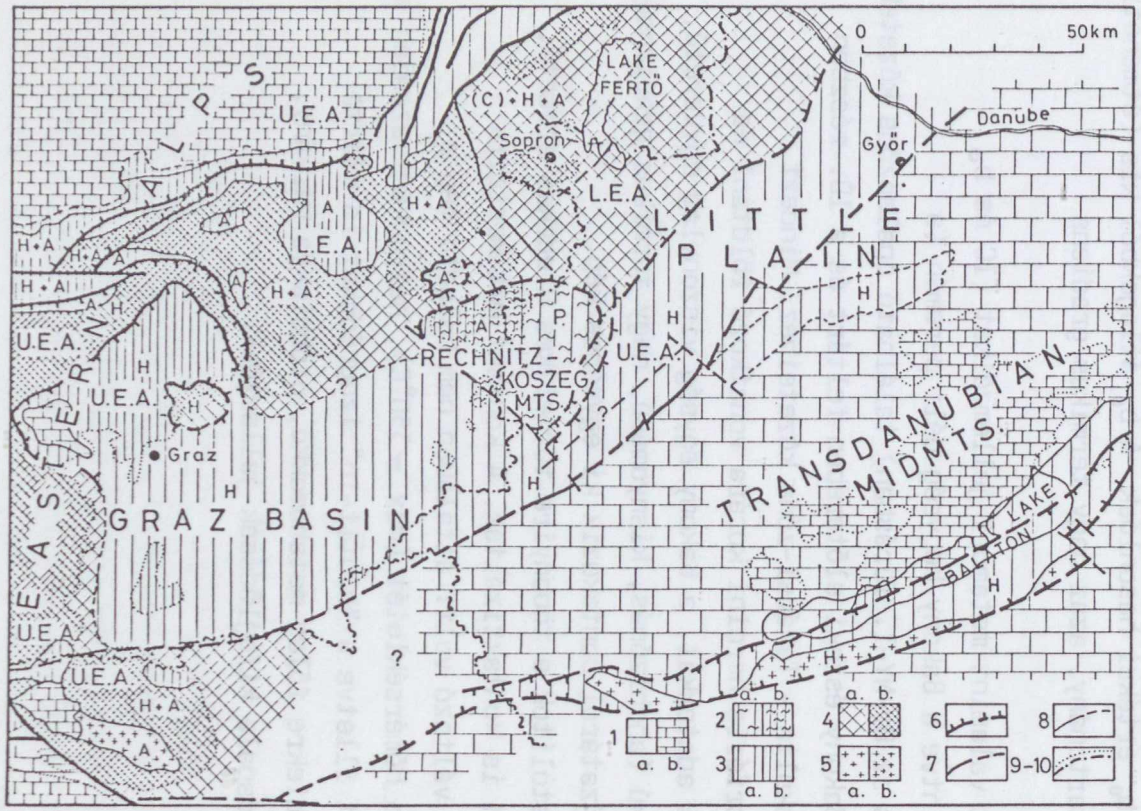
IC(002),AD,2°/min, <2 μm frakció = 0,347 Δ°2Θ, n=4;

b_o (teljes kőzet) = 9,003±0,003 Å, n=5.

Az Ortaháza-Ny-1 jelű fúrás és az alsóörsi, lovasi feltárások kőzeteinek szericit b_o értékei hasonlóak. A b_o átlagokból kis (átmeneti kis-közepes) nyomástartomány, azaz nagy termikus gradiens extrapolálható.

Litofácieseiket valamint metamorf jellemzőiket (IC és b_o paramétereiket) tekintve a Bakony hegység déli peremén (a Balatonfelvidéken és az Or-NY-1. fúrásban) található ópaleozóos kőzetek nagyon hasonlóak a Bakony északi előterében feltárt és a 10. részben ismertetetendő Nemeskolta - Takácsi-zóna kőzeteihez. Mindezt kiegészítve a metamorfózis hercini korára vonatkozó földtani és izotópgeokronológiai adatokkal, a Bakony egység viszonylag egyveretű, hasonló metamorf fokú (anchizónás, kisnyomású, nagy termikus gradiensű) nagy kiterjedésű aljzatáról bontakozik ki egységes kép.

A granitoid batolitok e többnyire törmelékes üledékes eredetű, anchizónás összletet is kontaktizálták. A kontakt metamorfózis hőmérséklete erősen változó volt: általában nem haladta meg a regionális anchizóna hőmérsékletét (max. ~350°C), helyenként azonban a pirofillit/andaluzit illetve a "biotit-in" izográdokat is elérte (~400-450°C). Előbbiekre főleg metahomokkő, utóbbiakra márvány, gránátszirt és csomóspala kifejlődések jellemzőek.



61. ábra: A Keleti-Alpok és a Pannon-medence nyugati része földtani és metamorf kőzettani kapcsolatai Mahel' et al. (1973), Niggli et al. (1973), Szádeczky-Kardoss et al. (1976) valamint Fülöp et al. (1987) nyomán, erősen egyszerűsítve, a mezozóikumnál fiatalabb képződmények elhagyásával. Jelmagyarázat: 1 - nem metamorf mezozóikum és újpaleozóikum; 2 - a Penninikum alpi plurifaciális metamorf mezozóikuma; 3 - nagyon kis- és kisfokú (~anchi-, epizónás) metamorf formációk; 4 - közepes fokú, általában polimetamorf formációk; 5 - granitoidok; 6 - fő áttolódási síkok; 7 - elsőrendű vetők; 8 - képződményhatár; 9 - kibúvások határa; 10 - államhatár; (a) - felszíni képződmények; (b) - fiatalabb üledékes képződményekkel fedett kőzetek; L.E.A. - Alsó- és Középső-Ausztroalpi (Kelet-alpi) takarórendszer; U.E.A. - Felső Ausztroalpi (Kelet-alpi) takarórendszer; C - kaledoni; H - hercini (a közepes fokú metamorfitoknál pre-hercini és hercini); A - alpi; P - Penninikum

10. A KISALFÖLD ALJZATÁNAK KISHŐMÉRSÉKLETŰ METAMORFÓZISA

A Keleti-Alpok vonulatai keleten fiatal (neogén és negyedkori) vetők mentén végződnek el. Az alpi takarórendszer metamorf összletei szigethegységek alakjában emelkednek ki a több ezer méter vastag neogén és vékonyabb negyedkori üledéktömeggel kitöltött medencékből (Grazi medence, Kisalföld, stb.).

A Keleti-Alpok paleozóos és mezozóos formációinak lehetséges folytatódása a Dunántúl aljzatában kulcsfontosságú kérdés mind a Pannon-medence szerkezetének tisztázásában, mind pedig a Keleti Alpok és a Nyugati Kárpátok földtani korrelációjában.

A Kisalföldön mélyült és az aljzatot elért szénhidrogénkutató mélyfúrások közül 36 fúrás 70 magmintájának metamorf kőzettani vizsgálatát végeztem el. A vizsgálatok jelentős részét a Kőolaj-és Földgázbányászati Vállalat (Nagykanizsa) és a Magyar Szénhidrogénkutató és Fejlesztő Intézet (Százhalombatta) kezdeményezte és támogatta. További vizsgálatokhoz az OTKA 284/1987-1991 pályázat anyagi forrásait használtam fel.

10.1. Földtani viszonyok, kiindulási adatok

A Kisalföld és tágabb környezete pre-tercier képződményeinek földtani-tektonikai vázlatát, kapcsolatait Mahel' et al. (1973), Niggli et al. (1973), Szádeczky-Kardoss et al. (1976), valamint Fülöp et al. (1987) nyomán, erősen egyszerűsítve a 61. ábra szemlélteti.

A Kisalföld ÉNY-i részének aljzatát a Soproni-hegység Alsó-Keletalpi takaróhoz tartozó polimetamorf (pre-hercini - hercini - alpi), uralkodóan közepes fokú képződményei alkotják (Lelkes-Felvári et al., 1984; Kisházi és Ivancsics, 1985). Ez alól ablakként bukkan elő a Kőszeg-Rohonci-hegység Penninikuma (plurifaciális kisfokú metamorf mezozóikum: glaukofánpala fácies zöldpala fáciesű felülbélyegzéssel: Koller, 1978, 1985; Lelkes-Felvári, 1982).

A fenti egységektől K-re a Felső-Keletalpi takarórendszerrel (a grazi paleozóikummal) korrelált Rábamenti metamorfit összlet húzódik. A Rába szerkezeti zóna (Rába-vonal) választja el ezt az összletet a Dunántúli Középhegységi egységhez tartozó, a Bakony hegység É-i előterében feltárt ópaleozóos kezdeti metamorf képződményektől. Ez

utóbbiak és a Dunántúli Középhegység D-i peremén húzódó ópaleozóos sáv összefüggésére már Oravecz (1964) is utalt.

Jóllehet a Kisalföld kutatása közel 50 éve megindult (Papp, 1939), mégis meglepően kevés dolgozat foglalkozik az aljzattal. Kőrössy (1958, 1965) az aljzatot "mezozónás" (soproni típusú) és "epizónás" részre tagolta, ez utóbbit (azaz a Rábamenti metamorfit összletet) a Kőszegi-hegység akkor még paleozóosnak vélt metamorfitjaival azonosította.

A Kisalföld aljzatának ezideig legrészletesebb, átfogó földtani, kőzettani értékelését Balázs (1971, 1975) adta. Az anchi-, epimetamorf aljzatot a grazi paleozóikum ÉK-i, illetve a balatonfelvidéki ópaleozóikum ÉNY-i folytatásaként értékelte. (Balázs vizsgálati eredményein alapulnak a 61. ábrával kapcsolatban idézett összefoglaló térképek, munkák is.) A grazi paleozóikummal való kapcsolatot - litosztratigráfiai ismérvek felhasználásával - Fülöp (1990) bizonyította. Litológiai analógiák valamint a Tét-2 jelű fúrás rétegsora alapján Balázs az üledékképződés korát ópaleozóosnak (szilur-devon), a metamorfózis és a gyűrődéses deformáció korát hercininek valószínűsítette. A képződményekből korjelző fossziliák nem kerültek elő, izotópos kormeghatározás a jelen fejezetben (és az itt idézendő publikációban) közöltek előtt nem készült. A feltehetően idősebb (szilur?) agyagos, homokos, kovás eredetű képződmények főleg az aljzat DK-i (Bakony É-i előtéri) sávját, a nagyobb karbonáttartalmú (devon?) kőzetek a nyugati sávot alkotják. Balázs a szilurban savanyú tufaszórás, a devonban bázisos vulkanizmus ("diabáz, diabáztufa") nyomait mutatta ki. A magmatitok az üledékes kőzetekkel megegyező fokú regionális metamorfózist szenvedtek. Balázs - mikroszkópi vizsgálatok alapján - a regionális metamorfózist részben epizónásnak (zöldpala fácies), részben anchizónásnak minősítette, de nem adta meg az elkülönítés kőzettani kritériumait, és nem ismertette az epi- és anchizónás kőzetek regionális eloszlási törvényszerűségét bizonyító adatokat. (Az "anchimetamorf", "epimetamorf" kifejezéseket a klasszikus, Grubenmann-féle értelemben használta.) A kőzetek jelentősebb mennyiségű ásványai Balázs szerint: kvarc, szericit, klorit, kalcit, dolomit, sziderit és plagioklász. Alárendelt és esetleges a pirit, magnetit, epidot, illit, kaolinit, augit és antofillit. Fő metamorf jelenségek: agyagos elegyrészek szericitesedése, harántpalásság, kaolinit szerkezeti rendeződése,

szénülés (metaantracit stádiumig), kitüntetett szemcseorientáció, kismértékű dolomit rekrisztallizáció.

Fülöp (1990), valamint Fülöp et al. (1983) - nagyrészt Balázs eredményei alapján - az alábbi litosztratigráfiai osztályozást dolgozta ki a Rábamenti metamorfit összletre (az idősebb képződményektől a fiatalabbak felé haladva):

- Nemeskoltai Homokkőpala formáció (nagyon kisfokú metamorf homokkőpala; aleurolitpala, kloritpala közbetelepülésekkel, helyenként grafittal);

- Sótonyi Metavulkanit formáció: tengeralatti neutrális és bázisos tufa- és lávaképződményekkel, savanyú tufaszórás nyomaival;

- Mihályi Fillit formáció: nagyon kis- és kisfokú metamorf fillit, karbonátfillit, kvarcfillit, biotitos albitfillit. Feltehetően ide tartozik a Szentgotthárdi Fillit formáció is.

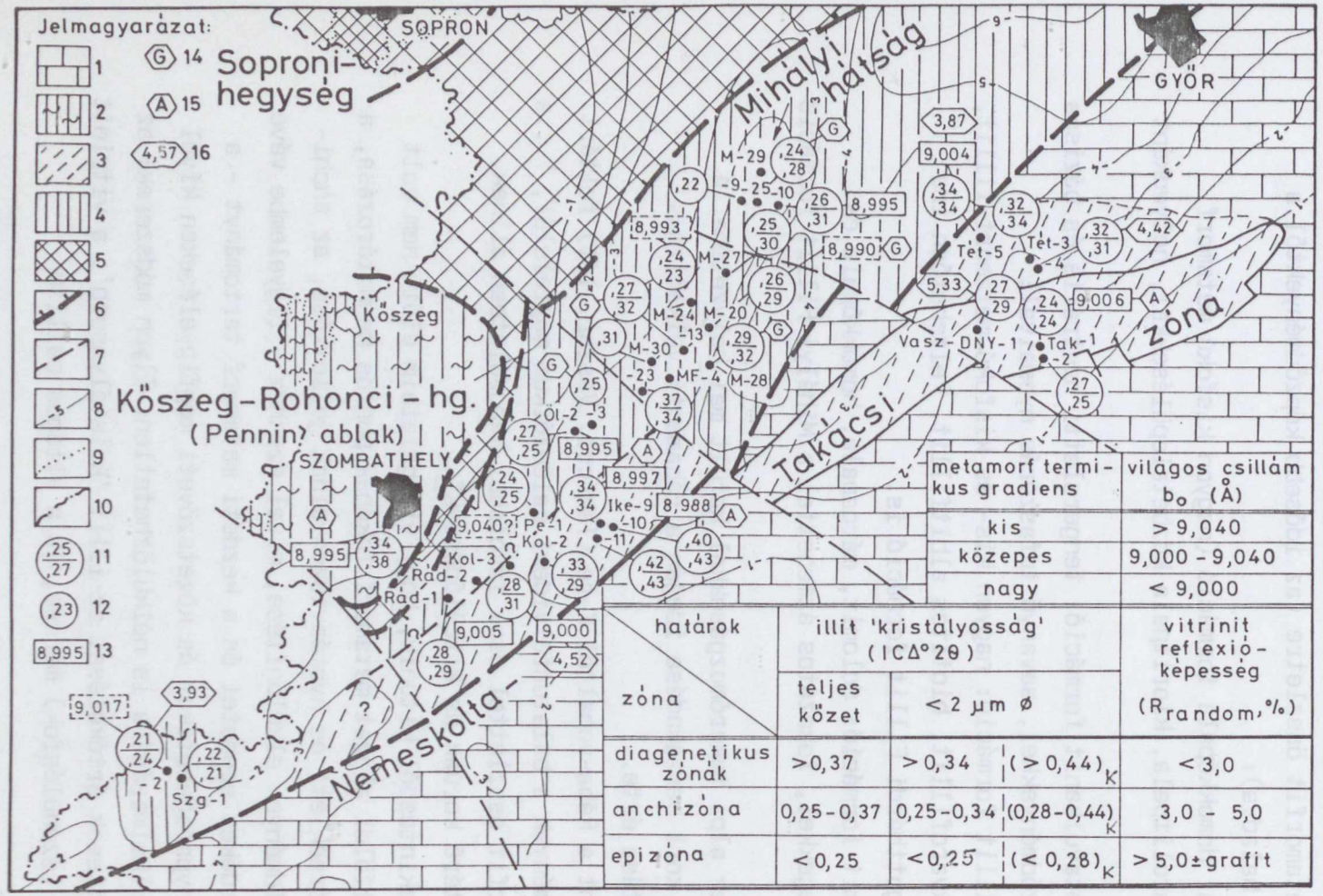
- Büki Dolomit formáció: dolomit, márgapala, homokkőpala és metavulkanit rétegekkel, fokozatos átmenettel a Mihályi Fillit formáció felé.

Az összlet az alpi takarómozgásokkal került mai helyzetébe. A Kisalföld miocén kori beszakadása idején a rábamenti vulkanizmus hidrotermális hatása érte.

Fülöp szerint a Rába-vonaltól K-re (Takácsi, Vaszar, Tét) feltárt paleozóos képződmények a balatonfelvidéki paleozóikum megfelelői, "...a Rábamenti Metamorfit összlettel csak távolabbi kapcsolatban állnak, túlnyomórészt eltérő korúak és kifejlődésűek".

A fenti áttekintésből kitűnik, hogy vizsgálataim előtt nem volt megoldott a kisalföldi aljzat metamorf fokának pontos meghatározása, a metamorfózis hőmérsékleti és nyomásviszonyainak jellemzése, az anchi- és epizónás képződmények elkülönítése, mivel ezekhez - figyelembe véve az uralkodóan üledékes eredetet és a kezdeti metamorf tartományt - a mikroszkópi ásványparagenetikai és kőzetszöveti megfigyeléseken kívül egyéb módszerek alkalmazására is nélkülözhetetlen. Ilyen módszerek: az agyagásvány-együttesek értékelése, az illit 'kristályosság', a vitrinit reflexióképesség (szénülésfok) mérése, és a világos csillám b_o-geobarometria.

Vizsgálataim előtt ugyancsak nem álltak rendelkezésre egzakt mérési adatokon alapuló metamorf kőzettani bizonyítékok a Kisalföld paleozóikuma és a Kőszeg-Rohonci-hegység Penninikuma illetve a Dunántúli Középhegység déli pereme ópaleozóos összletei közötti



metamorf termikus gradiens	világos csillám b_o (Å)
kis	> 9,040
közepes	9,000 - 9,040
nagy	< 9,000

határok / zóna	illit 'kristályosság' (IC Δ°2θ) teljes kőzet	illit 'kristályosság' (IC Δ°2θ) < 2 μm ø		vitrinit reflexióképesség (R_{random}, %)
diagenetikus zónák	>0,37	> 0,34	$(> 0,44)_K$	< 3,0
anchizóna	0,25 - 0,37	0,25 - 0,34	$(0,28 - 0,44)_K$	3,0 - 5,0
epizóna	< 0,25	< 0,25	$(< 0,28)_K$	> 5,0 ± grafit

62. ábra: A Kisalföld aljzatának metamorf kőzettani jellemzői

Jelmagyarázat: 1 - nem metamorf mezozóikum és újpaleozóikum; 2 - Penninikum (plurifaciális metamorf mezozóikum); 3 - nagyon kisfokú (~anchizónás) metamorf paleozóikum; 4 - kisfokú (~epizónás) metamorf paleozóikum; 5 - polimetamorf (pre-hercini - hercini - alpi), főleg közepes fokú metamorf kőzetek; 6 - áttolódás; 7 - vető; 8 - az aljzat szintvonalai km-ben; 9 - kibúvás határa; 10 - államhatár; 11 - illit 'kristályosság' (IC Δ°2θ): a számlálóban a teljes kőzet és/vagy oldási maradék minták, a nevezőben a <2 μm szemcseméretű frakciók átlagértékeivel; 12 - a teljes kőzet és/vagy oldási maradék minták IC(Δ°2θ) átlagértéke; 13 - az illit-muszkovit b_o rácsparaméter átlaga Å-ben; 14 - grafit; 15 - antracit vagy metaantracit; 16 vitrinit reflexióképesség: R(random) %

esetleges metamorf kőzettani különbségekről, hasonlóságokról. Nem voltak adatok a regionális metamorfózis és a lényegesen fiatalabb hidrotermális működés, valamint a felszini, felszinközeli mállás hatásainak elkülönítéséhez sem.

Vizsgálataim fő célja ennek megfelelően a regionális metamorfózis természetének, hőmérsékleti és nyomás viszonyainak korábbiaknál pontosabb mehatározása, és ezáltal a fent vázolt földtani korreláció megállapításainak kőzettani alátámasztása vagy cáfolata volt.

10.2. Kőzettípusok és regionális eloszlásuk

A Kisalföld aljzatának térképvázlatát a mintavételi helyek (mélyfúrások) feltüntetésével a 62. ábra szemlélteti. A korábban (Balázs, 1971, 1975) egységesnek tartott aljzat kőzetei rendszeresnek tűnő metamorf fok különbségeik alapján két csoportra oszthatók. E két csoport kőzetei regionálisan is jól elkülönülnek.

1. Túlnyomórészt epizónás (zöldpala fácies kvarc - albit - muszkovit - klorit alfáciesű), alárendelten anchizónás kőzetek találhatók az elfedett Mihályi-hátság és déli folytatása (Ölbő, Pecöl, Egyházasrádóc), valamint Szentgotthárd területén.

Leggyakoribb kőzettípus a karbonátfillit (M-28.20, M-25.13-15, M-13.8, M-20.6, Pe-1.23, Öl-2.16 minták) és ennek különböző változatai: breccsásodott, sávos, homokos karbonátfillit (M-28.19); utólagosan karbonátosodott fillit (Öl-2. 1834-1836 m/B, Öl-3.11); karbonát-kvarcfillit (M-9.11). Viszonylag ritka a kis (<10-20%) karbonátásvány tartalmú fillit (M-10.14, M-13.9/A, M-18.16 és M-28.19).

Gyakoriak a bázisos - intermedier láva illetve főleg piroklasztit közbetelepülések: metabazalt-tufa (MF-4.19); neutrális metavulkanit (M-19.12/II, M-29.7); intermedier metatufa (M-24.5,6, M-29.8,8/A, M-30.8/5, M-23.7, Pe-1.20,21,24, Öl-2.15); szericit-kalcit-kloritpala (Szg-1.12).

A minták között kevés metahomokkő (dolomitos metahomokkő: M-27.9,12 és fillit sávos, karbonátos metahomokkő: M-20.7, M-27.10,11), kristályos dolomit (Pe-1.18) valamint breccsásodott, fillit sávos dolomitpala (Öl-2. 1834-1836 m/A) is előfordult.

Az izotópgeokronológiai értékelés (lásd a 10.9. részt) alapján e zónába sorolhatók a Szentgotthárd Szg-2 és az Egyházasrádócz Rád-1 és -2 jelű mélyfúrás anchizónás metamorfitjai is. Ezek kőzettípusai:

homokkőpala (Rád-1.11/A,B, Rád-2.3/B), agyagpala (Rád-1.9/B,12, Rád-2.3,4,5/A), aleuritos agyagpala (Rád-1.7,9/A,11/A1,11/A2) és homokos agyag-, aleuritpala (Szg-2.2).

2. Uralkodóan anchizónás képződmények találhatók a Mihályi-hátságtól K-re, DK-re húzódó aljzat sávban: Nemeskolta, Ikervár, Takácsi, Vaszar és Tét körzetében (Nemeskolta-Takácsi-zóna). Főként pszammitos és aleuritos-pelites kőzetek, alárendelt mennyiségű bázisos és savanyú vulkáni illetve vulkáni-törmelékes közbetelepülésekkel.

A vizsgált kőzettípusok: homokkőpala (Kol-2.9, Kol-3.23, Tak-1.18,22, Tak-2.11); metahomokkő (Tét-3.7,8, Vaszar-DNY-1.3); agyagpala (Tak-1.21, Ike-10.15) és különböző változatai: aleuritos agyagpala (Kol-3.24, Ike-9.6); karbonátos agyagpala (Tak-1.19, Tak-2.9); breccsásodott agyagpala (Tét-4.4); homokos agyag-, aleuritpala (Ike-9.7, Tét-5.15). Az összlet metabazalt (Tét-4.5) és metariolittufa (Ike-11.7) közbetelepüléseket is tartalmaz.

Adataim alátámasztják Balázs (1975) azon megállapítását, mely szerint az "anchi-, epimetamorf" aljzat ÉNY-i részét (devonnak tartott), uralkodóan karbonátos, K-i, DK-i, szilur(?) részét karbonátban szegény törmelékes kőzetek alkotják. Ezt a megállapítást eredményeim azzal egészítik ki, hogy a két képződménycsoport között határozott különbség van a regionális metamorfózis fokában. A két, különböző metamorf fokú egység földtani viszonya nem ismert. Mindkét egység tartalmaz intermedier-bázisos vulkáni közbetelepülések. Ezek a devon(?) karbonátos összletben kétségtelenül gyakoribbak. Savanyú piroklasztit viszont csak a karbonátszegény törmelékes összletből ismert.

10.3. Kőzetszerkezeti, -szöveti jellegek

1. A Mihályi-hátság és D-i környezete uralkodóan epizónás összletében a pelites-karbonátos eredetű kőzetekre a fillit szerkezet: klivázs, mikrogyűrődések, és ez utóbbiak nyírásos továbbfejlődéséből keletkezett gyűrődéses klivázs (harántpalásság) jellemző. Gyakoriak a szinte monomineralikus szericit-muszkovit sávok. A kőzetek gyakori sötétszürke színét a finomdiszperz szervesanyag tartalom okozza. A pszammitos eredetű kőzetek kvarc és földpát törmelékei is átkristályosodtak; gyakoriak a kvarcitszerű, összefogazódó szerkezetek.

A teljes átkristályosodás mellett a vulkanit eredetű metamorfitok közül a lávakőzetek csak breccsásodtak, a piroklasztitokban palásság, néha gyűrődéses klivázs, a fenokristályok körül tömörödéses szerkezet, alakult ki. A dolomit átkristályosodása inhomogén.

2. A Nemeskolta-Takácsi-zóna pelites-aleuritos kőzeteinél egyenetlen vagy sík felületű töréses klivázs, tömörödéses szerkezet jellemző, néha flexurákkal. A mikrogyűrődés, gyűrődéses klivázs ritka. Az elválási felületek selymes fényűek (szericit neoformáció). A homokos kőzeteknél gyenge palásodás, tömörödés, a kvarc törmelékszemcsék körül ritkán kvarc-szericit-" szálkás" továbbnövekedés észlelhető.

A kőzetszöveti, -szerkezeti jellegek a Mihályi-hátság és D-i környezete esetében uralkodóan epizónás (zöldpala fáciesű), a Nemeskolta-Takácsi-zóna esetében ennél gyengébb (anchizónás) regionális dinamotermális jellegű metamorfózist jeleznek.

10.4. Ásványegyüttesek

1. A Mihályi-hátság és környezete üledékes eredetű kőzeteinek regionális metamorf ásványegyütteseit az alábbi ásványok alkotják: kvarc, szericit ± albit (alacsony hőszintű, rendezett szerkezet, An = 0-7 %), káliföldpát (mikroklin), klorit, paragonit, karbonátásványok (kalcit, dolomit, esetleg ankerit és sziderit), pirit, hematit, grafit, metaantracit, rutil. Több karbonátfillit illetve fillit mintában (M-28.19,20 és M-13.8,9) volt kimutatható a szericitnél (muszkovitnál) mindig lényegesen kisebb mennyiségű paragonit. A paragonit muszkovittól való elkülönítéséhez a (002) és a (004), margarittól való megkülönböztetéséhez pedig a (00,10) és a (060) reflexiókat használtam fel. A paragonit mind az anchi-, mind az epizónában stabilis (Kübler, 1975). Képződése az adott környezetben nemcsak metamorf, hanem poszt-metamorf (hidrotermális) hatásokra is elképzelhető.

Az intermedier és bázisos metavulkanitokban a regionális metamorfózis hatására kvarc, albit ± szericit, glaukonit, klorit, karbonátásványok, hematit, pirit, apatit, rutil összetételű ásványegyüttesek képződtek.

A fenti "átfutó" ásványegyüttesek a diagenezis mélyebb szakaszától az anchizónán át az epizóna (zöldpala fácies) biotit izográdjáig stabilisak.

2. A Nemeskolta-Takácsi-zóna kőzeteinek regionális metamorf ásványegyüttesei - a paragonit, a glaukonit és a grafit kivételével - a Mihályi-hátság kőzeteinél leírt ásványokból állnak. További különbség: autochton antracit jelenléte (a törmelékes grafit mellett), és a részlegesen kloritosodott, törmelékes biotit megmaradása. E jelenségek arra utalnak, hogy a regionális átalakulás kisebb hőmérsékletű lehetett, mint a Mihályi-hátság körzetében. (Dunoyer de Segonzac (1970) szerint a törmelékes biotit általában már az anchizóna kishőmérsékletű részén teljesen kloritosodik.)

A Kisalföld aljzatát alkotó kőzetekben változatos karbonátásvány társaságok találhatók. A karbonátásványok (kalcit, dolomit, ankerit és sziderit) minőségi és mennyiségi viszonyai valamint a litofácies típusok között nem volt felismerhető összefüggés. Jóllehet bizonyos esetekben a pre-metamorf (üledékes-diagenetikus) karbonátok (főleg kalcit és dolomit) a mikroszkópi jellegek alapján elkülöníthetők a posztmetamorf (hidrotermális, metaszomatikus; repedéskitöltő vagy átitatásos jellegű) karbonátoktól, a genetikai értékelés az esetek többségében bizonytalan.

Figyelemre méltó a karbonát (elsősorban dolomit, ankerit és sziderit) valamint a metamorf fokkal diszharmóniában lévő kaolinit tartalom közötti pozitiv korreláció. (A kaolinit mellett csak elvétve fordul elő kevés kevertréteges szerkezetű illit/szmektit illetve szmektit.) A kaolinit keletkezésének illetve megmaradásának magyarázatára több lehetőség van:

- speciális körülmények között (K-hiányos, általában széntelepeket kísérő, nem tengeri agyagos kőzetekben) a kaolinit dickitté átkristályosodva az anchizónában, sőt az epizóna kezdeti szakaszában is stabilis lehet (Dunoyer de Segonzac, 1970). E feltevésnek ellentmond az összlet normális tengeri törmelékes-karbonátos jellege, a dickitre jellemző 3,950 és 1,859 Å-ös reflexiók hiánya valamint a kaolinitra specifikus 3,845 és 1,839 Å-ös reflexiók jelenléte.
- A kémiai mállási eredetet a vizsgált kaolinit jó kristályos állapota látszólag cáfolja. Figyelembe véve azonban a neogén betemetődés átlagosan kb. 2000 m-es mélységét, a jó kristályos állapot a neogén diagenetikus hatással is megmagyarázható (a <2 μm szemcseméretű frakciókban a kaolinit (001) bázisreflexiójának félértékszélessége 0,291 $\Delta°2\theta$ (s = 0,070°, n = 11).
- Legvalószínűbb, hogy a kaolinit a karbonátásványok jelentős

részével együtt kishőmérsékletű hidrotermális oldatokból képződött, nagyrészt földpátokból és kloritból. A kaolinit/(kaolinit + klorit + szericit + paragonit) arány és a dolomit + ankerit + sziderit tartalom között pozitiv korreláció van (r = 0,58, n=44). Úgy tűnik, a hidrotermális hatás a Mihályi-hátság területén volt a legintenzívebb, de nyomai a Nemeskolta-Takácsi-zónában is észlelhetők.

10.5. Szénülésfok

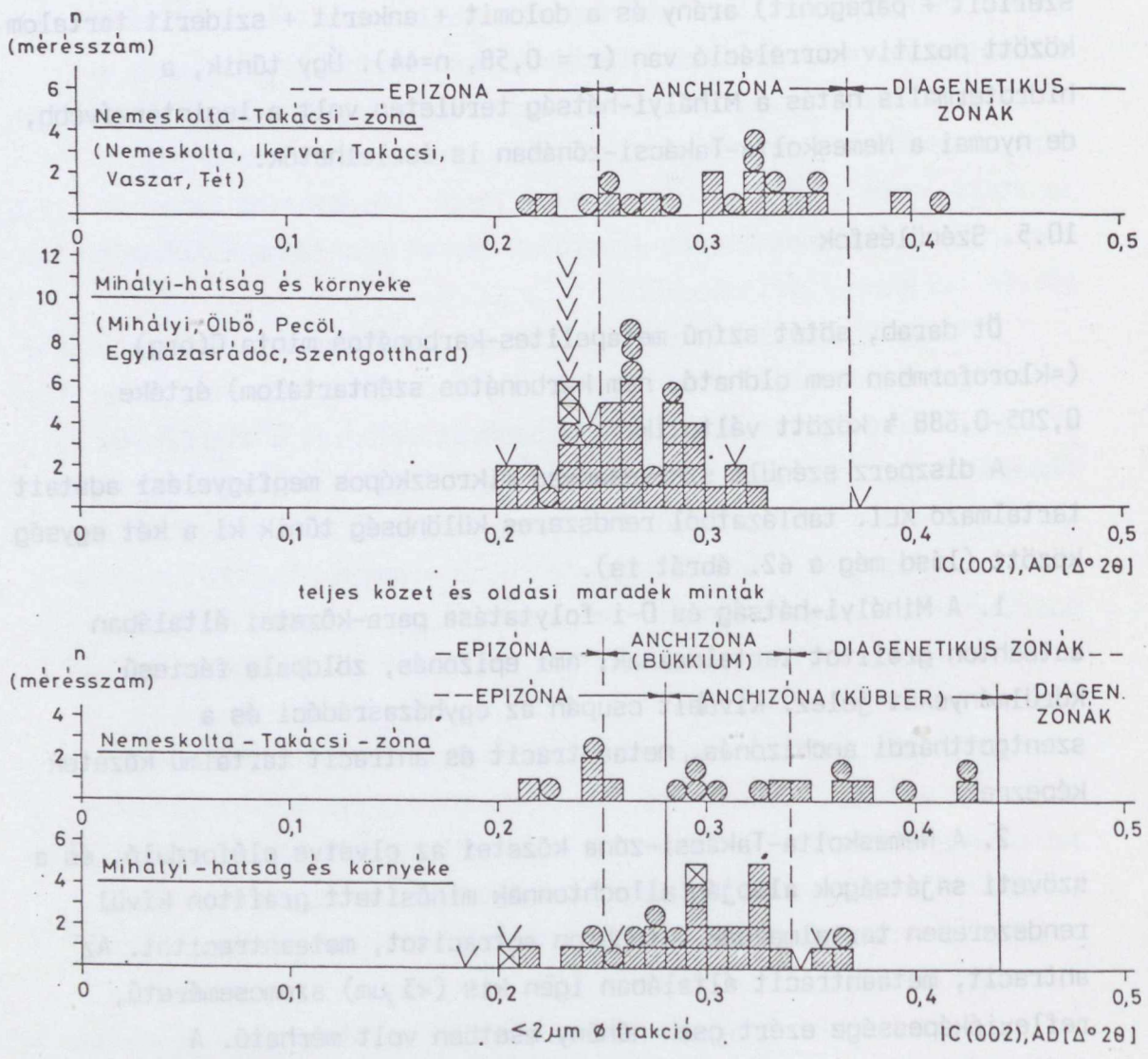
Öt darab, sötét színű metapelites-karbonátos minta C(org) (=kloroformban nem oldható, nem karbonátos széntartalom) értéke 0,205-0,688 % között változik.

A diszperz szénült szervesanyag mikroszkópos megfigyelési adatait tartalmazó XLI. táblázatból rendszeres különbség tűnik ki a két egység között (lásd még a 62. ábrát is).

1. A Mihályi-hátság és D-i folytatása para-kőzetei általában autochton grafitot tartalmaznak, ami epizónás, zöldpala fáciesű körülményeket jelez. Kivételt csupán az egyházasrádóci és a szentgotthárdi anchizónás, metaantracit és antracit tartalmú kőzetek képeznek.

2. A Nemeskolta-Takácsi-zóna kőzetei az elvétve előforduló, és a szöveti sajátságok alapján allochtonnak minősített grafiton kívül rendszeresen tartalmaznak autochton antracitot, metaantracitot. Az antracit, metaantracit általában igen kis (<3 μm) szemcseméretű, reflexióképessége ezért csak néhány esetben volt mérhető. A reflexióképesség értékek (XLI. táblázat) az anchizónára (pontosabban annak nagyhőmérsékletű részére) jellemzőek, ami - figyelembe véve a terület neogén vulkanizmusát és hidrotermális működését - inkább lehetséges maximális és nem átlagos regionális metamorf fokként értékelhető. (A Tét-3.8 és a Vasz-DNY-1.3 minták anomálisan kis bireflexió értékei földtani értelemben rövid, statikus termikus hatást sejtetnek.)

A huminites szénanyagon kívül 2 mintában (Szg-2.2 és Vasz-DNY-1.3) premetamorf szénhidrogén-migráció után visszamaradt, "besült" bitumen (mozaikreflexiós metabituminit) is kimutatható volt. Ez utóbbi reflexióképesség értékei - alátámasztva korábbi megfigyeléseinket (Árkai et al., 1981) - rendszeresen nagyobbak a vitrinit megfelelő értékeinél.



63. ábra: A kisalföldi aljzat illit 'kristályosság' értékeinek gyakorisági eloszlásai

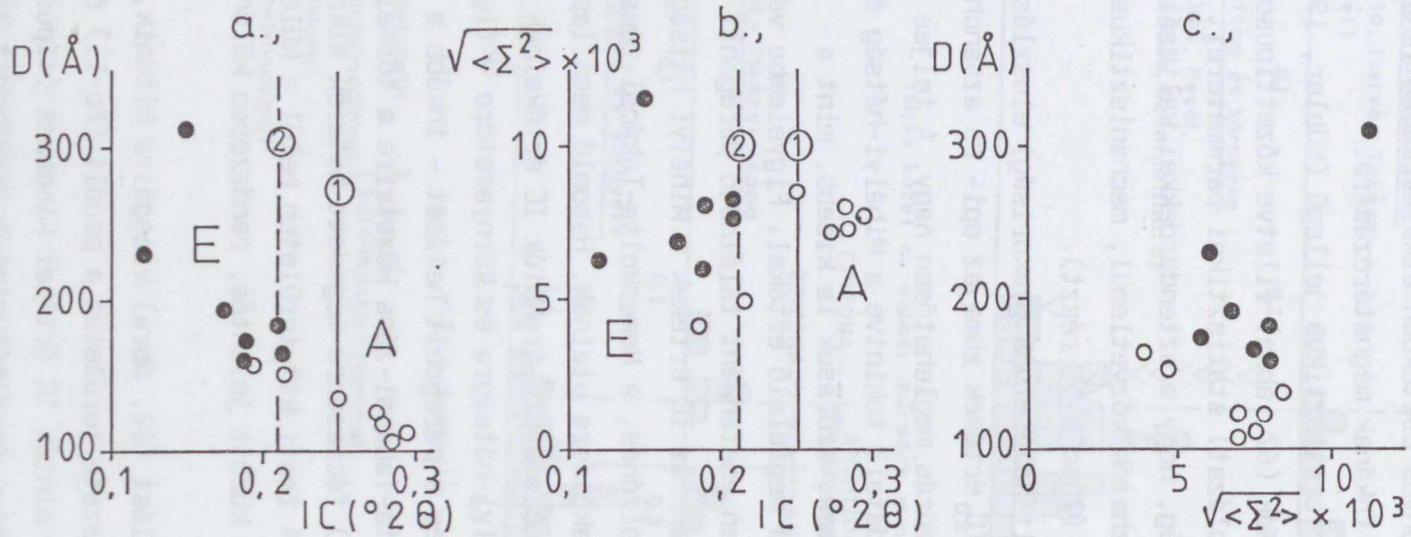
10.6. Illit 'kristályosság'

A szénülésfokkal ellentétben az illit 'kristályossági' paraméterek kevésbé érzékenyek a rövid ideig tartó (magmás, hidrotermális) hőhatásokra, és így bizonyos esetekben alkalmasabbak lehetnek a regionális metamorfózis fokának meghatározására.

Mivel az IC módszer statisztikus jellegű (Kübler, 1968, 1990), ezért az egyes mélyfúrások (62. ábra) illetve kőzettípusok és részterületek (XLII. táblázat) statisztikai paramétereit hasonlítottam össze. Hangsúlyozandó még, hogy a sztenderdekkel kalibrált Kübler-féle zónahatárok nem alkalmazhatók közvetlenül, mechanisztikusan a különböző litológiájú összletekre (lásd a 3. részt).

A Kisalföld vizsgált kőzeteinek gyakorisági eloszlásaiból (63. ábra) kitűnik, hogy az IC értékek zöme az epi- és az anchizóna tartományaiba esik, a szórás meglehetősen nagy. A teljes kőzet és az oldási maradék minták adatait tekintve a Mihályi-hátság és környéke IC értékei átlagosan kisebbek, szórásuk is kisebb, mint a Nemeskolta-Takáccsi-zóna megfelelő értékei. Figyelembe véve a Mihályi-hátság kőzeteiben esetenként található paragonit vonalszélesítő (IC-t növelő) hatását is, az IC értékek a Mihályi hátság és környezete kőzeteinél uralkodóan epizónás, a Nemeskolta-Takácsi-zóna kőzeteinél típusos anchizónás átalakulásra utalnak. Hasonló megállapítások vonhatók le a <2 μm szemcseméretű frakciók IC értékeinek gyakorisági eloszlásaiból is.A Mihályi-hátságra és környezetére - figyelembe véve a litológiai viszonyokat és a paragonit hatását - inkább a Kübler-féle zónahatárok, a Nemeskolta-Takácsi-zóna kőzeteire a törmelékes (kevésbé érett pelites-aleuritos) fáciesekre megadott határok alkalmazása látszik célszerűbbnek. A fenti két területen belül a különböző kőzettípusok IC értékei között jelentős, rendszeres különbség nem volt észlelhető.

A regionális eloszlást (62. ábra) vizsgálva kitűnik, hogy a Mihályi-hátság és környezete területén a pecöli (Pe-1.) és szentgotthárdi (Szg-1.) minták IC értékei kisebbek (típusos epizónásak), mint a mihályi és ölbői minták (paragonit hatásra módosult) IC átlagai. Az egyházasrádóci (Rád-1, -2) minták nagyhőmérsékletű anchizónás IC értékűek. A Nemeskolta-Takácsi-zónában a Nemeskolta (Kol-2, -3.), Ikervár (Ike-9, -10, -11.), Tét (Tét-3, -4.) és Vaszar (Vasz-DNY-1.) körzeteinek mintái kishőmérsékletű anchizónás



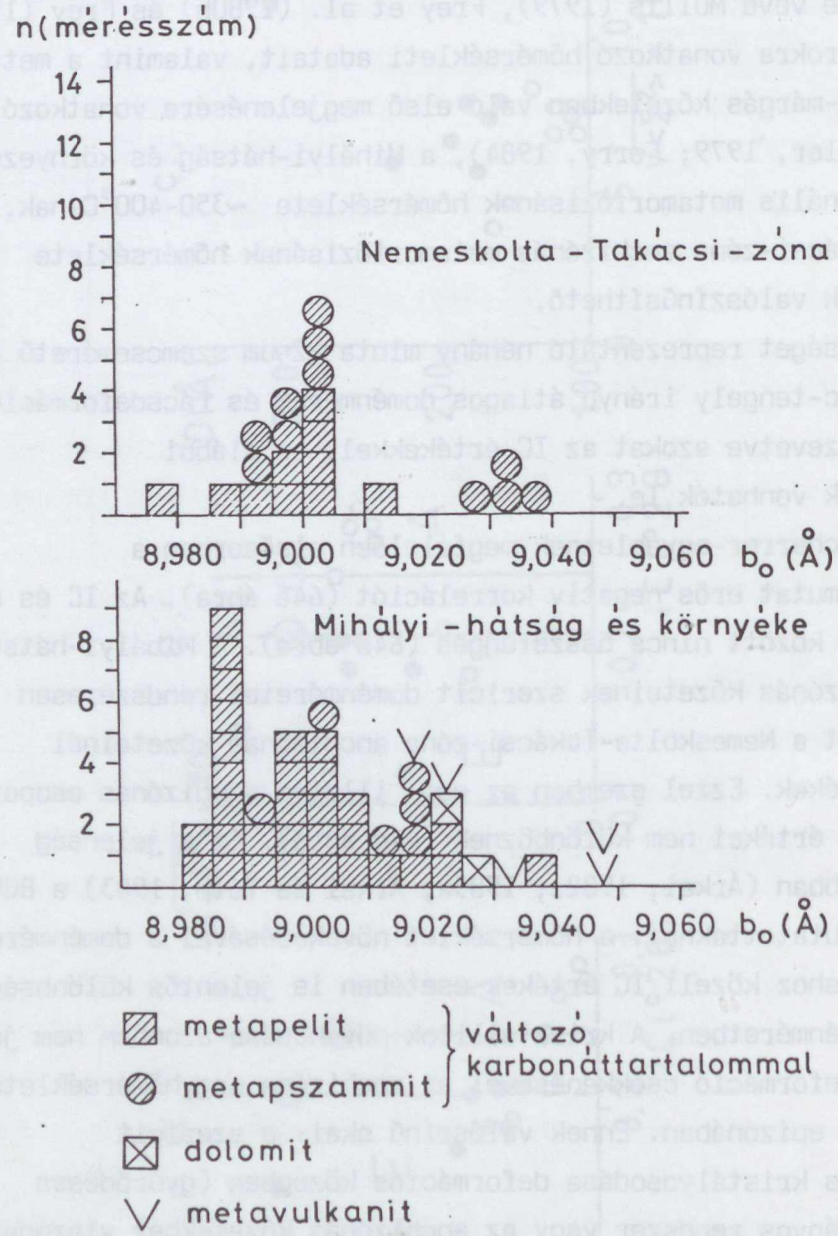
64. ábra: Összefüggések az illit 'kristályosság' (IC), a relatív doménméret (D) és a relatív rácsdeformáció ($\sqrt{<\varepsilon^2>} \times 10^3$) között, a kisalföldi anchi- és epizónás összletek jellemző mintáinál
Jelölések: A - anchizóna; E - epizóna; 1 - Kübler-féle zónahatár; 2 - a jelen értekezésben használt, finomtörmelékes kőzetekre alkalmazható zónahatár; ● - főként epizónás kőzetek (Mihályi hátság és környéke); o - főleg anchizónás kőzetek (Nemeskolta-Takácsi-zóna). <2 µm frakció minták, 2°/min goniométer sebesség

IC átlagokkal jellemzettek. A kőzetszöveti és szénülésfok adatok alapján a Szentgotthárd (Szg-2.) és a Takácsi (Tak-1, -2.) fúrások kisebb IC értékei nem magyarázhatók az anchizónásnál erősebb fokú metamorfózissal, hanem a kevésbé mállott, átöröklött világos csillámok hatásával függhetnek össze.

Figyelembe véve Mullis (1979), Frey et al. (1980b) és Frey (1986) anchizóna határokra vonatkozó hőmérsékleti adatait, valamint a metamorf biotit pelites-márgás kőzetekben való első megjelenésére vonatkozó adatokat (Winkler, 1979; Ferry, 1984), a Mihályi-hátság és környezete epizónás regionális metamorfózisának hőmérséklete ~350-400°C-nak, a Nemeskolta-Takácsi-zóna anchizónás metamorfózisának hőmérséklete ~250-300°C-nak valószínűsíthető.

A két egységet reprezentáló néhány minta <2 /um szemcseméretű szericitjének c-tengely irányú átlagos doménméret és rácsdeformáció adataiból, összevetve azokat az IC értékekkel, az alábbi következtetések vonhatók le.

Az IC a Scherrer-egyenletnek megfelelően elsősorban a doménmérettel mutat erős negativ korrelációt (64a ábra). Az IC és a rácsdeformáció között nincs összefüggés (64b ábra). A Mihályi-hátság és környezete epizónás kőzeteinek szericit doménméretei rendszeresen nagyobbak, mint a Nemeskolta-Takácsi-zóna anchizónás kőzeteinél megfigyelt értékek. Ezzel szemben az epi- illetve anchizónás csoport rácsdeformáció értékei nem különböznek (64c ábra). Ez a jelenség hasonló a korábban (Árkai, 1982a; 1983a; Árkai és Tóth, 1983) a Bükkium kőzeteinél kimutatottakhoz: a hőmérséklet növekedésével a doménméret nő, a minimálishoz közeli IC értékek esetében is jelentős különbségek lehetnek a doménméretben. A krisztallitok növekedése azonban nem jár együtt a rácsdeformáció csökkenésével az anchizóna nagyhőmérsékletű részében és az epizónában. Ennek valószínű okai: a szericit szin-tektonikus kristályosodása deformációs közegben (gyűrődéses klivázs), K-hiányos rendszer vagy az anchizónás kőzetekhez viszonyítva nagyobb mérvű Na-beépülés a világos csillám szerkezetbe. "Ideális muszkovit" sztenderd hiánya miatt a doménméret és a rácsdeformáció természetesen nem abszolut értelemben, hanem csak különbségek és trendek kimutatására használható fel.



65. ábra: Kisalföldi metamorfitok szericit (illit-muszkovit) b_o rácsparaméterének gyakorisági eloszlásai

10.7. A metamorfózis nyomásviszonyai

Mivel a kisalföldi anchi-, epimetamorf képződmények nyomásjelzésre alkalmas ásványokat illetve ásványegyütteseket nem tartalmaznak, ezért a Sassi-féle világos csillám b_o-geobarometriai módszer alkalmazását kíséreltem meg.

A b_o paraméter gyakorisági eloszlásait a 65. ábra szemlélteti. Az értékek erősen szórnak, de mindkét egység kőzeteinél határozott maximum észlelhető 9 Å körül. A különböző karbonát tartalmú homokos és agyagos eredetű kifejlődések között rendszeres b_o különbség nincs, a metavulkanitok világos csilláma nagyobb b_o értékekkel különül el. Ez a jelenség a kőzetkémizmus hatásával (nagyobb arányú $Al \leftarrow (Fe^{2+}, Mg)$ helyettesítéssel) magyarázható, és más területeken is megfigyelhető volt (Bükkium: Árkai, 1982a; 1983a).

1. A Mihályi-területen és környékén viszonylag kevés minta felelt meg a félkvantitativ nyomásjelzés Guidotti és Sassi (1976) által megadott ásványtani kritériumainak. Az M-10.14 és az M.28.19 számú, kvarc, albit, szericit, klorit, pirit (+ utólagos, <10 % mennyiségű karbonátásvány, kaolinit) tartalmú minták b_o átlaga 8,995 Å. Ezzel lényegében megegyező értéket kaptam a nagyobb (utólagos) karbonát tartalmú, egyébként hasonló ásványegyüttesű karbonátfillit mintáknál is (b_o = 8,993 Å; s = 0,009 Å; n = 5). Ezek az értékek típusos kisnyomású (nagy metamorf termikus gradiensű) rendszert jeleznek, ami az Alpokban a hercini tektonometamorf ciklus sajátossága (Sassi, 1972).

A paragonitot alárendelt mennyiségben tartalmazó karbonátfillit minták b_o értéke - Guidotti és Sassi (1976, 1986) megállapításaival összhangban - kisebb: b_o = 8,985 Å, n = 5. Ugyancsak szabályszerűnek tűnő jelenség az albit-mentes karbonátfillit és a káliföldpát tartalmú metahomokkő nagyobb (9,020 illetve 9,017 Å) b_o értéke is.

A pecöli területen (Pe-1 jelű fúrás) a hematit tartalmú, valószínűleg vulkáni-törmelékes anyagot is tartalmazó karbonátfillit, valamint a metavulkanit minta b_o értékei nagyok (9,040 illetve 9,044 Å), csakúgy, mint a szentgotthárdi (Szg-1 jelű fúrás) metavulkanit b_o értéke (9,026 Å).

Az Ölbői-terület kvarc, albit, szericit (+ nagyrészt utólagos karbonátásvány és kaolinit) együttesű karbonátfillitjének b_o értéke (8,995 Å) ugyancsak kisnyomású rendszert sejtet. A b_o érték itt is kisebb, mint a megfelelő, mikroklin tartalmú kifejlődésé (utóbbinál

b_o = 9,007 Å).

Az egyházasrádóci agyag-, aleuritpala átlaga 9,003 Å. A nyomásjelzésre alkalmas együttesű Szentgotthárd Szg-2.2 minta 9,017 Å-ös értéke közepes nyomástartományt jelez, alpi hatást tükrözhet.

.2. A Nemeskolta-Takácsi-zónában a nemeskoltai (Kol-2, -3 jelű fúrás) kvarc, albit, szericit, klorit, pirit együttesű aleuritos agyagpala b_o értéke (8,995 Å) kisnyomású rendszert valószínűsít (hasonló ehhez a homokkőpala b_o értéke is (8,996 Å). Kissé magasabb ennél a Takácsi-terület agyagpaláinak értéke (9;006 Å). E kifejlődésnél a homokkőpalák értékei 9,002 és 9,036 Å között erősen szórnak.

10.8. A kisalföldi aljzat összefoglaló jellemzése, a földtani-kőzettani korreláció kérdései

Összefoglalva megállapítható, hogy a Kisalföld aljzatát alkotó, és Balázs (1975) valamint Fülöp (1990) által litosztratigráfiai módszerekkel tagolt kezdeti metamorf képződmények két csoportot képeznek.

1. A nyugati rész (Mihályi-hátság és környezete) aljzatát kis (~2-3 kbar) nyomástartományú (nagy metamorf termikus gradiensű, u.n. hercinotip), uralkodóan epizónás (zöldpala fácies kvarc-albit-muszkovit-klorit alfáciesű), ~350-400-(450)°C hőmérsékletű, alárendelten anchizónás (kb. 250-350°C hőmérsékletű) regionális dinamotermális metamorfózis érte. Ez a zóna megfelel a Balázs (1971, 1975) által devon időszakinak valószínűsített képződményeknek, amelyek a jelen vizsgálatok szerint - Balázs korábbi eredményeit alátámasztva - változó mennyiségű üledékes karbonátanyagot tartalmazó, uralkodóan pelites, alárendelten pszammitos üledékanyagból, és tiszta karbonátos üledékekből keletkeztek. Az összletre jellemző a bázisos-neutrális vulkanit (piroklasztit és lávakőzet) közbetelepülések gyakorisága.

2. A Nemeskolta-Takácsi-zóna aljzatában ugyancsak kisnyomású, de csak anchizónás (~250-300°C) hőmérsékletű regionális metamorfózis volt kimutatható. E zóna képződményei a Balázs (1975) által szilur időszakinak feltételezett, karbonátmentes vagy -szegény, durvábbtörmelékes (pszammitos, aleuritos, alárendelten pelites) üledékekből keletkeztek. Vizsgálataim szerint ez az összlet üledékképződéssel egyidejű bázisos és savanyú vulkáni

közbetelepüléseket is tartalmaz.

Ha elfogadjuk Balázs (1975) korbesorolását, valamint a nyomásjelleg azonossága alapján feltételezzük, hogy az epi- és az anchizónás kőzetek metamorfózisa azonos (hercini) korú, akkor az a következtetés vonható le, hogy a metamorfózis idején a Mihályi-hátságot és környezetét alkotó összlet fiatalabb volta ellenére mélyebb tektonikai helyzetben volt, mint a Nemeskolta-Takácsi-zóna idősebb összlete. Ez a megállapítás nincs ellentmondásban Balázs litosztratigráfiai alapú korbesorolásával, mivel áttolódásos, takarós tektonikai környezetek regionális dinamotermális rendszereiben nem szükségszerű a földtani kor (~ betemetődési mélység) és a metamorf fok közötti pozitiv korreláció.

A kisalföldi anchi-, epimetamorf aljzat Rába-lineamenstől NY-ra eső részét Fülöp (1990) litosztratigráfiai korrelációs módszerrel - Balázs (1975) adatait felhasználva és továbbfejlesztve - a grazi paleozóikummal korrelálta. Kőzettani vizsgálataim, valamint a Keleti-Alpok paleozóikumára vonatkozó adatok (Schönlaub, 1979) alapján a Mihályi-hátság és környezete különböző karbonáttartalmú fillit, metahomokkő, dolomit és metavulkanit kifejlődései a grazi paleozóikum Hochlantsch- vagy Agyagpala-fácieseivel azonosíthatók, így legfelső ordovicium - szilur - devon koruk (Balázs, 1975) igen valószínű.

A Felső-Keletalpi takarórendszerhez tartozó, pikkelyes és takarós belső szerkezetű grazi paleozóikumban Schönlaub (1979) három litofácies egységet különböztetett meg. Ezek: 1) Rannach-fácies: ordovicium - szilur - alsó-devon zöldpala, tufit, metadiabáz, tufás dolomit, majd homokos-meszes kőzetek (Kher-rétegek); alsó-devon lemezes mészkő és mészpala; dolomithomokkő sorozat, Barrandei-mészkő, Kanzel-mészkő; felső-devon Steinberg-mészkő; alsó-karbon lidit, agyagpala. 2) Hochlantsch-fácies: alsó részén Passail-i fillit (≈ Kher rétegekkel), erős vulkanogén hatással, fekete palákkal; felső részén mészpala sorozat (lemezes mészkő, mészpala, dolomit, homokkő, diabáztufa ≈ Barrandei-mészkővel). 3) Agyagpala-fácies: legalul Heilbrunni fillit sorozat (sötét palák, fillit, zöldpalákkal, diabázzal spilittel, feketepalával, mészpalával (≈ Kher-rétegekkel ≈ Passail-i fillittel); középső (középső-devon) Hochschlag-sorozat (lemezes mészkő, mészpala, zöldpala, agyagpala); és felső Schöckel-mészkő. E fácieshez a Grauwacke-zóna karbon időszaki u.n. Dornerkogel Csoportjának rétegei (homokkő, grauwacke, palák) kapcsolódnak. A grazi paleozóikumhoz nagyon

hasonló kőzetek (fillit, dolomit, mészkő) Burgenland körzetében is ismertek.

Feltűnő a Nemeskolta-Takácsi-zóna durvábbtörmelékes kifejlődéseinek hiánya a grazi paleozóikum típusszelvényeinek alsó részéből. Így ezek a kőzetek a grazi paleozóikum szilur kifejlődéseivel aligha korrelálhatók, viszont litofácieseiket és átalakultsági fokukat tekintve (lásd Balázs, 1975; Fülöp, 1990; valamint e dolgozat 9. részét) a Balatonfelvidék ordoviciumi és szilur időszaki törmelékes sorozatához hasonlóak (utóbbiak részletes jellemzését lásd Lelkes-Felvári, 1978 és Lelkes-Felvári in Árkai és Lelkes-Felvári, 1987 munkáiban). Nem zárható ki teljes biztonsággal a Nemeskolta-Takácsi-zóna törmelékes kőzeteinek esetleges fiatalabb (alsó-karbon) kora sem (Dornerkogel-rétegek?).

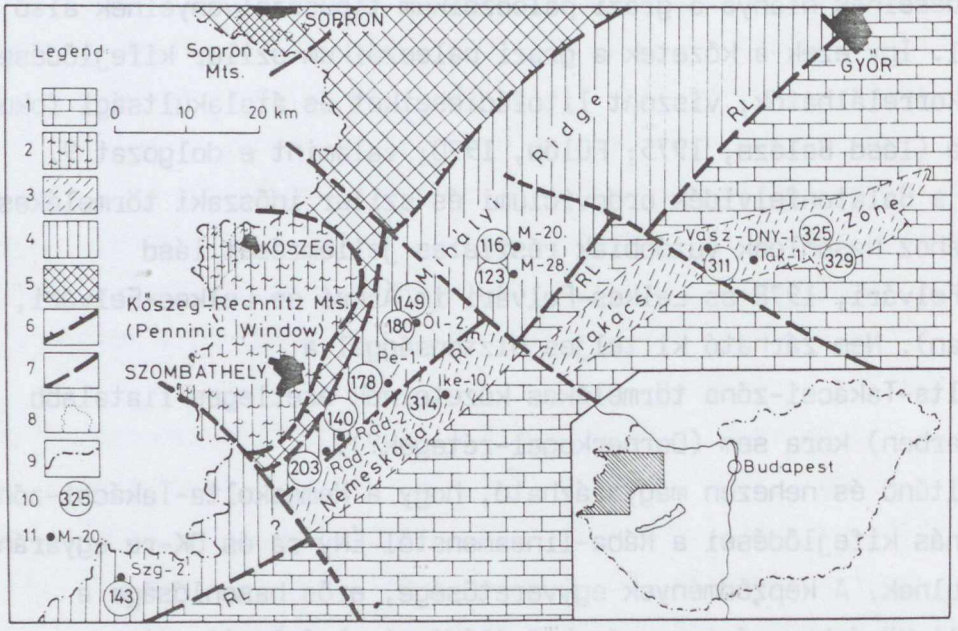
Feltűnő és nehezen magyarázható, hogy a Nemeskolta-Takácsi-zóna anchizónás kifejlődései a Rába-lineamenstől ÉNy-ra és DK-re egyaránt előfordulnak. A képződmények egyveretűsége, erős hasonlósága a Dunántúli Középhegységi egység kifejlődéseivel felveti azt az elgondolást, hogy a Rába-lineamens (legalábbis annak DNY-i része) a térképvázlaton feltüntetettnél nyugatabbra húzódik (Balázs, 1986). E földtani és kőzettani szempontból indokolt feltevés azonban további (elsősorban geofizikai) bizonyításra vár.

A Kisalföldről vizsgált minták között a Kőszeg-Rohonci-hegység Penninikumához hasonló metamorfózisú kőzetek nem voltak felismerhetők (csupán a szentgotthárdi és a pecöli minták hovatartozása lehet kétséges).

A Kőszeg-Rohonci-hegység mezozóikumát eo-alpi nagynyomású és kis hőmérsékletű (kis termikus gradiensű) metamorfózis érte, amit közepes nyomású felülbélyegzés követett (Lelkes-Felvári, 1982; lásd még Niggli et al., 1973). E két hatás eredőjét tükrözhetik 26 db különböző litológiájú mintán végzett világos csillám b_o méréseim eredményei is. A kapott b_o = 9,026 Å-ös átlag - a Kőszegi-hegységben gyakori paragonit tartalom ellenére is - lényegesen eltér a kisalföldi átlagoktól, így a két egység esetleges azonosítása ellen szól.

10.9. Izotópgeokronológiai adatok és értelmezésük

A regionális metamorfózis korának meghatározása érdekében a vizsgált kőzettípusok reprezentáns mintái <2 µm, valamint két esetben a



66. ábra: A <2 µm szemcseméretű, illit-muszkovitban gazdag frakciók K-Ar izotópos kor adatainak regionális eloszlása a Kisalföld kishőmérsékletű metamorf aljzatában. Az aljzat metamorf kőzettani vázlata Fülöp et al. (1987) valamint Árkai et al. (1987) nyomán készült. Jelölések: 1 - nem metamorf mezozóikum és újpaleozóikum; 2 - Penninikum (plurifaciális metamorf mezozóikum); 3 - nagyon kisfokú (anchizónás) metamorf paleozóikum; 4 - kisfokú (epizónás) metamorf paleozóikum; 5 - polimetamorf, főként közepes fokú metamorf összlet; 6 - áttolódás; 7 - vető; 8 - kibúvás határa; 9 - államhatár; 10 - a <2 µm szemcseméretű illit-muszkovit K-Ar izotópos kora; 11 - mélyfúrás

minták 0,6-2 μm és <0,6 μm szemcseméretű frakcióinak K-Ar-izotópos koradatait használtam fel. Az általam a 2. részben ismertetett módon előállított frakciók K-Ar-izotópos méréseit dr. Balogh Kadosa (MTA ATOMKI) végezte. Az izotópgeokronológiai célra kiválasztott minták jegyzékét a XLVII. táblázat, a teljes kőzet minták ásványos összetételét, világos csillám paramétereit és szénültségi fok adatait a XLVIII. táblázat, a frakciók K-Ar-izotópos méréseinek eredményeit és IC értékeit a XLIX. táblázat tartalmazza. Az illit-muszkovit K-Ar izotópos kor adatok regionális eloszlását a 66. ábra szemlélteti.

A K-Ar-izotópos kor értékeket és az ásvány-kőzettani eredményeket együttesen értékelve szembetűnő különbség észlelhető a Kisalföld metamorf kőzettani jellemzők alapján elkülönített két zónája között.

(1) A Dunántúli Középhegységi egységhez tartozó Nemeskolta-Takácsi-zóna kőzeteinél lényegében azonos (311-329 m.é.) korokat kaptunk. Ezek az eredmények a metamorfózis hercini korát bizonyítják, és összhangban vannak egyéb, indirekt módon ugyancsak a hercini ciklus szerepére utaló paraméterekkel; nevezetesen a zóna nagy termikus gradiensű (kis nyomástartományú) rendszerével, valamint Balázs (1975) litosztratigráfiai korreláción alapuló kronológiai megfontolásaival. (Mint ismeretes, a Keleti-Alpokban és a Kárpát-Pannon területen a hercini metamorfózisra általában nagy termikus gradiens jellemző (lásd Sassi, 1972; Sassi és Scolari, 1974; Kräutner et al., 1975, 1976)).

A K-Ar korok átlaga (~320 m.é.) a hercini ciklus szudéta fázisának felel meg. Ez a metamorf kor megegyezik a Dunántúli Középhegységi egység déli peremét (Balatonfelvidék) alkotó ópaleozóos képződmények metamorf korával: Lelkesné-Felvári (1978, 1987 (az utóbbi in Árkai és Lelkes-Felvári, 1987)) szerint ugyanis az alsó-karbon, vizéi Szabadbattyáni Mészkő formációt is érte regionális metamorf hatás. Ezzel szemben az ópaleozóos metamorfitoktól eróziós diszkordanciával elkülönülő perm és mezozóos képződményeket csak diagenetikus hatás érte (Viczián, 1974, 1987; Árkai és Viczián, 1975).

A Bakony hegység északi és déli peremét alkotó ópaleozóos pászták kapcsolatát már Oravecz (1964) is feltételezte. Az alsóörsi metariolittufa ("kvarcporfir") valamint az Alsóörs és Lovas közötti útbevágás riolitos vulkáni törmelékanyagot is tartalmazó agyag-, aleuritpala alapfeltárásaiból általam vizsgált minták <2 μm-es szemcseméretű, illit-muszkovitban gazdag frakcióin Balogh Kad. et al.

(1990) az L. táblázatban összefoglalt K-Ar korokat mérték. Az adatok intervalluma (311-327 m.é.) és átlaga (317±6,9 m.é.) megegyezik a Nemeskolta-Takácsi-zóna metamorf korával.

A Nemeskolta-Takácsi-zóna K-Ar módszerrel is vizsgált két mintájában (Tak-1.19 és Vasz-DNy-1.3) a jelentős mennyiségű kaolinit és sziderit posztmetamorf hatást tükröz. Összevetve ezek korát a többi minta korával megállapítható, hogy a fiatalabb (harmadkori?) hidrotermális működés feltehetően mérsékelt ($\sim < 250^{o}C$) termikus és/vagy kémiai hatásai nem befolyásolták észrevehetően a <2 /um szemcseméretű illit-muszkovit K-Ar izotópos összetételét.

Egy adott minta (Ike-10.1, lásd a XLIX. táblázatot) különböző szemcseméretű frakcióinak K-Ar kor értékei között rendszeres különbségek figyelhetők meg. A durvább (0,6-2,0 /um) frakciónál nagyobb (348±13 m.é.), a finomabb (<0,6 /um) frakciónál kisebb (302±12 m.é.) értéket kaptunk, a mindkét részt tartalmazó <2 /um szemcseméretű frakciónál a fenti két érték közötti kor (314±13 m.é.) adódott. Ez a trend (amit egyébként a Mihályi-hátsághoz tartozó Rád-2.5 mintánál is észleltünk) az alábbi okok egyikével vagy kombinációival magyarázható:

- az átöröklött, törmelékes világos csillám mennyisége a szemcseméret csökkenésével csökken;
- az illit-muszkovit záródási hőmérséklete a szemcseméret csökkenésével csökken. Ily módon a kor-különbségek rendkívül lassú lehülési (kiemelkedési) sebességet jelentenének;
- a radiogén argon a kisebb szemcsékből könnyebben távozik el, mint a nagyobbakból;
- a kisebb szemcsék érzékenyebben reagálnak a poszt-metamorf hőhatásokra, mint a nagyobb szemcsék.

(2) A Dunántúli Középhegységi egység ópaleozóikumának jól lehatárolt hercini metamorf korával ellentétben a grazi paleozóikummal (a Felső-Keletalpi takarórendszerrel) korrelált Mihályi-hátság és környezete főként epi-, részben anchizónás kőzeteinek <2 /um szemcseméretű, illit-muszkovitban gazdag frakcióin kapott K-Ar korok (XLIX. táblázat) 116 és 203 millió év között erősen szórnak. A nagy szórás arra utal, hogy ezek az értékek nem köthetők egy adott geológiai eseményhez, hanem u.n. keverék korok. Az illit-muszkovit K-Ar izotóprendszere részleges átrendeződésének okait keresve több hipotézis állítható fel:

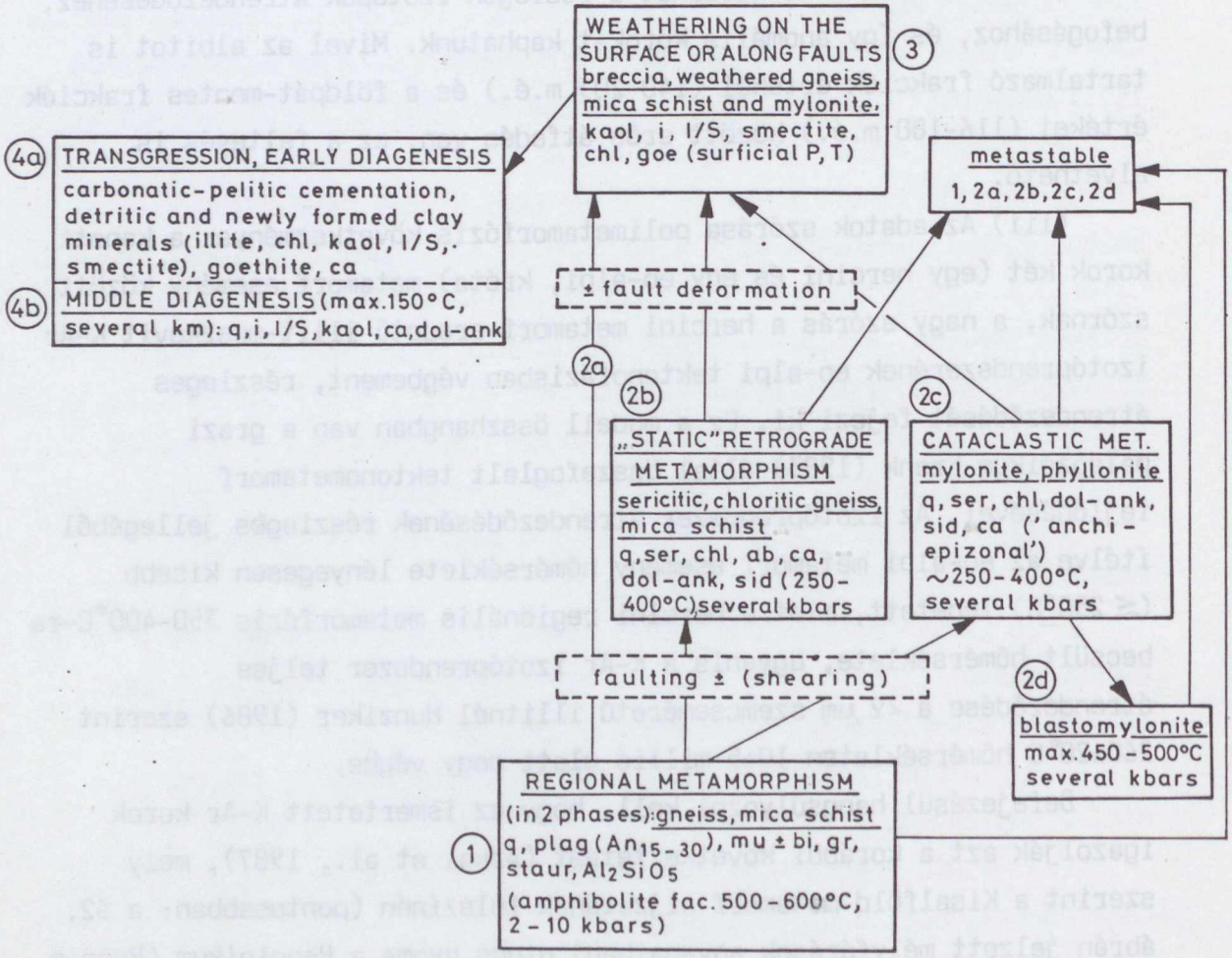
(i) a részleges átrendeződést fiatal (harmadkori?) kis-

hőmérsékletű hidrotermális működés okozta. Mivel az ilyen működésre utaló kaolinit + sziderit ásványegyüttest tartalmazó kőzetek illit-muszkovit kora (116-180 m.é.) nem különbözik lényegesen a hidrotermák által nem zavart metamorf kőzetek korától (123-203 m.é.), ezért e tényező szerepe elhanyagolható.

(ii) a vizsgált <2 μm szemcseméretű frakciók egy részénél észlelt kis albit tartalom hozzájárulhat a radiogén izotópok átrendeződéséhez, befogásához, és így anomális korokat kaphatunk. Mivel az albitot is tartalmazó frakciók értékei (140-203 m.é.) és a földpát-mentes frakciók értékei (116-180 m.é.) között erős átfedés van, ez a feltevés is elvethető.

(iii) Az adatok szórása polimetamorfózis következménye: a kapott korok két (egy hercini és egy eo-alpi, kréta) metamorf esemény között szórnak, a nagy szórás a hercini metamorf eredetű illit-muszkovit K-Ar izotóprendszerének eo-alpi tektonofázisban végbement, részleges átrendeződését fejezi ki. Ez a modell összhangban van a grazi paleozóikum Frank (1983) által összefoglalt tektonometamorf fejlődésével. Az izotóprendszer átrendeződésének részleges jellegéből ítélve az eo-alpi metamorf esemény hőmérséklete lényegesen kisebb ($\lesssim$ 250°C) lehetett, mint a hercini regionális metamorfózis 350-400°C-ra becsült hőmérséklete, ugyanis a K-Ar izotóprendszer teljes átrendeződése a <2 μm szemcseméretű illitnél Hunziker (1986) szerint 260±20° C hőmérsékleten 10±5 millió alatt megy végbe.

Befejezésül hangsúlyozni kell, hogy az ismertetett K-Ar korok igazolják azt a korábbi következtetést (Árkai et al., 1987), mely szerint a Kisalföld metamorf aljzatának felszínén (pontosabban: a 62. ábrán jelzett mélyfúrások anyagaiban) nincs nyoma a Penninikum (Pennin ablak) keleti folytatódásának. Balogh Kad. et al. (1983) a Kőszegi-hegység különböző kőzettípusainak muszkovitjain átlagosan 35 millió éves lehülési (blokkolási) kort határoztak meg. Ez az érték szignifikánsan különbözik a Kisalföld aljzatának mintáin kapott, itt közölt és értelmezett adatoktól.



67. ábra: A Duna-Tisza-köze metamorf aljzatát kialakító földtani folyamatok vázlata. Rövidítések: i - illit; ser - szericit (illit-muszkovit); mu - muszkovit; bi - biotit; chl - klorit; kaol - kaolinit; I/S - illit/szmektit szabálytalan kevertréteges szerkezetű agyagásvány; goe - goethit; gr - gránát; staur - sztaurolit; ca - kalcit; dol-ank - dolomit-ankerit; sid - sziderit; q - kvarc; ab - albit; plag - plagioklász

11. KISHŐMÉRSÉKLETŰ RETROGRÁD METAMORFÓZIS A POLIMETAMORF ALJZATBAN: ILLIT 'KRISTÁLYOSSÁGI' MÓDSZEREK ALKALMAZÁSA A RETROGRÁD METAMORFÓZIS ÉS A MÁLLÁS + BETEMETŐDÉSES DIAGENEZIS ELKÜLÖNÍTÉSÉRE

Az előző (4-10.) részekben megkíséreltem bemutatni, hogy Magyarország szinte összes nagyszerkezeti egységében hatottak alpi és/vagy hercini kishőmérsékletű, progresszív regionális metamorf folyamatok. Kézenfekvő a következtetés, hogy e viszonylag fiatal hatások az idősebb (pre-hercini(?) - hercini) közepes fokú polimetamorf aljzatot is érintették. A Tisza egység kritályos aljzatának polimetamorf természete régóta ismert (Szepesházy, 1967; Szádeczky-Kardoss et al., 1969, 1976). Az utóbbi években a közepes fokú átkristályosodási szakaszok fizikai paramétereinek meghatározása érdekében a koegzisztens ásványok elem-megoszlási arányainak mérésén illetve a fluid zárványok vizsgálatán alapuló geotermométereket és geobarométereket alkalmaztak (Szederkényi, 1984; Árkai, 1983b, 1984a; Árkai et al., 1985 illetve Török, 1990). A polimetamorfózis kishőmérsékletű (anchi-, epizónának megfelelő) retrográd szakaszainak modern kőzetgenetikai értékelésére vizsgálataim előtt - az alábbiakban ismertetendő okok miatt - nem kerülhetett sor, jóllehet e folyamatok nemcsak általános fejlődéstörténeti, hanem gyakorlati, szénhidrogénföldtani szempontból is jelentősek.

11.1. A polimetamorf aljzat fejlődéstörténetének vázlata a Duna-Tisza-köze középső részének példáján

A Nagyalföld, és ezen belül a Duna-Tisza-köze neogén medencéje pre-tercier aljzatának jelentős részét polimetamorf kőzetek: főleg gneisz és csillámpala, valamint amfibolit közbetelepülések alkotják. A gneisz-csillámpala összlet geológiai fejlődésének lehetséges pályáit a 67. ábra szemlélteti.

A pre-hercini vagy idős hercini közepes termikus gradiensű, amfibolit fáciesű metamorfózist hercini, térbelileg erősen változó, részben progresszív (amfibolit fáciesű), többnyire retrográd (zöldpala vagy zöldpala fácies alatti hőmérsékletű) statikus vagy dinamikus metamorf esemény követte. Ennek során a termikus maximummal jellemzett tengelyekben, centrumokban szin- és késő-kinematikus granitoid testek képződtek. A hercini és az esetleges alpi kishőmérsékletű retrográd

metamorf hatásokat ezideig nem különítették el. Az alpi felülbélyegzés feltehetően a fő áttolódási zónák közeli környezeteire korlátozódott. A polimetamorf aljzaton elvétve (eróziós roncsok formájában?) bizonytalan paleozóos(?) korú, anchi-, epizónás karbonátfillit és kvarcfillit települ, a kontaktus jellege ismeretlen, valószinüleg tektonikus (Árkai, 1978, 1980). A legtöbb helyen tektonikus határ tételezhető fel a polimetamorf aljzat és a nem metamorf újpaleozóos - mezozóos összlet között is. A vizsgált területeken a polimetamorf aljzat leggyakoribb, eróziós diszkordanciával elkülönülő fedőjét nagy vastagságú, transzgresszív neogén összlet alkotja. (A metamorf fejlődéstörténet részletesebb jellemzését lásd Lelkes-Felvári és Sassi (1981), Szederkényi (1984), Árkai (1984a, 1987b, 1991b), Árkai et al. (1985), Cserepes-Meszéna (1986), Nusszer (1986), Szili-Gyémánt (1986), a gránitos magmatizmus korszerű értékelését Buda (1985) munkáiban.)

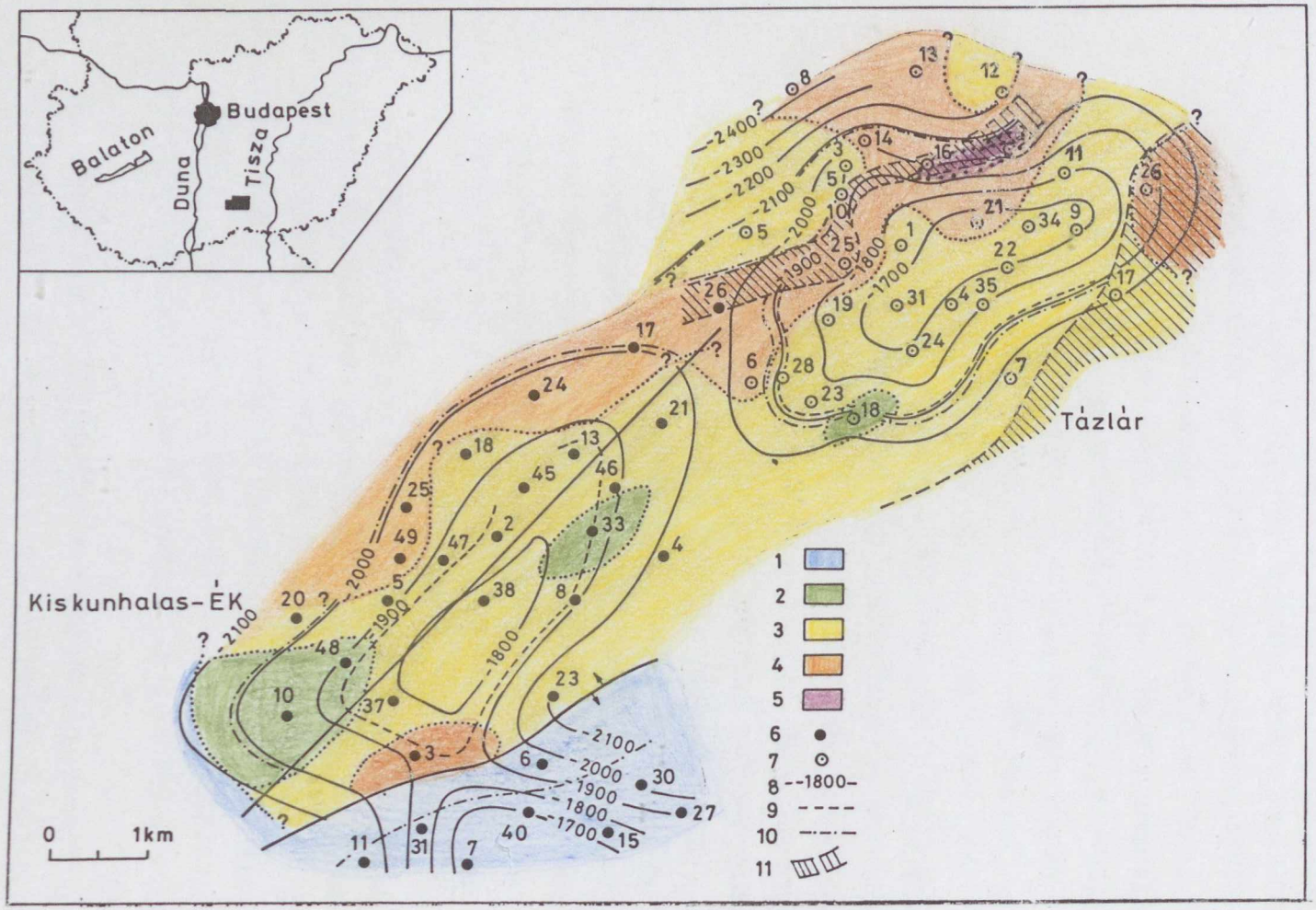
A különböző formációk közötti nagy idő-különbségek és a bonyolult tektonikai viszonyok miatt a poszt-metamorf kiemelkedés (lehülés) és az ezzel kapcsolatos töréses deformáció, erózió, fizikai és kémiai mállás időszaka(i) nem határozható(k) meg pontosan. A földtani fejlődéstörténet alapján elkülönülő vagy folyamatos, összefüggő poszt-hercini és/vagy kréta utáni eróziós fázisokkal számolhatunk.

A neogénban, azaz a legfiatalabb üledékes ciklusban a különböző mértékben mállott metamorf kőzetek (egykori felszín) ugyancsak változó mértékű besüllyedésére, betemetődésére és a mállott anyag diagenezisére került sor.

A különböző mértékben mállott metamorf aljzat besüllyedésben elmaradt ("kiemelkedő") részei ipari jelentőségű szénhidrogén telepeket tartalmazhatnak. A legtöbb esetben a "kiemelkedés" környezetét alkotó neogén (többnyire pannóniai) korú üledékek tekinthetők a szénhidrogének anyakőzetének. Két ilyen szerkezet (a Kiskunhalas-ÉK-i és a Tázlári terület) aljzatának földtani és metamorf kőzettani térképvázlatát a 68. ábra mutatja be.

A metamorf aljzat kőzetek szénhidrogén tároló tulajdonságát sok tényező befolyásolja. Következésképpen a porozitás és a permeabilitás előrejelzése nagyon bizonytalan.

Gneisz és csillámpala esetében a "primér" porozitást főleg az elválási (palássági) felületek eloszlása határozza meg, az intergranuláris tér elhanyagolhatónak tűnik. Mivel az elválási felületek sűrűsége adott térfogatú kőzetben az ortogneisz -> paragneisz



68. ábra: A Kiskunhalas-ÉK-i és a Tázlári szerkezet pre-tercier aljzatának földtani és metamorf kőzettani térképe Tormássy és Mészáros (1978) nyomán, erősen egyszerűsítve, Árkai (1978, 1980, 1987d) kőzettani adataival kiegészítve. Jelölések: 1 - nem metamorf mezozóikum; 2 - anchi-, epizónás karbonátfillit és kvarcfillit (paleozóikum?); 3 - milonit csoport; 4 - gneisz - csillámpala csoport; 5 - amfibolit, amfibolgneisz; 6 - mélyfúrás a Kiskunhalas ÉK-i területen; 7 - mélyfúrás a Tázlári területen; 8 - a metamorf aljzat felszínének szintvonalai (tengerszint alatti mélység m-ben); 9 - földgáz/kőolaj fázishatár; 10 - kőolaj/víz fázishatár; 11 - impermeábilis zóna

→ csillámpala sorrendben nő, nyilvánvaló, hogy az eredeti (pre-metamorf) litotípusok bizonyos mértékig befolyásolják a rezervoár tulajdonságokat. A milonitosodás és a kataklázis növeli a porozitást és a permeabilitást, ezzel szemben a retrográd átkristályosodás ellentétes hatású lehet. Minazonáltal a poszt-metamorf deformációs folyamatok (törés, breccsa képződés), a kémiai mállás és az azt követő betemetődéses diagenezis (ide értve a cementálódást, oldódást, újra-kiválást is) meghatározó szerepűek a metamorf kőzetek rezervoár tulajdonságainak alakulásában, jóllehet az egyes folyamatok hatásai meglehetősen összetettek. A törések, breccsák képződése növeli a rezervoár kapacitását. A kémiai mállás hatása változó lehet, attól függően, hogy vajon egyes ásványok (főként karbonátok) oldódása vagy az agyagásványok metamorf szilikátokból való képződése a domináns folyamat. Az előbbi esetben a másodlagos porozitás jelentősen növekszik, míg az utóbbi esetben, különösen szmektit képződésével, a porozitás csökkenése várható. A töréses deformáció csakúgy, mint a fizikai és a kémiai mállás nem csupán a porozitást és a permeabilitást befolyásolja, hanem lényegesen csökkenti a kőzettömegek szilárdságát is. Így a betemetődési mélységtől (~litosztatikus vagy bezáró nyomástól) függően a fellazult (fizikai és/vagy kémiai mállású) aljzat kőzeteknél jelentős mértékű kompakció figyelhető meg. A kompakció, a diagenetikus cementálódással, ásvány neo- és transzformációval együtt csökkenti a rezervoár kapacitását.

A repedezett tárolók porozitásának és permeabilitásának becslése sokkal pontatlanabb, mint a szabályosabb pórustérrel rendelkező kőzetek, például a homokkövek esetében. Különösen igaz ez a fentiekben ismertetett, bonyolult fejlődéstörténetű metamorf aljzat kőzeteire. Következésképpen az egyes metamorf és poszt-metamorf folyamatok megkülönböztetése, intenzitásaik becslése nemcsak tudományos, hanem gyakorlati jelentőséggel is bír, mivel e folyamatok eltérő módon befolyásolják a metamorf kőzetek rezervoár tulajdonságait, és felismerésük csökkentheti a metamorf szénhidrogén-tárolók gazdasági becslésének bizonytalanságát. E célból két szerkezet mélyfúrási magmintáinak fénymikroszkópos és röntgendiffraktométeres vizsgálatát végeztem el (68. ábra, a részletes leírást és értékelést lásd Árkai (1978, 1980, 1987d) kutatási jelentéseiben).

11.2. Ásványegyüttesek

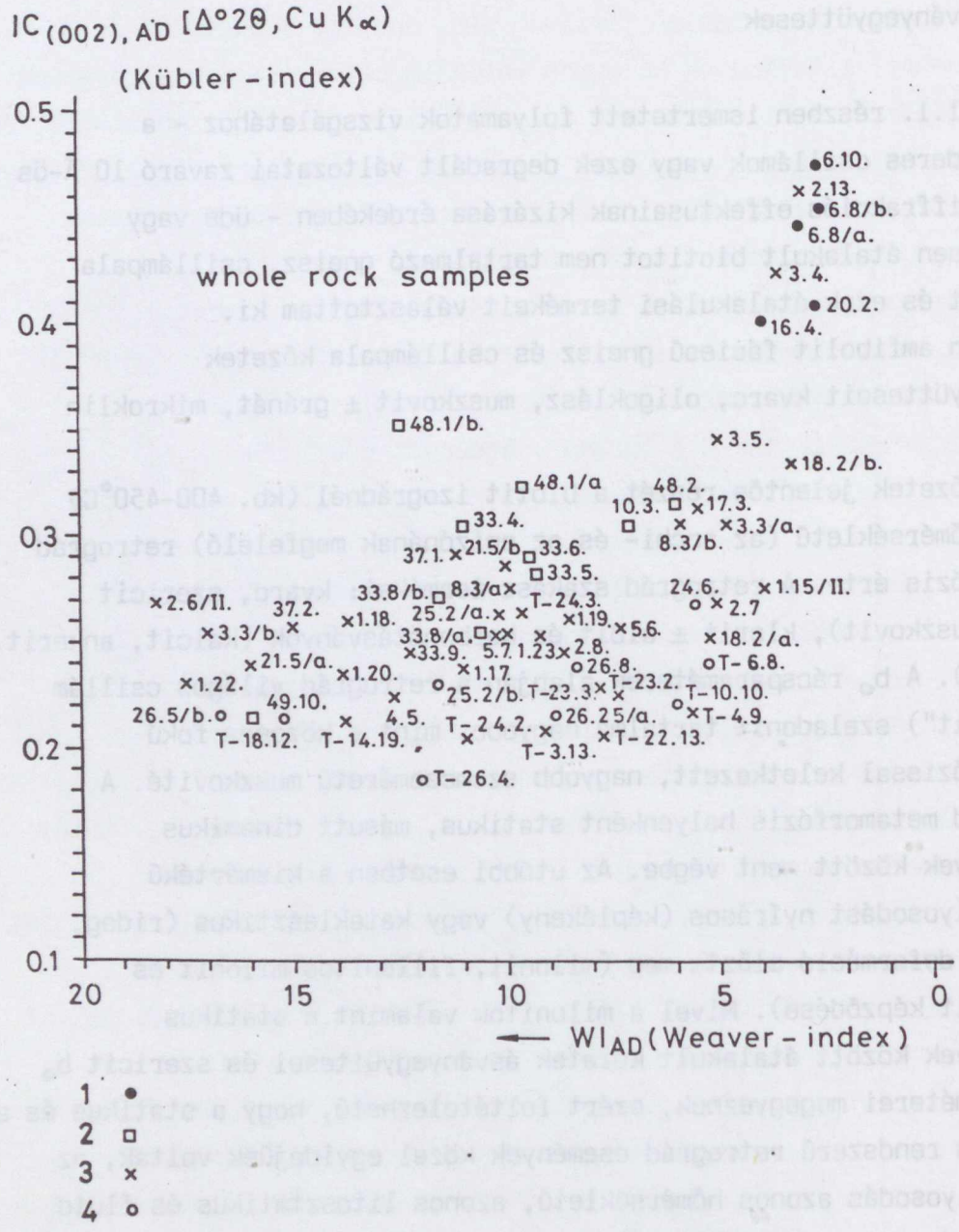
A 11.1. részben ismertetett folyamatok vizsgálatához - a trioktaéderes csillámok vagy ezek degradált változatai zavaró 10 Å-ös röntgendiffrakciós effektusainak kizárása érdekében - üde vagy részlegesen átalakult biotitot nem tartalmazó gneisz, csillámpala kőzeteket és ezek átalakulási termékeit választottam ki.

Ezen amfibolit fáciesű gneisz és csillámpala kőzetek ásványegyütteseit kvarc, oligoklász, muszkovit ± gránát, mikroklin alkotja.

E kőzetek jelentős részét a biotit izográdnál (kb. 400-450°C) kisebb hőmérsékletű (az anchi- és az epizónának megfelelő) retrográd metamorfózis érte. A retrográd szakasz termékei: kvarc, szericit (illit-muszkovit), klorit ± albit és karbonátásványok (kalcit, ankerit, sziderit). A b_o rácsparaméterek alapján a retrográd világos csillám ("szericit") szeladonit tartalma nagyobb, mint a közepes fokú metamorfózissal keletkezett, nagyobb szemcseméretű muszkovité. A retrográd metamorfózis helyenként statikus, másutt dinamikus körülmények között ment végbe. Az utóbbi esetben a kismértékű átkristályosodást nyírásos (képlékeny) vagy kataklasztikus (rideg, töréses) deformáció előzte meg (milonit, fillonitos milonit és kataklázit képződése). Mivel a milonitok valamint a statikus körülmények között átalakult kőzetek ásványegyüttesei és szericit b_o rácsparaméterei megegyeznek, ezért feltételezhető, hogy a statikus és a dinamikus rendszerű retrográd események közel egyidejűek voltak, az átkristályosodás azonos hőmérsékletű, azonos litosztatikus és fluid nyomású, de térben változó irányított (stressz) nyomású rendszerben ment végbe.

A felszini kémiai mállásra utaló jegyek (oxidáció: goethit a Kiha-ÉK-1.23 mintában; karbonátásványok kioldódása a Kiha-ÉK-33.4 mintában) csak elvétve észlelhetők. A mállást követő neogén karbonátos-törmelékes üledékképződés és a betemetődéses diagenezis az oxidációs - kilugzásos jelenségeket általában elfedte.

A teljes kőzet minták ásványos összetételében a gyakori kaolinit és a ritkább illit/szmektit kevertréteges szerkezetű agyagásvány utal kémiai mállás és közepes (vagy mély) diagenezis hatására. A klorit egy része csakúgy, mint (az IC adatokból ítélve) az illit-muszkovit bizonyos része szintén mállás illetve az azt követő diagenezis révén



69. ábra: A teljes kőzet minták légszáraz, dezorientált por preparátumain mért illit 'kristályosság' (IC = Kübler-index) és "élességi arány" (WI = Weaver-index) értékek összefüggése. Jelölések: 1 - pelit (diagenetikus); 2 - karbonátfillit és kvarcfillit (anchi-, epizónás); 3 - milonit, breccsásodott és/vagy milonitosodott gneisz és csillámpala (polimetamorf); 4 - gneisz, csillámpala (amfibolit fáciesű). A projekció pontoknál az első szám a mélyfúrás, a második a magminta sorszámát jelöli. T - Tázlári terület, egyébként (jelölés nélkül): Kiskunhalas Kiha-ÉK-

keletkezett. A vizsgált területeken a mállás és az azt követő betemetődéses diagenezis során keletkezett ásványok össz mennyisége alárendelt, kb. <10 súly-%.

Mivel kaolinitet olyan mintákban (Kiha-ÉK-1.20, -4.5, -3.3, -25.2) is kimutattam, amelyek nagy WI (Weaver-index) értékeik alapján autigén illitet nem tartalmaznak, feltételezhető, hogy a mállás első szakaszában kaolinit képződött. Ez a következtetés összhangban van Riedmüller (1978) korábbi eredményeivel, aki kishőmérsékletű talajvizek (híg oldatok) felszínközeli migrációja hatására kialakult agyagásvány zónák szabályszerű változásait írta le gránitgneisz, gneisz és csillámpala összlet nyírásos övezeteinek környezetében. A nyílt töréses övezetektől távolodva kaolinit, illit és végül montmorillonit zónák alakultak ki. E zónássággal párhuzamosan a permeabilitás csökken, és következésképpen, a pórusoldatok fém ion/hidrogén ion hányadosa nő (a pH nő). Sztrahov (1960) a mállási szelvényekre az alábbi, általánosított (a paleoklimatológiai viszonyoktól is erősen függő) sorozatot adta meg (felülről lefelé haladva): (a) "vaskéreg", (b) goethit - Al-hidroxid zóna, (c) kaolinit zóna, (d) hidrocsillám - montmorillonit zóna, (e) a fizikai mállás öve agyagásványok képződése nélkül, (f) üde fekükőzet. Ez a zónáció (felfelé haladva) a meteorikus vizek okozta kilugzás mértékének fokozódását tükrözi, és bizonyos része (a (c) zónától az (f) zónáig) hasonló a Riedmüller által a töréses zónák környezetében leírtakhoz.

A Kiskunhalas-ÉK-i és a Tázlári szerkezetek vizsgált teljes kőzet mintáiban

kaolinit,

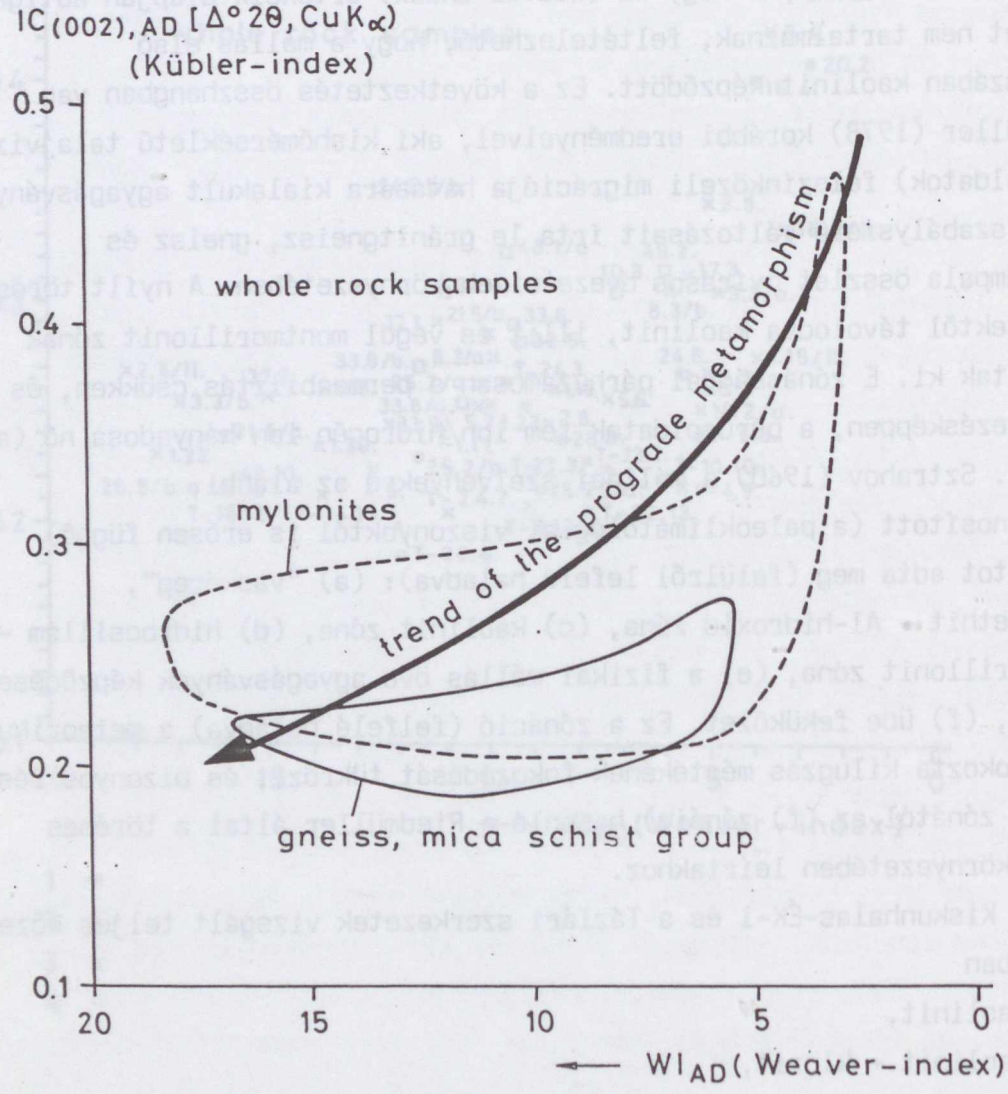
kaolinit + klorit,

kaolinit + illit,

kaolinit + illit + klorit és

kaolinit + illit + illit/szmektit kevertréteges szerkezetű agyagásvány együttesek találhatók. A tiszta, önálló szmektit hiánya vagy a mállási folyamat (agyagásvány zonáció) nem teljes voltára, vagy (és ez a valószínűbb) a szmektitnek a mállott aljzat kőzet betemetődéses diagenezise során végbement átalakulására: illit/szmektit kevertréteges szerkezetű agyagásvány illetve illit képződésére utal.

A <2 μm szemcseméretű frakció minták uralkodó filloszilikátjai az illit-muszkovit, az illit/szmektit szabálytalan kevertréteges szerkezetű agyagásvány és a kaolinit. A klorit ritkább, és a



70. ábra: Az üde és a (részlegesen) mállott gneisz - csillámpala csoport valamint a milonit csoport mezői az IC - WI diagramon (teljes kőzet minták)

kaolinitnál kisebb mennyiségben fordul elő, több esetben metamorf és üledékes-diagenetikus (u.n. hő-labilis) klorit változatok keveréke. Vermikulit és szmektit csak szorványosan és kis mennyiségben található. A betemetődéses diagenezis következtében a kaolinit rendezett szerkezetű, jó 'kristályos' állapotú: 7 Å-ös reflexiójának átlagos félértékszélessége KC = 0,247 $\Delta^{\circ}2\theta$, s = 0,043, n = 7. Az illit és az illit/szmektit kevertréteges szerkezetű agyagásvány (többé kevésbé önkényes) megkülönböztetésére Środoń (1984) módszerét használtam.

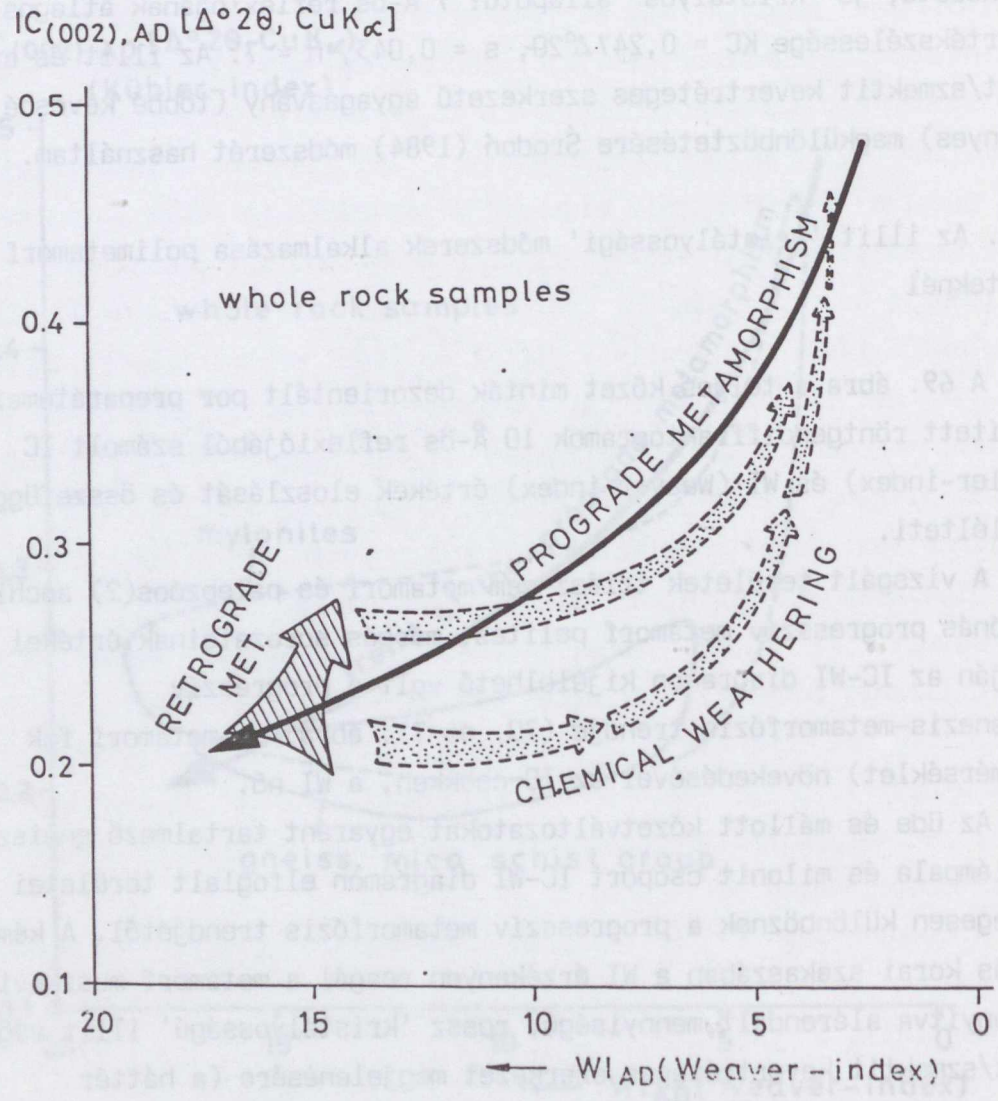
11.3. Az illit 'kristályossági' módszerek alkalmazása polimetamorf kőzeteknél

A 69. ábra a teljes kőzet minták dezorientált por preparátumairól készített röntgendiffraktogramok 10 Å-ös reflexiójából számolt IC (Kübler-index) és WI (Weaver-index) értékek eloszlását és összefüggését szemlélteti.

A vizsgált területek triász nem metamorf és paleozóos(?) anchi-, epizónás progresszív metamorf pelites, márgás sorozatainak értékei alapján az IC-WI diagramon kijelölhető volt a progreszív diagenezis-metamorfózis trendje (70. és 71. ábra): a metamorf fok (~hőmérséklet) növekedésével az IC csökken, a WI nő.

Az üde és mállott kőzetváltozatokat egyaránt tartalmazó gneisz - csillámpala és milonit csoport IC-WI diagramon elfoglalt területei lényegesen különböznek a progresszív metamorfózis trendjétől. A kémiai mállás korai szakaszában a WI érzékenyen reagál a metamorf muszkovithoz viszonyítva alárendelt mennyiségű, rossz 'kristályosságú' illit vagy illit/szmektit kevertréteges szerkezet megjelenésére (a háttér megnövekedése, a 10 Å-ös reflexió aszimmetriájának növekedése, "váll" a kis 2θ szögek felé). Az IC értékek csak a mállás későbbi, előrehaladott szakaszában változnak, amikoris a rossz 'kristályos' állapotú illit és/vagy az illit/szmektit mennyiségei a kőzet egészét átható intenzív mállás eredményeképpen jelentősen megnövekedtek. A kémiai mállás előrehaladó folyamatának trendjét az IC-WI diagramon a 71. ábra szemlélteti.

Az IC és a WI értékek szórása a retrográd metamorf ± mállott kőzeteket tartalmazó milonit csoportban lényegesen nagyobb, mint a gneisz - csillámpala csoportban (70. ábra). E különbség azzal



71. ábra: A progresszív és a regresszív metamorfózis valamint a kémiai mállás (+ betemetődéses diagenezis) trendjeinek elkülönülése az IC - WI diagramon (teljes kőzet minták)

magyarázható, hogy a tektonikailag preformált milonit csoport kőzetei nagyobb sűrűségű elválási felületeikkel, töréses elemeikkel (nagyobb porozitás és áteresztőképességükkel) kedvezőbb közeget jelenthettek mind a retrográd metamorf átkristályosodás mind pedig a kémiai mállás számára, mint a gneisz - csillámpala csoport kőzetei. A különbség tehát

(i) a kis szemcseméretű "szericitet" (azaz a közepes fokú metamorfózis során keletkezett muszkovitnál nagyobb fengit tartalmú világos csillámot) eredményező kishőmérsékletű (anchi-, epizónás) retrográd metamorfózissal (lásd a "retrográd met." trendet a 71. ábrán), és ezen kívül

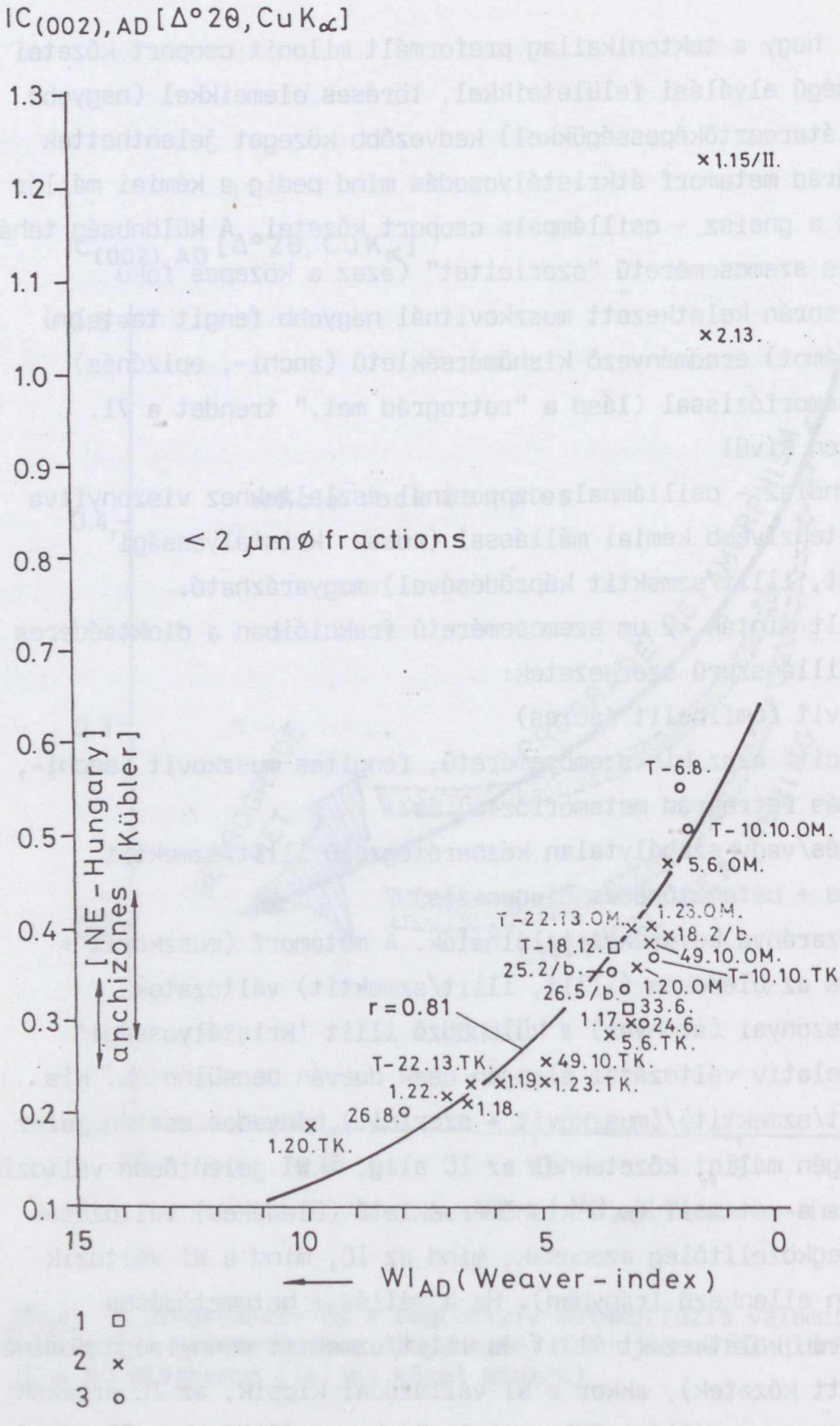
(ii) a gneisz - csillámpala csoportnál észleltekhez viszonyítva esetenként intenzívebb kémiai mállással (rossz 'kristályossági' állapotú illit, illit/szmektit képződésével) magyarázható.

A vizsgált minták <2 μm szemcseméretű frakcióiban a dioktaéderes csillám és csillámszerű szerkezetek:

- muszkovit (amfibolit fácies)
- "szericit" azaz kis szemcseméretű, fengites muszkovit (anchi-, epizónás retrográd metamorfózis) és
- illit és/vagy szabálytalan közberétegzésű illit/szmektit (mállás + betemetődéses diagenezis)

különböző részarányú keverékei találhatók. A metamorf (muszkovit + "szericit") és az üledékes (illit, illit/szmektit) változatok mennyiségi viszonyai (arányai) a különböző illit 'kristályossági' paraméterek relatív változásai alapján csak durván becsülhetők. Kis (illit + illit/szmektit)/(muszkovit + szericit) hányados esetén, azaz üde vagy gyengén mállot kőzeteknél az IC alig, a WI jelentősen változik (72. ábra). Ha a metamorf és a kishőmérsékletű (üledékes) változatok mennyiségei megközelítőleg azonosak, mind az IC, mind a WI változik (természetesen ellenkező irányban). Ha a mállás + betemetődéses diagenezis során keletkezett illit és illit/szmektit mennyisége dominál (erősen mállott kőzetek), akkor a WI változásai kicsik, az IC értékek követik érzékenyen a mállási folyamatot. Ezek a sajátságok a 72. ábrán látható, exponenciálishoz hasonló összefüggésben tükröződnek.

A kémiai mállás + betemetődéses diagenezis a <2 μm szemcseméretű frakció minták légszáraz és különböző anyagokkal kezelt preparátumain mért IC értékek különbségeiben is tükröződik (73. ábra, a különböző telítések metodikáját lásd a 2. részben). A Mg-telítés a 10 Å-ös bázisreflexió alakját alig módosítja. Ezzel szemben a rétegközi tér



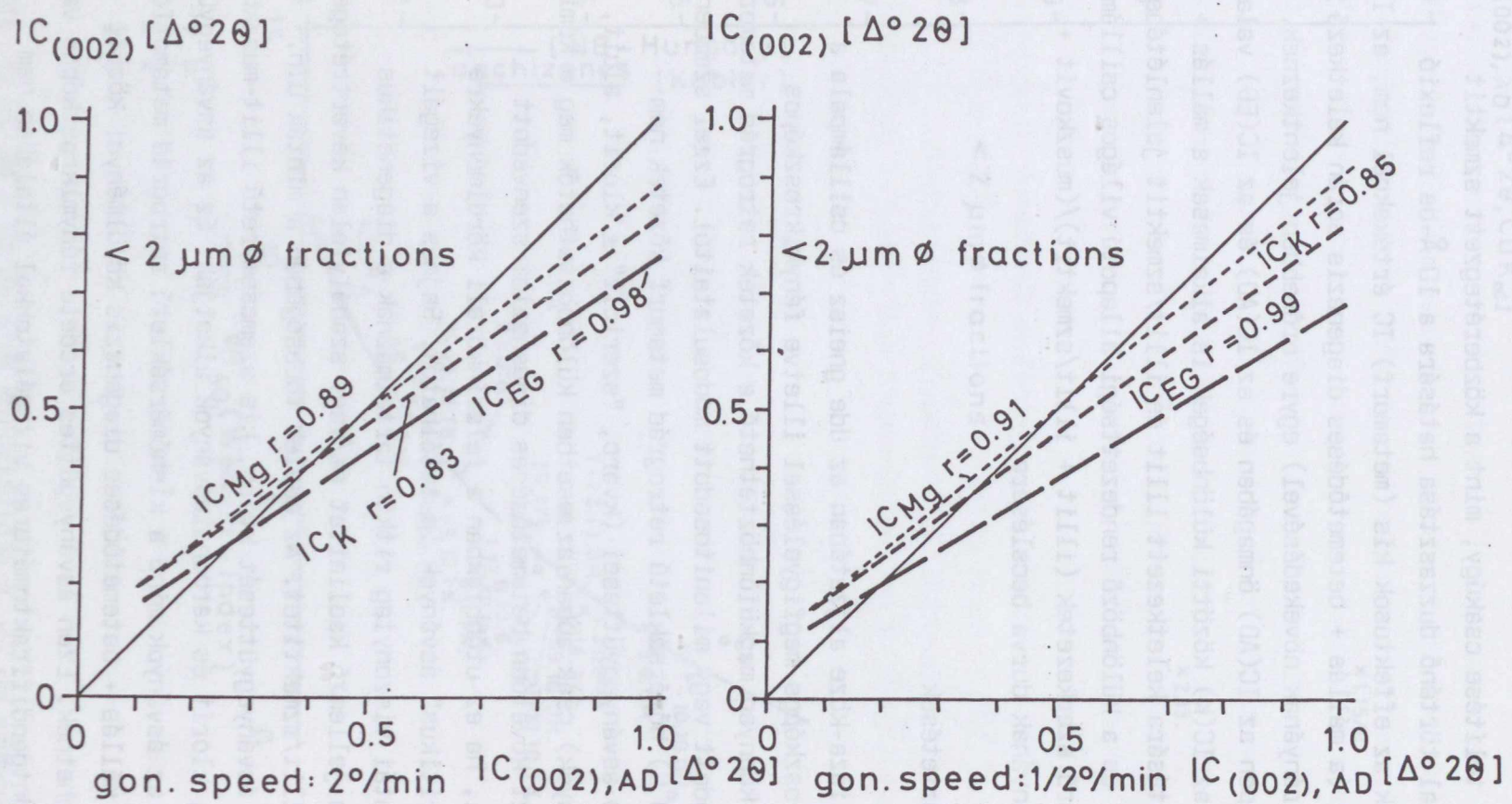
72. ábra: Az IC és a WI értékek korrelációja a <2 µm szemcseméretű frakciók szedimentált, légszáraz (AD) mintáinál. Jelölések: 1 - karbonátfillit és kvarcfillit; 2 - milonit; 3 - gneisz - csillámpala

K-mal történő telítése csakúgy, mint a közberétegzett szmektit etilénglikollal történő duzzasztása hatására a 10 Å-ös reflexió élesedik. Ezek az effektusok kis (metamorf) IC értékeknél nem, az IC növekedésével (a mállás + betemetődéses diagenezis során keletkező fázisok részarányának növekedésével) egyre erősebben jelentkeznek. Következésképpen az IC(AD) önmagában és az IC(AD) és az IC(EG) valamint az IC(AD) és az IC(K) közötti különbségek is alkalmasak a mállás + diagenezis hatására keletkezett illit és illit/szmektit jelenlétének kimutatására, és a különböző rendezettségi állapotú világos csillámok és csillámszerű szerkezetek (illit + illit/szmektit)/(muszkovit + szericit) arányának durva becslésére.

11.4. Következtetések

A Duna-Tisza-köze aljzatában az üde gneisz és csillámpala a szokásos makroszkópos megfigyeléssel illetve fénymikroszkópos vizsgálattal könnyen megkülönböztethető e kőzetek retrográd metamorf, kataklasztosodott vagy milonitosodott módosulataitól. Ezzel szemben, a kis (kb. $< 400^{\circ}C$) hőmérsékletű retrográd metamorf kőzetek nem diagnosztikus ásványegyüttesei (kvarc, "szericit" ± klorit, albit, karbonátásványok) csak abban az esetben különböztethetők meg a kémiai mállást és ezt követően betemetődéses diagenezist szenvedett változatoktól, ha ez utóbbiakban a felszínközeli körülményekre jellemző, "kritikus" ásványok is találhatók. Sajnos a vizsgált területek mintái viszonylag ritkán tartalmaznak a diagenetikus körülményekre jellemző kaolinitet és/vagy szabálytalan kevertréteges szerkezetű illit/szmektitet. Az esetek többségében a minták u.n. "másodlagos" ásványegyüttesét kvarc, kis szemcseméretű illit-muszkovit ("szericit"), klorit és karbonátásványok alkotják. Ez az ásványegyüttes illetve ezek az ásványok mind a kishőmérsékletű retrográd metamorfózis, mind pedig a mállás + betemetődéses diagenezis körülményei között stabilisak lehetnek. Ezen ásványegüttes eredete fénymikroszkópos vagy rutinszerű röntgendiffraktométeres vizsgálatokkal általában nem határozható meg. A fő problémát az okozza, hogy nemcsak a teljes kőzet mintákban, hanem azok $<2\,\mu m$ szemcseméretű frakcióiban is a dioktaéderes világos csillámok illetve csillámszerű szerkezetek különböző eredetű fajtáinak változó mennyiségi arányú mechanikai keverékei találhatók.

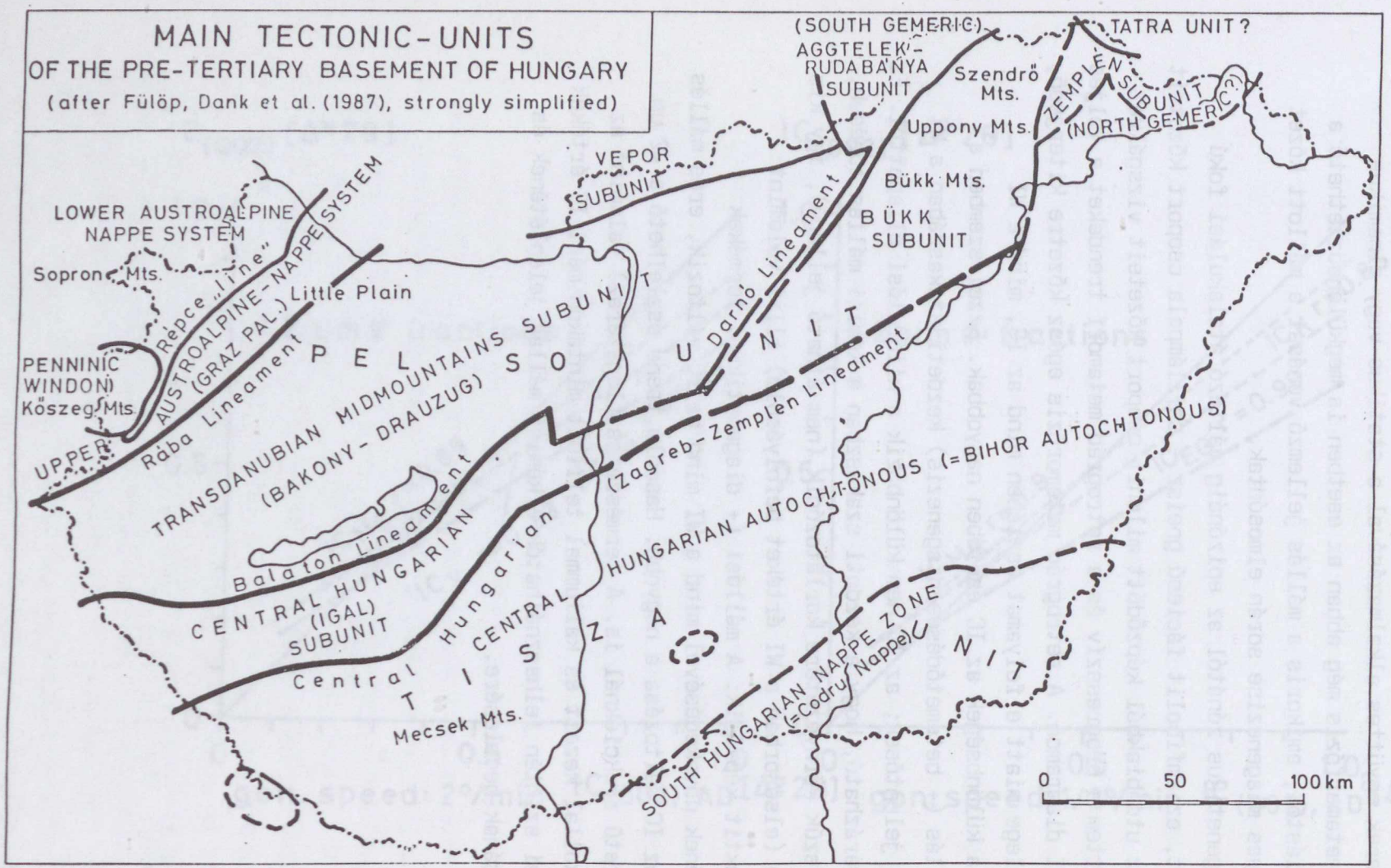
A különböző illit 'kristályossági' módszerek (Kübler- és



73. ábra: Összefüggések a <2 µm szemcseméretű légszáraz (AD) valamint etilénglikollal (EG), káliummal (K) és magnéziummal (Mg) telített minták IC értékei között (lineáris közelítések a legkisebb négyzetek módszerével, r = korrelációs együttható)

Weaver-indexek) kombinált alkalmazásával információ nyerhető e diagnosztikus értékkel nem bíró ásványegyüttes keletkezéséről. Az IC és WI paraméterek együttes alkalmazásával a statikus vagy dinamikus retrográd metamorfózis még abban az esetben is megkülönböztethető a kémiai mállástól, amikoris a mállás jellemző vonásai a mállott kőzet betemetődéses diagenezise során elmosódtak.

A diagenetikus zónától az epizónáig változó átalakulási fokú sorozatokat, az amfibolit fáciesű gneisz - csillámpala csoport kőzeteit valamint ez utóbbiakból képződött milonit csoport kőzeteit vizsgálva elkülönítettem a progresszív és a retrográd metamorf trendeket a teljes kőzet IC-WI diagramon. A retrográd metamorózis egész kőzetre kiterjedő, átható jellege miatt e folyamat esetében mind az IC, mind a WI változik, a különbségek az IC esetében nagyobbak. Ezzel szemben a kémiai mállás (+ betemetődéses diagenezis) kezdeti szakaszában a WI változásai jelentősek; az IC nem különbözik a kiindulási állapottól. Ez azzal magyarázható, hogy a kezdeti szakaszban a kémiai mállás törések, repedések szűk környezetére korlátozódik (nem átható jellegű), így kis mennyiségű (elsősorban a WI értéket befolyásoló) illit valamint illit/szmektit képződik. A mállási (+ diagenetikus) termékek mennyiségének növekedésével mind a WI mind az IC változik, erős mállás esetében az IC változása a nagyobb. Hasonló trend észlelhető a <2 μm szemcseméretű frakcióknál is. A természetes (légszáraz) valamint az etilénglikollal kezelt és káliummal telített mintákon mért IC értékek különbségei szintén felhasználhatók a kémiai mállás jelenlétének és intenzitásának becslésére.



74. ábra: Magyarország pre-tercier aljzatának fő tektonikai egységei Fülöp, Dank et al. (1987) nyomán, erősen egyszerűsítve

12. A KISHŐMÉRSÉKLETŰ REGIONÁLIS METAMORFÓZIS SZEREPE A PANNON-MEDENCE MAGYARORSZÁGI RÉSZÉNEK KÜLÖNBÖZŐ TEKTONIKAI EGYSÉGEIBEN

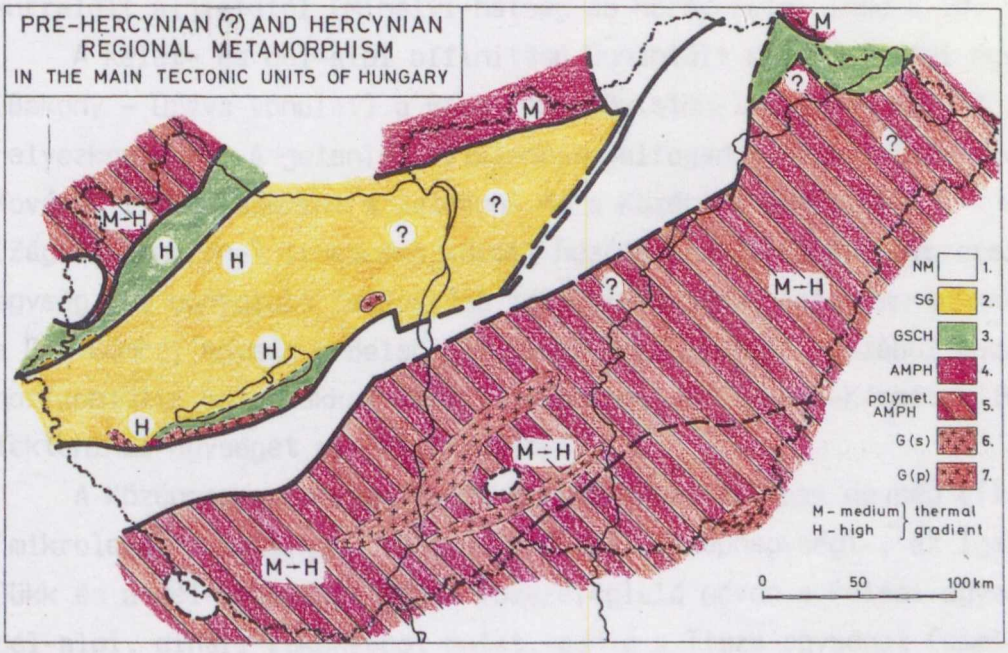
Az alpi tektonociklusban végbement, nagyméretű horizontális elmozdulások során a Tethys és környezete különböző részeiből származó, és így közvetlen földtani (genetikai) összefüggéssel nem rendelkező kéreg blokkok illetve litoszféra darabok ("mikro-lemezek") kerültek közvetlen földrajzi kapcsolatba a Pannon-medencében, a fő tektonikai lineamensek mentén. Annak ellenére, hogy e blokkok jellemző rétegtani és tektonikai vonásai csakúgy, mint eredeti helyzetük ("affinitásaik") viszonylag jól ismertek, a blokkok bonyolult mozgásainak részletei még nem teljesen tisztázottak, jóllehet a közelmúltban több fáciestani, ősföldrajzi és paleotektonikai alapú modellt dolgoztak ki a jelenlegi tektonikai helyzet értelmezése érdekében (Kovács, 1982a, 1989; Kázmér és Kovács, 1985, 1989; Haas, 1987; Balla, 1988; Haas et al, 1990, etc.).

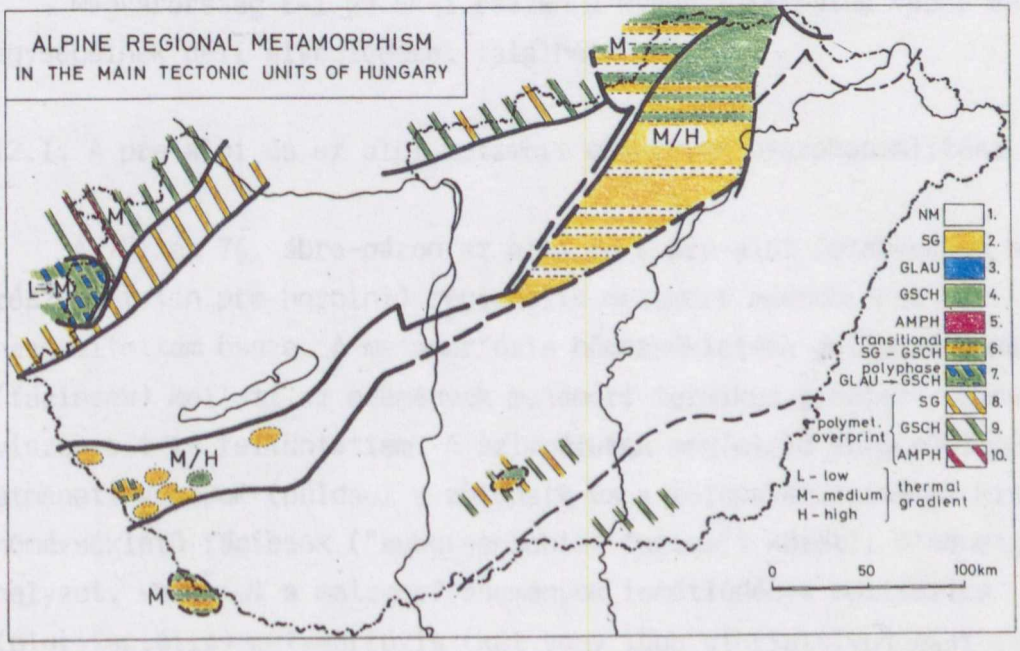
A jelen rész célja a kezdeti (kishőmérsékletű) regionális metamorfózis szerepének összehasonlító értékelése, ezen belül is az alpi és a pre-alpi (elsősorban hercini) regionális metamorf események összehasonlítása a Pannon medence magyarországi részét alkotó különböző kéreg blokkokban. Ezzel az összevetéssel azt szándékozom tisztázni, hogy vajon van-e (és ha van, akkor milyen típusú) összefüggés az idősebb (pre-alpi) metamorf és magmás konszolidáció és a fiatalabb (alpi) regionális metamorfózis intenzitása (foka) között az egyes blokkokban. A vizsgálatok jelen szakaszában nem volt lehetőség a Pannon-medence és környezete egészére kiterjedő korrelációra, mivel - sajnálatos módon - a Kárpátok és a Dinaridák szomszédos területeinek alpi metamorfózisa alig ismert, jóllehet e területek alpi tektonikáját már több évtizede intenziven kutatják. E hiányosság főként módszertani okokkal magyarázható: a Kárpátok és a Dinaridák alpi metamorfózisa általában kis hőmérsékletű volt, és a metamorfózis e kezdeti szakasza korszerű értékeléséhez a klasszikus kőzettani (ásványparagenetikai, mikroszerkezeti) módszerek mellett más (illit 'kristályosság', világos csillám b_o geomarometriai és vitrinit reflexióképesség) módszerek alkalmazása is szükséges. Ilyen komplex vizsgálatok rendszeres alkalmazására kárpáti - dinári környezetünkben ezideig nem került sor.

A 74. ábra Magyarország pre-tercier aljzatának fő tektonikai egységeit (blokkjait vagy doméneit) és ezek határait (főként horizontális elmozdulásokkal jellemzett lineamenseket) szemlélteti

75. ábra: Pre-hercini és hercini regionális metamorfózis Magyarország fő tektonikai egységeiben. Jelölések: 1 - nem metamorf; 2 - a nagyon kisfokú metamorfózis fáciesei ("subgreenschist facies"); 3 - zöldpala fácies; 4 - közepes termikus gradiensű amfibolit fácies; 5 - közepes termikus gradiensű amfibolit fácies nagy termikus gradiensű felülbélyegzéssel; 6 - szin-kinematikus granitoid magmatizmus; 7 - poszt-kinematikus granitoid magmatizmus

76. ábra: Alpi regionális metamorfózis Magyarország fő tektonikai egységeiben. Jelölések: 1 - nem metamorf; 2 - a nagyon kisfokú metamorfózis fáciesei ("subgreenschist facies"); 3 - glaukofánpala fácies; 4 - zöldpala fácies; 5 - közepes termikus gradiensű amfibolit fácies; 6 - átmeneti: "subgreenschist" és zöldpala fácies közötti metamorf viszonyok; 7 - polifázisú (plurifaciális) metamorfózis: glaukofánpala fáciesű metamorfózis zöldpala fáciesű felülbélyegzéssel; 8, 9 és 10 - alpi felülbélyegzés (polimetamorfózis sensu stricto) a pre-alpi metamorf aljzatban: 8 - nagyon kisfokú metamorf felülbélyegzés; 9 - zöldpala fáciesű felülbélyegzés; 10 - közepes termikus gradiensű, amfibolit fáciesű felülbélyegzés


PRE-HERCYNIAN (?) AND HERCYNIAN
REGIONAL METAMORPHISM
IN THE MAIN TECTONIC UNITS OF HUNGARY
M
M
M–H
H
H
H
H
?
?
?
?
?
M–H
M–H
M–H
NM 1.
SG 2.
GSCH 3.
AMPH 4.
polymet. AMPH 5.
G (s) 6.
G (p) 7.
M – medium
H – high
thermal gradient
0 50 100 km


ALPINE REGIONAL METAMORPHISM
IN THE MAIN TECTONIC UNITS OF HUNGARY
M
M/H
M
L–M
M/H
M
NM 1.
SG 2.
GLAU 3.
GSCH 4.
AMPH 5.
transitional SG – GSCH 6.
polyphase GLAU – GSCH 7.
polymet. overprint
SG 8.
GSCH 9.
AMPH 10.
L – low
M – medium
H – high
thermal gradient
0 50 100km

Fülöp, Dank et al. (1987) nyomán, erősen egyszerűsítve.

Az Alsó Ausztroalpi takarórendszerhez tartozó Soproni-hegység és környezete kristályos kőzeteit az u.n. Répce-vonal választja el a Kisalföld grazi paleozóikummal (Felső Ausztroalpi takarórendszerrel) korrelált aljzatától (Mihályi-hátság és környezete, lásd a 10. részt).

A kelet- és dél-alpi affinitású Dunántúli Középhegységi egység (Bakony - Dráva vonulat) a Rába- és a Balaton-lineamens között helyezkedik el. A jelenleg általánosan elfogadott értelmezés (lásd Kovács, 1982a) szerint a Balaton- és a Középmagyarországi-(Zágráb-Zemplén-) lineamens között húzódó Igali (Középmagyarországi) egység egy bonyolult felépítésű tektonikai zóna, amely mentén a Bükk és a Dél-Gömöri egység a Belső Dinaridák északnyugati részéből mezo-alpi horizontális mozgásokkal került jelenlegi, a Nyugati-Kárpátok legbelső tektonikai egységét alkotó helyzetébe.

A Középmagyarországi-lineamenstől délre a Tisza egység (Tiszia "mikrolemez") található. Míg a Dunántúli Középhegységi-, az Igali-, a Bükk és a Dél-Gömöri egység (összefoglaló néven a Pelsoi egység) dél-alpi, dinári rokonságot mutat, addig a Tisza-egységet (amely jelenleg a Pelsoi-egységtől délre található) a Tethys északi (európai) határáról származtatják.

Magyarország É-i és ÉK-i részén a Nyugati-Kárpátok Vepor és Tátra egységeinek déli elvégződései találhatók.

12.1. A pre-alpi és az alpi metamorf események összehasonlítása

A 75. és 76. ábra-páron az alpi és a pre-alpi (elsősorban hercini, részben talán pre-hercini) regionális metamorf eseményeket hasonlítottam össze. A metamorfózis hőmérsékletére jellemző fokozatok (fáciesek) mellett az események metamorf termikus gradiens (nyomás-) viszonyait is feltüntettem. A szimbólumok megfelelő kombinációjával az átmeneti vonások (például a zöldpala és a zöldpala fáciesnél kisebb hőmérsékletű fáciesek ("subgreenschist facies") közötti átmeneti helyzet, valamint a metamorf események ismétlődése: polifázisú (plurifaciális) metamorfózis (két vagy több átkristályosodási szakasz egy tektonocikluson belül) vagy polimetamorfózis sensu stricto (két vagy több átkristályosodási szakasz különböző tektonociklusokban) is ábrázolható volt. A metamorf jellegeken kívül a fontosabb szin- és poszt-kinematikus granitoid előfordulásokat is feltüntettem.

A két térképet összehasonlítva feltűnő különbség észlelhető az alpi és a pre-alpi regionális metamorf események térbeli eloszlásában és intenzitásában (fokában). Az alpi metamorfózis elsősorban azokban a doménekben volt jelentős, amelyekben pre-alpi metamorfózis nyomai nem ismeretesek.

(I) A 76. ábra térképén üresen hagyott (fehér) részek ezeket az egységeket jelölik. Ezek a területek a következő főbb típusokba sorolhatók:

(IA) a mezozóos riftesedés (és óceán képződés) mezozóos (és fiatalabb) formációkból álló zónája. Ez a típus a Pennini egységbe tartozó Kőszeg-Rohonci-hegységben ismeretes. Koller (1978, 1985) és Lelkes-Felvári (1982) szerint az eo-alpi, kis termikus gradiensű, glaukofánpala fáciesű eseményt a mezo-alpi fázisban egy közepes termikus gradiensű, zöldpala fáciesű esemény követte (polifázisú vagy plurifaciális metamorfózis).

(IB) A pre-alpi regionális metamorfózis nyomait nem tartalmazó domének egy másik típusát nagy vastagságú paleozóos és mezozóos sorozatok jellemzik. Ezekben az egységekben a hercini orogén ciklus hatásait az üledékgyüjtő medencék mobilitásának növekedése, a karbonát platformok felszakadása, a medencék süllyedése, flis jellegű üledékek képződése és epirogenetikus mozgások jelzik. Hercini regionális metamorfózis nem mutatható ki (pontosabban fogalmazva: nem különíthető el az alpi metamorfózistól). Ha volt is esetleges átkristályosodás a hercini ciklusban, akkor az betemetődéses jellegű lehetett, és hőmérséklete nem haladhatta meg az alpi metamorfózis fokát (lásd Árkai, 1982a, 1983a; valamint a jelen disszertáció 5. részét). E doménekben a mezozóos tektogenezis fontosabb vonásai: (abortált) riftesedés a triászban és a jurában, szubdukció a felső-jurában és az alsó-krétában, majd ezt követően kolliziós típusú regionális metamorfózis a krétában.

A tektonikai egységek fent vázolt típusa tovább osztható.

(IB1) Ebben a csoportban a paleozóos - mezozóos sorozatok aljzata ismeretlen. Ide tartozik a Dél-Gömöri és a Bükk egység.

A Dél-Gömöri (Aggtelek-Rudabánya-hegység) területen a perm - triász - jura összletek eo-alpi regionális átalakulásának foka a paleotektonikai helyzettől függően a diagenezistől az anchizónán át az epizónáig (zöldpala fácies klorit zóna), vagy a Mellétei sorozat bizonyos részeiben a glaukofános zöldpala fáciesig változik. Az

átalakulás közepes, vagy átmeneti kis/közepes termikus gradiensű rendszerben ment végbe (lásd a 6. részt valamint Árkai és Kovács (1986) munkáját).

A Bükkiumban (Bükk, Upponyi- és Szendrői-hegység) szintén eo-alpi regionális metamorfózist mutattam ki (Árkai, 1973, 1982a, 1983a; Árkai et al., 1981). A metamorfózis alpi korát az izotópgeokronológiai és atommag hasadási nyom (fission track) kronológiai eredmények is igazolták (lásd az 5. részt). Az átalakulás foka a diagenetikus zónától az anchizónán át az epizónáig: a zöldpala fácies biotit izográdjáig változott, a metamorfózist változó (nagy, közepes/nagy) termikus gradiens jellemzi, típusos közepes gradiens csak lokálisan volt kimutatható.

Hasonló (részben csak diagenetikus, főként anchizónás, ritkábban epizónás (zöldpala fácies klorit zóna), változó (nagy - közepes) termikus gradiensű átalakulás volt kimutatható az Igali egység újpaleozóos - mezozóos képződményeinél is (lásd a 7. részt valamint Árkai (1988), Árkai et al. (1991) munkáit). Itt az eo-alpi (kréta) regionális metamorfózison kívül mezo-alpi termikus esemény nyomait is kimutattuk.

(IB2) A tektonikai domének egy másik típusában az alpi progresszív regionális metamorfózist szenvedett mezozóos (triász?) összlet tektonikusan települ a hercini - pre-hercini(?) polimetamorf, konszolidálódott aljzatra. A kontaktust létrehozó ismeretlen stílusú tektonikai mozgások kora nagy valószínűséggel fiatal, harmadkori. E típusba a Dráva medencében található Barcs-Ny-i terület anchi-, epizónás, közepes termikus gradiensű mezozóikuma tartozik (lásd a 8. részt, valamint Árkai (1990) és Balogh Kad. et al. (1990) munkáit).

A Duna-Tisza-köze polimetamorf aljzatán települő, bizonytalan paleozóos(?) eróziós roncsokként értékelt anchi-, epizónás képződmények hasonló jellegűek lehetnek, de a paleotektonikai kapcsolatok ez utóbbi esetben teljesen bizonytalanok (lásd a 11. részt, valamint Árkai (1978, 1980) kutatási jelentéseit).

Az (IB) csoportba tartozó, előbbiekben ismertetett összes egység a Belső Dinaridákhoz kapcsolódik (Fülöp, 1989). Jelenlegi helyzetüket a már idézett szerzők által kimutatott, főként a mezo-alpi fázisban végbement horizontális blokk mozgásokkal foglalták el.

(II) A tektonikai domének második nagy csoportjába azokat az

egységeket soroltam, amelyeknél az ópaleozóos aljzatot kishőmérsékletű (anchi-, epizónás vagy más szavakkal: nagyon kis- és kisfokú), nagy termikus gradiensű hercini (szudéta) regionális metamorfózis érte. E területek alpi metamorf fejlődését tekintve e csoport két típusra osztható.

(IIA) Az egyik esetben (a Kisalföld Répce- és Rába-vonal közötti aljzatában) mezozóos formációkat nem ismerünk. A szilur(?) - devon(?) aljzatot hercini, nagy termikus gradiensű, többnyire epizónás (zöldpala fácies klorit zóna) regionális metamorfózis, majd az eo-alpi (kréta fázisban nagyon kisfokú ($\sim < 250°C$) termikus esemény érte, hasonlóan a grazi paleozóikumhoz (lásd a 10. részt). A korábbi litosztratigráfiai (Balázs, 1975; Fülöp, 1990) és metamorf kőzettani (Árkai et al., 1987) bizonyítékok mellett az újabb izotópgeokronológiai adatok (10.9. rész, Árkai és Balogh Kad., 1989) szintén megerősítik a Mihályi-hátság és környezete valamint a grazi paleozóikum korrelációját.

(IIB) A (II) csoport másik típusánál (Dunántúli Középhegységi egység) poszt-orogén eróziós diszkordancia választja el a hercini metamorf ópaleozóos aljzatot a fedő, nem metamorf újpaleozóikumtól és mezozóikumtól. A nagy termikus gradiensű hercini metamorfózis uralkodóan anchizónás volt, de a Balaton-lineamens környezetében (a Balatontól DNY-ra) a zöldpala fáciest és az amfibolit fáciest (sztaurolit izográdot) is elérte (Lelkes-Felvári, 1978, 1987 (az utóbbi in Árkai és Lelkes-Felvári, 1987); Árkai, 1987a, valamint a jelen dolgozat 9. része). A Balaton-lineamens mentén, a hercini poszt-kinematikus granitoid intrúziók környezetében a regionális metamorf ópaleozóikumot változó intenzitású kontakt metamorf hatás érte. Az alpi szerkezeti emelet (újpaleozóikum, mezozóikum) nem metamorf jellege részben talán az egység KÉK-i irányú horizontális elmozdulásával ("continental escape", lásd Kázmér és Kovács, 1985) függ össze: ezen elmozdulás révén az egység kikerült a Keleti-Alpok fő kompressziós övezetéből.

(III) A tektonikai domének harmadik csoportja azokat az egységeket tartalmazza, amelyek aljzatára erős, amfibolit fáciesű, általában polimetamorf pre-hercini(?) - hercini átkristályosodás, és kiterjedt szin-, és sporadikus késő-kinematikus hercini granitoid magmatizmus jellemző. Ezek az egységek az alpi ciklusban a Pannon-

medence "legkonszolidáltabb" részeinek tekinthetők. Metamorf fejlődésük fő vonásai az alábbiakban vázolhatók fel (lásd még a 11.1. részt is). Az idős hercini (esetleg pre-hercini(?)) közepes termikus gradiensű, amfibolit fáciesű metamorfózist hercini, nagy termikus gradiensű, térben erősen változó, részben progresszív (amfibolit fáciesű), általában retrográd, lokálisan milonitos és kataklasztikus jellegű második szakasz követte. E második esemény termikus maximum centrumaiban és tengelyei mentén szin- és késő-kinematikus granitoid testek képződtek (a metamorf fejlődéstörténetre vonatkozó hivatkozásokat lásd a 11.1. részben). Ezekben az egységekben az újapleozóos és mezozóos formációk vagy hiányoznak (Soproni-hegység, a Vepor egység magyarországi része) vagy nem metamorfak (Tisza egység). Alpi progresszív regionális metamorfózist - a Barcs-Ny-i terület allochton blokkjától (lásd a 8. részt) eltekintve - ezideig nem mutattak ki e területeken. Az alpi ciklus metamorf hatásai a hercini - pre-hercini(?) aljzatra korlátozódtak és retrográd jellegűek voltak.

(IIIA) A Soproni-hegység metamorf képződményei közepes termikus gradiensű, általában zöldpala, maximálisan amfibolit fáciesű eo-alpi felülbélyegzés nyomait mutatják (Lelkes-Felvári et al., 1984).

(IIIB) A Vepor egység déli részén Cambel és Korikovsky (1986) munkája alapján alpi (kréta) retrográd zöldpala és annál kisebb hőmérsékletű, részben kataklasztikus (milonitos) felülbélyegzés extrapolálható a kristályos aljzatban.

(IIIC) A Tisza egység hercini - pre-hercini(?) aljzatában, különösen a Duna-Tisza-köze középső részén (Kiskunhalas, Tázlár, Szank, Jásszentlászló), valamint a Nagyalföld déli részén (Ferencszállás, Deszk, stb.) szintén ismeretesek alpi retrográd felülbélyegzés nyomai. Helyenként a retrográd átkristályosodást milonit képződés előzte meg. Az átkristályosodás hőmérséklete alacsony lehetett (zöldpala fácies klorit zóna és ez alatt). Kivételt Szederkényi (1984) adatai jelentenek: az Alföld déli, autochton egységében a közepes termikus gradiensű, amfibolit fáciesű átkristályosodás alpi kora nem zárható ki jelenleg teljes biztonsággal. A Tisza egység aljzatában a hercini és az esetleges alpi retrográd események és termékeik rendszeres elkülönítésére ezideig nem került sor. A folyamatok termékeinek konvergenciája miatt a kishőmérsékletű retrográd metamorfózis valamint a mállás + betemetődéses diagenezis elkülönítése is problémát okoz, amelynek megoldására az illit 'kristályossági' módszerek komplex

alkalmazását vezettem be (lásd a 11. részt). Jelen (nagyrészt hipotetikus) véleményem szerint a Tisza egység aljzatában az alpi metamorfózis nem lehetett általánosan elterjedt és jelentős intenzitású; feltehetően a fő alpi áttolódási övezetek szűk körzeteire korlátozódott. A Szederkényi (1984) által kimutatott Délmagyarországi Takaró övezet mozgásai nemcsak az aljzatban, hanem a takaró öv bizonyos részeiben (Kelebia, Battonya, Mezőkovácsháza) az alsó-perm riolitban is létrehoztak tektonitokat (kataklázit, milonit, lásd Szederkényi et al., 1990).

12.2. Következtetések

A Pannon-medence magyarországi része tektonikai egységeit áttekintve megállapítható, hogy a kishőmérsékletű progresszív vagy retrográd regionális metamorfózis szinte az összes egységben jelentős szerepet játszott a kéreg fejlődési folyamatában. Csak nagyon laza összefüggés (negativ korreláció) mutatható ki a pre-alpi metamorf - magmás konszolidáció és az alpi regionális metamorfózis intenzitása között.

Alpi, progresszív regionális metamorfózis a mezozóos riftesedéssel vagy a hercini ciklusban nem konszolidálódott paleozóos és mezozóos epikontinentális platform és self területek mobilizációjával jellemzett medencékben volt kimutatható. A paleozóos és mezozóos képződmények alpi progresszív regionális metamorfózisa maximálisan a zöldpala fácies biotit izográdját (~ 400-450°C) érte el a jelenlegi eróziós szinten. Az alpi metamorfózis termikus gradiense általában a közepes és a nagy értékek között változott, bizonyos övezetekben átmeneti közepes/kis gradiens is kimutatható volt.

Nincs világos, egyértelmű összefüggés a hercini - pre-hercini(?) metamorfózis foka és az alpi felülbélyegzés intenzitása (hőmérséklete) között. Egyes polimetamorf, amfibolit fáciesű viszonyokkal jellemzett területeken (Soproni-hegység) az alpi felülbélyegzés hőmérséklete elérte az amfibolit fácies kishőmérsékletű részét is. Másutt viszont (a Dunántúli Középhegységi egységben) a hercini ciklusban alig konszolidálódott (főként csak anchizónás) területek elkerülték az alpi metamorf hatásokat.

Úgy tűnik, hogy nem annyira a megelőző ciklusban végbement metamorf - magmás konszolidáció, hanem az adott domén alpi

tektonometamorf zónákhoz való térbeli viszonya határozta meg döntő mértékben az alpi metamorfózis regionális eloszlását és fokát. A pre-alpi konszolidáció és az alpi metamorfózis intenzitása közötti negatív korreláció csak közvetett lehet; amennyiben az óceán aljzati (hidrotermális) majd az ezt követő betemetődéses (diasztatermális) metamorfózissal kapcsolatos rift zónák csakúgy, mint a regionális (dinamotermális) metamorfózist eredményező szubdukciós és/vagy kolliziós szerkezetek elsősorban a litoszféra legkevésbé ellenálló (viszonylag vékony, gyenge, nem konszolidálódott) övezeteiben, részeiben alakultak ki. Másrészt viszont az idősebb, többé-kevésbé konszolidálódott kéreg részek tektonometamorf aktivizálódása ("újra-feldolgozása") az alpi övezetben ugyancsak gyakori, de természetesen nem mindenütt érvényes jelenség volt, ami az előbb vázolt elméleti összefüggést jelentős mértékben megzavarhatta.

Ily módon a kishőmérsékletű metamorfózis szisztematikus vizsgálatával kapott adatok kiegészíthetik a fáciestani, ősföldrajzi és paleotektonikai rekonstrukciókat, és így hozzájárulhatnak a Tethys fejlődéstörténetének pontosabb megismeréséhez.

13. ÖSSZEFOGLALÁS

A kishőmérsékletű regionális metamorfózis jelenségeit vizsgálva az alábbi új elvi és módszertani eredmények születtek.

1. Figyelembe véve a diagenezis és a metamorfózis közötti határterület sajátosságait megállapítottam, hogy jelenleg egyetlen olyan módszer sem áll rendelkezésre, amely önmagában, egyedül alkalmazva elégséges lenne a metamorf zóna (fokozat, fácies) meghatározására. A kishőmérsékletű metamorfózis tartományában két vagy több módszer együttes alkalmazásával nyerhető kőzetgenetikai értékű információ. Ezért a kishőmérsékletű metamorfózis tagolásánál - a jelenlegi nemzetközi gyakorlat nagy részével szemben - célszerűbb nem egy paraméteren (például az illit 'kristályosságon') alapuló, hanem a különböző paraméterek laza, de statisztikusan értékelhető összefüggéseit is figyelembe vevő rendszerek kidolgozása és alkalmazása. Ilyen, komplex módon értelmezett formában alakítottam át és használtam az anchizóna és az epizóna fogalmát.

2. A kishőmérsékletű metamorfózis módszertanát bővítve viszonylag erős (r = 0,75-0,85) pozitív lineáris korrelációt mutattam ki az illit és a klorit 'kristályossági' indexek között. A Bükkium paleozóos és mezozóos képződményeinek példáján bemutattam, hogy a klorit 'kristályosság', mint statisztikus módszer megbízhatóan alkalmazható az illit 'kristályossági' módszer mellett vagy helyett a regionális metamorfózis zónájának (fokának) meghatározására és a metamorf fok változásainak kimutatására. Korrelációt állapítottam meg a klorit 'kristályossági' skála, a Kübler-féle illit 'kristályossági' zóna beosztás, a szénülésfok, a Conodonta színváltozási index és a metabázitok ásványfáciesei között.

3. Kísérletet téve a klorit 'kristályosság' ásványtani értelmezésére párhuzamot vontam az illit-muszkovit és a klorit (valamint megelőző fázisaik) diagenezis és kishőmérsékletű metamorfózis során végbemenő folyamatos kémiai és szerkezeti változásai között. A klorit 'kristályosságban' a diagenezis során elsősorban a szabálytalan vagy szabályos (corrensit) klorit/szmektit és/vagy klorit/vermikulit

közberétegzések mennyiségi viszonyainak változásai, az anchi- és epizónás körülmények között elsősorban a klorit krisztallit (domén-) méretének és a rácsdeformáció értékének Tóth Mária által számított változásai összegződnek: a hőmérséklet növekedésével a szmektit és/vagy vermikulit közberétegzések mennyisége csökken, a krisztallit méret nő, a rácsdeformáció csökken. A klorit 'kristályosságban' a szmektit (vermikulit) -→ szabálytalan vagy szabályos klorit/szmektit (klorit/vermikulit) kevertréteges szerkezetű agyagásvány -→ klorit filloszilikát aggradációs folyamat tükröződik. Ez a folyamat a klorit termikus sajátságainak diagenetikus - metamorf fok (~hőmérséklet) függő változásaiban is nyomozható volt: a klorit 'kristályosság' és a klorit termikus stabilitására jellemző paraméterek között összefüggést mutattam ki. A természetes mintáknál megfigyeltekkel szemben az állandó hőmérsékleten végzett hőkezelés hatására a klorit doménméretében és rácsdeformációjában végbement változások között pozitív korreláció van, ami a kísérleti átalakulások nem-egyensúlyi jellegével magyarázható.

4. Az (1) tézist bizonyítandó, különböző szelvényeket részletesen vizsgálva megállapítottam, hogy a Kübler-féle illit 'kristályossági' módszer egyedül, önmagában nem mindig alkalmas megbízható kőzetgenetikai következtetések levonására. A csillám-"átöröklés" és a litofácies viszonyok többé-kevésbé ismert, illit 'kristályosságot' befolyásoló hatásai mellett ezek az esettanulmányok a kis mennyiségű paragonit (É-Wales: Cwm Pennant antiklinális, Bakony hegység É-i előtere: Alsószalmavár-1 jelű mélyfúrás) illetve a trioktaéderes csillám (szalatnaki szilur öszlet) zavaró hatásait tisztázták. Ezekben az anomális illit 'kristályossági' indexekkel jellemzett összletekben a klorit 'kristályossági' módszer alkalmazásával lehetővé vált a metamorf zóna (fok) reális becslése.

5. Az illit 'kristályosság' és a földkéregben ható különböző nyomásfajták közötti esetleges összefüggésekre vonatkozó irodalmi adatok sporadikusak és ellentmondásosak. Az illit 'kristályosság' és a tektonikai (kőzet-) deformáció (illetve az azt létrehozó irányított, "stressz" nyomás) között Roberts és Merriman (1985) által kimutatott korreláció kézikönyvben (Frey, 1987) is megjelent típus-példáját (É-Wales, Cwm Pennant antiklinális ópaleozóos agyagpala összletét) újravizsgáltam. A klorit 'kristályosság', mint ellenőrző módszer

alkalmazásával és a 10 Å-ös filloszilikátok részletes röntgendiffraktométeres elemzésével megállapítottam, hogy az illit 'kristályosságnak' az idézett szerzők által az antiklinális keresztszelvényében észlelt, és a kőzet-deformáció (stressz) változásával magyarázott, szimmetrikus változásait a diszkrét fázist és/vagy az illit-muszkovittal kevertréteges szerkezetet alkotó paragonit mennyiségének rétegtani szinttől függő változása okozza. Eredményeim szerint az adott példában nincs összefüggés a kőzet-deformáció és az illit 'kristályosság' között, következésképpen Roberts és Merriman (1985) "deformáció indukálta metamorfózis" koncepciója megalapozatlan.

6. Az üledékes eredetű, kishőmérsékletű metamorfitok esetleges polimetamorf jelenségei - nagyrészt módszertani okok miatt - alig ismertek. A mikroszerkezeti vizsgálat, az illit 'kristályosság' és a karbonát geotermometria együttes alkalmazásával epi- és anchizónás polimetamorf szakaszokat különítettem el az Igali egység mezozóos aljzatában. A komplex módszer karbonátos - pelites kőzetek esetében, retrográd polimetamorfózis kimutatására alkalmazható.

7. Összefüggést mutattam ki az agyagásvány együttesek, az illit 'kristályosság', a vitrinit reflexióképesség és a metabázit ásványfáciesek alapján jellemzett diagenetikus, anchi- és epizóna, valamint a Kovács Sándor által meghatározott Conodonta színváltozási index (CAI) skála és a mészkő szövet metamorf fejlődési fokozatai között, az Aggtelek-Rudabányai-hegység példáján (Árkai és Kovács, 1986; Kovács és Árkai, 1987, 1989).

8. A magyarországi kishőmérsékletű metamorf összletek geokronológiai kutatását kezdeményezve hazai viszonylatban elsőként alkalmaztam az illit-muszkovitban gazdag, $<2\,\mu m$ és egyéb szemcseméret frakciók Balogh Kadosa által meghatározott K-Ar izotópos kor adatait a kezdeti metamorfózis geokronológiai értelmezéséhez, a Kisalföld aljzatának példáján (Árkai és Balogh Kad., 1989).

Magyarországon először rekonstruáltam a kishőmérsékletű metamorfózis és az azt követő lehülés (kiemelkedés) koronológiáját a Balogh Kadosa és munkatársai illetve Dunkl István által meghatározott illit-muszkovit K-Ar illetve apatit és cirkon fission track

izotópgeokronológiai adatok komplex értékelésével, a Bükkiumot alkotó egységek paleozóos és mezozóos képződményeinek példáján.

9. A különböző illit 'kristályossági' méréseket elsőként alkalmazva gneisz - csillámpala összlet kőzeteinél módszert dolgoztam ki a kishőmérsékletű retrográd metamorfózis valamint a felszíni - felszínközeli kémiai mállás (és az azt követő betemetődéses diagenezis) nem diagnosztikus, konvergens ásványegyütteseinek genetikai értékelésére.

A kishőmérsékletű regionális metamorfózis vizsgálati módszereit Magyarország különböző tektonikai egységeinek paleozóos és mezozóos képződményeire alkalmaztam. Az így kapott, regionális jellegű új eredmények az alábbiakban foglalhatók össze:

10. Metamorf kőzettani eredményeim, valamint Balogh Kadosa és munkatársai illit-muszkovit K-Ar és Dunkl István apatit és cirkon fission track radiometrikus kor adatai komplex földtani értelmezésével megállapítottam, hogy a Bükkium paleozóos és mezozóos képződményeinek regionális metamorfózisa a felső-jurában kezdődő, a Dinaridák szubdukciójával összefüggő "eohellén" (kb. 160-120 millió év) és az ausztriai (kb. 100-95 millió év) fázis között, illetve az ausztriai tektonofázisban ment végbe. A Bükkium paleozóos képződményeinél pre-alpi (hercini) metamorf esemény nem mutatható ki. (Ezek a megállapítások alátámasztják illetve pontosítják korábbi (Árkai, 1982a, 1983a), közvetett, metamorf kőzettani és földtani bizonyítékok alapján levont kronológiai következtetéseimet.)

Az apatit fission track korok alapján a Bükk hegység paleozóos és mezozóos kifejlődései csak a harmadidőszakban (a paleocén és az oligocén között) emelkedtek ki, pontosabban: hűltek le 125-70°C hőmérséklet-tartomány alá.

Két, egymástól független radiometrikus módszer eredményeit összevetve megállapítottam, hogy az egyensúlyi állapotot csupán az epizónás és a nagyhőmérsékletű anchizónás kőzetek közelítették meg, jóllehet a törmelékes ("átöröklött") muszkovit hatása - nagyon kis mértékben - e kőzetek $<2\,\mu m$ szemcseméretű frakcióinál is észlelhető még.

11. Metamorf kőzettani módszerekkel kimutattam, hogy az Aggtelek-Rudabányai-hegység mezozóikumának átalakulási foka a diagenezistől az anchizónán át az epizónáig (zöldpala fácies klorit zóna) változik.

A legfelső tektonikai egység, a Szilicikum felső részét: a Szilicei takarót és a Szőlősardói egységet csak diagenetikus hatás érte. A Bódvai takaró nagyrészt diagenetikus, egyes tektonikai zónákban (Dunnatető) anchizónás. A Szilicei és a Bódvai takaró legalsó részét alkotó, melange jellegű Komjáti egységet részben diagenetikus, részben anchizónás kőzetek építik fel. A dél-gömöri Szlovák Karszt területén a Mellétei sorozat metamorf foka szintén változó: kishőmérsékletű anchizónás a típuslelőhelyen (Melléte falu) és glaukofános zöldpala fáciesű (epizónás) a Rozsnyói tektonikai övezet környezetében. A legalsó tektonikai egység, a Tornaikum üledékes eredetű, anchi-, epizónás metamorfitokból áll.

A metamorfózis világos csillám b_o és amfibol geobarometriai módszerekkel meghatározott átmeneti közepes - nagy nyomástartománya ($P \approx 7$ kbar) szubdukciós (kollíziós) paleotektonikai környezetet jelez.

Az eohellén - ausztriai regionális metamorfózis a legfiatalabb takarómozgásnál idősebb: a Hídvégardó-3 jelű fúrás szelvényében kimutatott inverz metamorf zonáció a Bükkium területén már korábban (Árkai, 1982a, 1983a) leírt "transzportált metamorfózis" jelenségének gyakoriságára utal.

12. Az Igali (Középmagyarországi) egység különböző paleotektonikai eredetű és litofáciesű újpaleozóos - mezozóos képződményeket tartalmazó, tektonikailag erősen zavart, bonyolult felépítésű aljzatában a diagenezis középső szakaszától az anchizónán át az epizónáig (zöldpala fácies klorit zóna, kb. 350-400°C) változó hatásokat mutattam ki.

A regionális átalakulás fokának térbeli eloszlása sokkal bonyolultabb annál, mint ahogyan azt a korábbi, litosztratigráfiai analógiákon alapuló modell (Bérczíné-Makk, 1988) feltételezte. Az Igali egység északi zónájában a dunántúli középhegységi típusú mezozóos aljzatot csak diagenetikus hatás, a dinári típusú aljzatot erősen változó: diagenetikus (Nikla), dinamotermális anchizónás (Üreglak) és kishőmérsékletű kontakt(?) metamorf (Buzsák, Újfalu) hatás érte. A déli zóna dinári típusú mezozóikumából regionális epizónás (Semjénháza,

Pat), anchizónás (Inke, Iharosberény és Bajcsa) valamint diagenetikus (Pátró, Liszó, Murakeresztúr) átalakulású kőzeteket írtam le. Az ásványegyüttesek, illit-muszkovit paraméterek és vitrinit reflexióképesség alapján levont következtetéseim egyes mélyfúrások sorozatainál összhangban vannak Lelkesné-Felvári Gyöngyi (in Árkai et al., 1991) litológiai és mikroszerkezeti megfigyeléseinek eredményeivel.

A sporadikus adatok alapján a regionális metamorfózis változó, kis - közepes nyomástartományú lehetett.

A földtani viszonyok, a metamorf kőzettani jellegek és a radiometrikus (K-Ar és Rb-Sr) kor adatok alapján a regionális metamorfózis kora eo-alpi (kréta). A kontakt metamorfózis, a kataklasztos deformáció, a retrográd metamorfózis és a kishőmérsékletű hidrotermális átalakulás a mezo-alpi tektonofázisokkal kapcsolatos.

13. Meghatároztam a Tiszai egységen belül, a Dráva-medence Barcs-Ny-i területén feltárt aljzat litológiai és ásvány-kőzettani jellemzőit. Az összletet anchizónás, átmeneti anchi-, epizónás (kb. 300-350°C hőmérsékletű), közepes nyomású regionális (dinamotermális) metamorfózis érte.

Összefüggést mutattam ki a főbb kőzettípusok dolomit tartalma és illit 'kristályossági' értékei között.

A litosztratigráfiai analógiákat felkutatva a földtani korreláció több lehetőségét vázoltam fel. Ezek közül - az izotópgeokronológiai (K-Ar és Rb-Sr) adatokat is értékelve - a Dinaridák mezozóos (triász) képződményeivel, és következésképpen az Igali egység kifejlődéseivel való rokonság tűnik a legvalószínűbbnek. A jelenleg allochton helyzetű összletben eo-alpi (kréta) regionális metamorfózis és mezo-alpi (kb. 30 millió év) termikus hatás volt detektálható.

14. A szalatnaki szilur összlet Lelkesné-Felvári Gyöngyi által litológiai, mikroszerkezeti és ásvány-kőzettani módszerrel jellemzett összletéből általam metagrauwackénak minősített törmelékes-üledékes eredetű kőzetek példáján bemutattam, hogy az illit 'kristályossági' módszer különböző (di- és trioktaéderes) csillám szerkezeteket tartalmazó kőzeteknél félrevezető eredményeket ad. Az "IC" módszer helyett ebben az esetben is eredményesen volt alkalmazható a klorit 'kristályossági' módszer, amely a mikroszerkezeti, szöveti

megfigyelésekkel, klorit geotermometriai és szénülésfok adatokkal összhangban az összlet anchi-/epizóna határhoz közeli (kb. 350°C) hőmérsékletű regionális (dinamotermális) metamorfózisát bizonyította. Az illit-muszkovit b_o rácsparaméter alapján kisnyomású rendszer tételezhető fel.

A szalatnaki metamorf összletben - Tóth Mária és Nagy Géza analitikai eredményeit felhasználva - új képződésű (metamorf) biotitot mutattam ki, és meghatároztam a törmelékes biotit --> klorit --> metamorf biotit nem egyensúlyi jellegű átalakulási folyamat ásványtani, ásványkémiai jellemzőit. A szienitporfir intrúzió közelsége, a biotit poszt-tektonikus, részben repedéskitöltő jellege alapján a biotit képződését a dinamotermális metamorfózist követő, a szienitporfir magmatizmussal összefüggő statikus (kontakt) hőhatással és/vagy infiltrációs-metaszomatikus hatással hoztam kapcsolatba, annak ellenére, hogy az intrúziótól való távolság függvényében metamorf zonáció nem volt észlelhető.

A regionális metamorfózis és a magmás működés nem teljesen bizonyított hercini korát munkahipotézisként elfogadva, a rendelkezésre álló K-Ar kor adatok a mezozóos (kréta) magmatizmus részleges izotóp-átrendeződést okozó hőhatásával magyarázhatók.

15. Meghatároztam a Balaton-lineamenstől északra (a Balatontól DNy-ra, Ny-ra) mélyfúrásokkal feltárt kőzetek fő típusait és ezek metamorf kőzettani jellemzőit.

A kisfokú metamorf (zöldpala fácies gránát-izográd), nagy termikus gradiensű gránátos albit-muszkovit-biotitpala és gneisz (Sávoly) valamint a közepes fokú sztaurolitos, gránátos kvarccsillámpala (Balatonhídvég) kifejlődéseket a Balatonfőkajári Kvarcfillit formáció mélyebb szintű, monometamorf kifejlődésének valószínűsítettem. A Garabonc Gar-1 jelű mélyfúrásból szintén közepes fokú, de polimetamorf jellegű andaluzitos biotit-muszkovitpalát írtam le, és képződésének magyarázatára két különböző genetikai modellt állítottam fel.

A Balatontól Ny-ra mélyült egyik fúrásból (Ortaháza-Ny-1) nagy termikus gradiensű, anchizónás metamorfitokat határoztam meg, és ezeket a balatonfelvidéki Lovasi (Alsóörsi) Aleurolitpala, és/vagy a Szárhegyi Aleurolitpala formációval korreláltam.

A Balaton-zóna hercini granitoid batolitjai a regionális anchizónás összletet kontaktizálták. A kontakt metamorfózis

hőmérséklete általában nem haladta meg az anchizóna hőmérsékletét (max. kb. 350°C), helyenként azonban a pirofillit/andaluzit illetve a "biotit in" izográdokat (kb. 400-450°C) is elérte (metahomokkő, csomóspala, márvány, gránátszirt).

16. A Kisalföld korábban csak makro- és mikroszkópos vizsgálatokkal jellemzett aljzatának fő kőzettípusait, ezek regionális eloszlási szabályszerűségeit, metamorf és poszt-metamorf ásványegyütteseit, illit 'kristályosság', b_o, illetve szénülésfok és illit-muszkovit K-Ar kor adatait meghatározva illetve értékelve megállapítottam, hogy a Rába-lineamenstől ÉNy-ra húzódó aljzatot (Mihályi-hátság és környezete) a hercini ciklusban kisnyomású, uralkodóan epizónás (zöldpala fácies klorit zóna), alárendelten anchizónás regionális metamorfózis érte, amelyre az eo-alpi (kréta) fázisban nagyon kisfokú (~ <250°C) termikus esemény szuperponálódott. A metamorf kőzettani és az izotópgeokronológiai adatok alátámasztják a Mihályi-hátság és környezete grazi paleozóikummal való korábbi (Balázs, 1975; Fülöp, 1990) litosztratigráfiai korrelációját.

A Kisalföld aljzatában a Rába-lineamenstől jórészt DK-re húzódó Nemeskolta-Takácsi-zóna törmelékes-üledékes eredetű összletének hercini (szudéta) kisnyomású, anchizónás regionális metamorfózisát mutattam ki. E kőzetek metamorf jellemzői és K-Ar izotópos metamorf kor adatai a Bakony déli előterében, a Balatonfelvidéken feltárt ópaleozóos összlettel korábban már földtani és rétegtani módszerekkel kimutatott kapcsolatot támasztják alá.

A Kisalföld metamorf aljzatának felszínén - az általam vizsgált mélyfúrások anyagaiban - a metamorf kőzettani és az izotópgeokronológiai adatok alapján nincs nyoma a Pennini ablak "kibúvásainak", keleti folytatódásának.

17. A Duna-Tisza-köze középső része (Kiskunhalas-ÉK-i és Tázlári szerkezetek) példáján elkészítettem a Tiszai egység autochton része polimetamorf aljzatának metamorf és poszt-metamorf fejlődéstörténeti vázlatát, és elemeztem az egyes folyamatok szénhidrogénföldtani kihatásait. Az illit 'kristályossági' módszerek alkalmazásával elkülönítettem a kishőmérsékletű (anchi-, epizónának megfelelő) retrográd metamorfózis valamint a felszíni, felszínközeli kémiai mállás (és az azt követő betemetődéses diagenezis) termékeit.

18. Nagyrészt saját vizsgálati eredményeim valamint a rendelkezésre álló irodalmi adatok alapján megállapítottam, hogy a kishőmérsékletű progresszív vagy regresszív regionális metamorfózis jelentős szerepet játszott a Pannon-medence magyarországi részét alkotó, szinte összes tektonikai egység fejlődésében.

A mezozóos riftesedéssel vagy a hercini ciklusban nem konszolidálódott paleozóos és mezozóos epikontinentális platform vagy self területek mobilizációjával jellemzett medencékben volt kimutatható alpi progresszív regionális metamorfózis, amelynek hőmérséklete maximálisan a zöldpala fácies biotit izográdját (~400-450°C) érte el a jelenlegi eróziós szinten. Az alpi (uralkodóan kréta) metamorfózis termikus gradiense a közepes és nagy értékek között változott, egyes (szubdukciós, kolliziós) övezetekben átmeneti közepes/kis termikus gradiens is kimutatható volt.

Nincs világos, egyértelmű összefüggés a hercini - pre-hercini metamorfózis foka és az alpi felülbélyegzés intenzitása (hőmérséklete) között. Úgy tűnik, hogy nem annyira a megelőző ciklusban végbement metamorf - magmás konszolidáció, hanem az adott tektonikai domén alpi tektonometamorf zónákhoz való térbeli viszonya határozta meg döntő mértékben az alpi metamorfózis regionális eloszlását és fokát. A pre-alpi konszolidáció és az alpi metamorfózis intenzitása közötti negatív korreláció csak közvetett lehet; amennyiben az óceán aljzati (hidrotermális) majd az ezt követő betemetődéses (diasztatermális) metamorfózissal kapcsolatos rift zónák csakúgy, mint a regionális (dinamotermális) metamorfózist eredményező szubdukciós és/vagy kollíziós szerkezetek elsősorban a litoszféra legkevésbé ellenálló (viszonylag vékony, gyenge, nem konszolidálódott) övezeteiben, részeiben alakulnak ki. Másrészt viszont az idősebb, többé-kevésbé konszolidálódott kéreg részek tektonometamorf aktivizálódása ("újra-feldolgozása") az alpi övezetben ugyancsak gyakori, de természetesen nem mindenütt ható jelenség volt, ami az előbb vázolt elméleti összefüggést jelentős mértékben megzavarhatta.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

A kutatási téma kidolgozásához szükséges személyi, anyagi és műszeres feltételek biztosításáért köszönettel tartozom Pantó Györgynek, az MTA levelező tagjának, az MTA Geokémiai Kutató- laboratóriuma tudományos igazgatójának.

Köszönet illeti Tóth Máriát, dr. Nagy Gézát, dr. Horváth Zoltán Andrást, dr. Dunkl Istvánt, dr. Lantai Csabát, Fórizs Istvánt, Incze Attilát és dr. Dobosi Gábort, akik különböző módszerek specialistáiként lényeges mértékben hozzájárultak a komplex petrogenetikai értékelés adatbázisának megteremtéséhez, valamint Komoróczy Olgát, Szakács Katalint, Bécsy Gabriellát, Seötér Ágnest, Ungár Katalint, Péter Évát, Prágai Albertet, Hercsik Anitát, Milassinné Vámos Juditot, Marót Péternét, Látos Dezsőnét és Csontos Endrénét, akik a különböző laboratóriumi munkákban és a dolgozat összeállításában vettek részt és segítettek.

A módszertani és regionális kutatásoknál megvalósult kooperációért köszönettet mondok Lelkesné dr. Felvári Gyöngyi, dr. Kovács Sándor, dr. Balogh Kadosa, dr. Kovách Ádám, dr. Svingor Éva, Árváné dr. Sós Erzsébet és dr. Pécskay Zoltán kollégámnak.

Köszönet illeti a Központi Földtani Hivatalt, a Magyar Állami Földtani Intézetet, az Országos Kőolaj- és Gázipari Trösztöt, a Kőolaj- és Földgázbányászati Vállalatot, személy szerint Fülöp Józsefet, az MTA rendes tagját, dr. Dank Viktort, dr. Nagy Elemért, dr. Bardócz Bélát, Tormássy Istvánt és Mészáros Lászlót a metamorf kőzettani kutatások anyagi támogatásáért, a vizsgált objektumok (területek, minták) kiválasztásában nyujtott nélkülözhetetlen segítségért és a folyamatos konzultációkért.

Köszönettel tartozom dr. Richard Bevinsnek, dr. Doug Robinsonnak, dr. Dick Merrimannek és dr. Neil Forteynak a klorit kristályossággal foglalkozó fejezet lektorálásáért és az észak-walesi minták rendelkezésre bocsátásáért.

A vizsgálatok jelentős része és maga az értekezés az Országos Tudományos Kutatási Alap (OTKA) által a 284/1987-1991 számú pályázatra nyujtott anyagi támogatással készült.

14. IRODALOM

Ahrendt, H. (1980): Die Bedeutung der Insubrischen Linie für den tektonischen Bau der Alpen. N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 160, 336-362.

Ahrendt, H., Clauer, N., Hunziker, J.C., Weber, K. (1983): Migration of folding and metamorphism in the Rheinisches Schiefergebirge deduced from K-Ar and Rb-Sr age determinations. In: Martin, H., Eder, F.W. (eds.): Intracontinental fold belts, pp. 323-338. Springer, Berlin.

Ahrendt, H., Hunziker, J.C., Weber, K. (1977): Age and degree of metamorphism and time of nappe emplacement along the southern margin of the Damara orogen /Namibia (SW-Africa). Geologische Rundschau, 67, 719-742.

Ahrendt, H., Hunziker, J.C., Weber, K. (1978): K/Ar-Alterbestimmungen an schwachmetamorphen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 129, 229-247.

Albee, A.L. (1962): Relationships between the mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite series. American Mineralogist, 47, 851-870.

Aldahan, A.A., Morad, S. (1986): Mineralogy and chemistry of diagenetic clay minerals in Proterozoic sandstones from Sweden. Amer. J. Sci., 286, 29-80.

Andrusov, D. (1975): Apercu bref du bati des Carpathes Occidentalis. Report. 10th Congr. Carpatho-Balkan Geol. Assoc., Gen. Proc., GÚDS, Bratislava, pp. 95-108.

Anovitz, L.M., Essene, E.J. (1987): Phase equilibria in the system $CaCO_3$ - $MgCO_3$ - $FeCO_3$. J. Petrology, 28, 389-414.

Árkai, P. (1973): Pumpellyite-prehnite-quartz facies Alpine metamorphism in the Middle Triassic volcanogenic-sedimentary sequence of the Bükk Mountains, Northeast Hungary. Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 17, 67-83.

Árkai, P. (1977): Low-grade metamorphism of Paleozoic sedimentary formations of the Szendrő Mountains (NE-Hungary). Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 21, 53-80.

Árkai P. (1978): Jelentés "a Kiskunhalas ÉK-i terület mezozóikumnál idősebb metamorf és magmás képződményeinek szénhidrogén-prognózist elősegítő ásvány-kőzettani, geokémiai vizsgálata" témakörben végzett kutatásról (OKGT). MTA GKL, Budapest (kézirat).

Árkai, P. (1979): Problems of very low- and low-grade metamorphism in one of the Alpine mobile belts of the Pannonian Basin (Hungary). Abstracts of the International Ophiolite Symposium, Nicosia, Cyprus, 1979, pp. 11-12.

Árkai P. (1980): Jelentés "a mezozóikumnál idősebb metamorf képződmények szénhidrogénföldtani célú ásvány-kőzettani és geokémiai vizsgálata" témakörben végzett kutatásról (a Tázlári terület metamorfitjai). (OKGT). MTA GKL, Budapest (kézirat).

Árkai P. (1981): Jelentés "a Bükk, Rudabányai-, Upponyi- és Szendrői-hegységben kijelölt paleozóos és mezozóos alapszelvények összehasonlító ásvány-kőzettani jellegei" témakörben végzett vizsgálatokról (MÁFI). MTA GKL, Budapest (kézirat).

Árkai P. (1982a): Kezdeti regionális metamorfózis (a Bükk, az Upponyi- és a Szendrői-hegység példáján). Kandidátusi értekezés, Budapest.

Árkai P. (1982b): Jelentés "a Bükk, Rudabányai-, Upponyi- és Szendrői-hegységben kijelölt paleozóos és mezozóos alapszelvények összehasonlító ásvány-kőzettani jellegei" témakörben végzett vizsgálatokról (MÁFI). MTA GKL, Budapest (kézirat).

Árkai, P. (1983a): Very low- and low-grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, NE-Hungary. Acta Geol. Hung., 26, 83-101.

Árkai P. (1983b): Jelentés "a Dráva-medence metamorf képződményeinek szénhidrogénföldtani célú ásvány-kőzettani, geokémiai vizsgálata" témakörben végzett kutatásról (OKGT). MTA GKL, Budapest (kézirat).

Árkai P. (1983c): Jelentés "a Bükk és a Rudabányai-hegységben kijelölt mezozóos alapszelvények és földtani térképezési minták összehasonlító ásvány-kőzettani jellegei" témakörben végzett vizsgálatokról (MÁFI). MTA GKL, Budapest (kézirat).

Árkai, P. (1984a): Polymetamorphism of the crystalline basement of the Somogy-Drava Basin (Southwestern Transdanubia, Hungary). Acta Miner. Petr. Szeged, 26, 129-153.

Árkai P. (1984b): Jelentés " a Barcs-Ny-i terület metamorf képződményeinek szénhidrogénföldtani célú ásvány-kőzettani, geokémiai vizsgálata" témakörben végzett kutatásról (KFV, Nagykanizsa). MTA GKL, Budapest (kézirat).

Árkai P. (1984c): Jelentés "a Rudabányai-hegységben kijelölt mezozóos alapszelvények és földtani térképezési minták összehasonlító ásvány-kőzettani jellegei" témakörben végzett vizsgálatokról (MÁFI). MTA GKL, Budapest (kézirat).

Árkai P. (1984d): Jelentés a magyarországi metamorf képződmények összehasonlító kőzetgenetikai jellegei" témakörben végzett vizsgálatokról (MÁFI). MTA GKL, Budapest (kézirat).

Árkai P. (1985a): Jelentés "az északmagyarországi rétegtani egységek és tektofáciesek kőzetmintáinak metamorf kőzettani vizsgálata" témakörben végzett vizsgálatokról (MÁFI). MTA GKL, Budapest (kézirat).

Árkai P. (1985b): Jelentés "a Kisalföld metamorf képződményeinek szénhidrogénföldtani célú ásvány-kőzettani, geokémiai vizsgálata" témakörben végzett kutatásról (KFV, Nagykanizsa). MTA GKL, Budapest (kézirat).

Árkai P. (1986): Jelentés "a Balaton nagyszerkezeti zóna körzetében feltárt metamorf és magmás képződmények szénhidrogénföldtani célú ásvány-kőzettani, geokémiai vizsgálata" témakörben végzett kutatásról (KFV, Nagykanizsa). MTA GKL, Budapest (kézirat).

Árkai, P. (1987a): New data on the petrogenesis of metamorphic rocks along the Balaton lineament, Transdanubia, W-Hungary. Acta Geol. Hung., 30, 319-338.

Árkai, P. (1987b): Contribution to the knowledge of the polymetamorphic basement of the Great Plain (Pannonian Basin, East Hungary): the environment of the Derecske Depression. Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica, Budapest, 7-30.

Árkai P. (1987c): Jelentés "a kisalföldi aljzat kőzetmintáinak metamorf kőzettani vizsgálata" témakörben végzett kutatásról (SzKFI, Százhalombatta). MTA GKL, Budapest (kézirat).

Árkai P. (1987d): Összefoglaló zárójelentés "a hazai kristályos medencealjzat szénhidrogénföldtani célú komplex ásvány-kőzettani, geokémiai vizsgálata" témakörben végzett kutatásról (KFH). MTA GKL, Budapest (kézirat).

Árkai P. (1988): Jelentés "a Dunántúl és a Duna-Tisza-köze magmás és metamorf képződményei szénhidrogénföldtani célú ásvány-kőzettani, geokémiai vizsgálata" témakörben végzett kutatásról (KFV, Nagykanizsa). MTA GKL, Budapest (kézirat).

Árkai, P. (1990a): Very low- and low-grade metamorphic rocks in the pre-Tertiary basement of the Drava Basin, SW-Hungary: mineral assemblages, illite "crystallinity", b_o data, and problems of geological correlation. Acta Geol. Hung., 33, 43-67.

Árkai, P. (1990b): Illite and chlorite "crystallinity" indices: Their correlation with vitrinite reflectance and mineral facies as exemplified by NE-Hungarian Paleozoic and Mesozoic. Abstract. IGCP No. 294 Conference on "Phyllosilicates as indicators of very low

grade metamorphism and diagenesis. Manchester, 1990.

Árkai, P. (1990c): The use of illite "crystallinity" methods for interpreting the complex geologic history of metamorphic basement rocks, Great Plain, Southern Hungary. Abstract. IGCP No. 294 Conference on "Phyllosilicates as indicators of very low-grade metamorphism and diagenesis. Manchester, 1990.

Árkai, P. (1991a): Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with illite crystallinity , coal rank and mineral facies as exemplified by Palaeozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary. Journal of Metamorphic Geology, 9, 723-734.

Árkai, P. (1991b): Alpine regional metamorphism of the different tectonic domains in the Hungarian part of the Pannonian Basin. In: Baud, A., Thélin, P., Stampfli, G. (eds.): Paleozoic geodynamic domains and their alpidic evolution in the Tethys. IGCP Project No. 276 Newsletter No. 2. Mémoires de Géologie (Lausanne), No. 10, 5-13.

Árkai, P., Balogh, Kad. (1989): The age of metamorphism of the East Alpine type basement, Little Plain, W-Hungary: K-Ar dating of white micas from very low- and low-grade metamorphic rocks. Acta Geol. Hung., 32, 131-147.

Árkai P., Dunkl I. (1989): Jelentés "a kishőmérsékletű metamorf kőzetek fejlődéstörténeti rekonstrukciója" témakörben végzett vizsgálatokról (KFH). MTA GKL, Budapest (kézirat).

Árkai, P., Horváth, Z. A., Tóth, M. (1981): Transitional very low- and low-grade regional metamorphism of the Paleozoic formations, Uppony Mountains, NE-Hungary: mineral assemblages, illite crystallinity, $-b_o$ and vitrinite reflectance data. Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 24, 265-294.

* Árkai, P., Kovács, S. (1986): Diagenesis and regional metamorphism of the Mesozoic of Aggtelek-Rudabánya Mountains (Northeast Hungary). Acta Geol. Hung., 29, 349-373.

Árkai, P., Lelkes-Felvári, Gy. (1987): Very low- and low-grade metamorphic terrains in Hungary. In: Flügel, H.W., Sassi, F.P., Grecula, P. (eds): Pre-Variscan events in the Alpine - Mediterranean mountain belts. Mineralia Slovaca - Monography, Alfa, Bratislava, pp. 51-68.

Árkai, P., Lelkes-Felvári, Gy., Lantai, Cs., Fórizs, I. (1991): Diagenesis and low-temperature metamorphism in a tectonic link between the Dinarides and the Western Carpathians: the basement of the Igal (Central Hungarian) Unit. Acta Geol. Hung., 34 (in print).

Árkai, P., Nagy, G., Dobosi, G. (1985):Polymetamorphic evolution of the South-Hungarian crystalline basement, Pannonian Basin: geothermometric and geobarometric data. Acta Geol. Hung., 28, 165-190.

Árkai, P., Nagy, G., Pantó, Gy. (1975): Types of composition zoning in the garnets of polymetamorphic rocks and their genetic significance. Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 19, 17-42.

Árkai, P., Sassi, R., Zirpoli, G. (1991): On the boundary between the low- and very low-grade South-Alpine basement in Pustertal: X-ray characterization of white mica in metapelites between Dobbiaco (Toblach, Italy) and Leiten (Austria) (Eastern Alps). Memorie di Scienze Geologiche, Padova, 43, 293-304.

Árkai, P. & Tóth, N. M., 1983. Illite crystallinity: combined effects of domain size and lattice distortion. Acta Geologica Hungarica, 26, 341-358.

Árkai, P., Tóth, M.N. (1985): The variance method investigation of illte crystallinity. 5th Meeting of the European Clay Groups, Prague, 1983, pp. 91-98, Charles University, Prague.

Árkai, P., Tóth, M. (1990): Illite and chlorite "crystallinity" indices, I: an attempted mineralogical interpretation. Abstract.

* Árkai, P., Horváth, Z.A., Tóth, M.N. (1987): lásd a 189. oldalt

Conference on "Phyllosilicates as indicators of very low grade metamorphism and diagenesis, Manchester, 1990.
Árkai P.; Viczián I. (1975): Agyagásványok átalakulása üledékes kőzetekben. Geonómia és Bányászat (MTA X. Oszt. Közl.), 8, 373-381.
Árváné Sós E., Balogh Kad., Ravaszné Baranyai L., Ravasz Cs. (1987): Mezozóos magmás kőzetek K/Ar kora Magyarország egyes területein. MÁFI Évi Jelentése az 1985. évről, 295-307.
Bailey, S. W. (1975): Chlorites. In: Soil Components, Vol. 2 Inorganic Components (ed. Gieseking, J. E.), pp. 191-263. Springer, New York.
Bajaník, S. et al. (1984): Geological map of the Slovenské Rudohorie Mts. 1 : 50,000. Geologicky ústav Dionyza Stura, Bratislava.
Balázs E. (1969): Magyarország 1:500 000-es fedetlen medencealjzati térképének magyarázója. Metamorf és Magmás képződmények, II. Dunántúl. OGIL, kézirat, OKGT Adattár, Budapest.
Balázs E. (1971): A Kisalföld medencealjzatának ópaleozóos kőzetei. Földt. Int. Évi Jelentése az 1969. évről, 659-673.
Balázs E. (1975): A kisalföldi medence paleozóos képződményei. Földt. Kut., 18, No. 4, 17-25.
Balázs E. (1980): Összefoglaló anyagvizsgálati jelentés a Barcs-Ny-1. kutatófúrásról. Kézirat, OKGT Adattár, Budapest.
Balázs E. (1986): A Kisalföld aljzatának litosztratigráfiai beosztása és földtani fejlődéstörténete. Egyetemi doktori értekezés, JATE, Szeged.
Balla, Z. (1988): On the origin of the structural pattern of Hungary. Acta Geol. Hung., 31, 53-63.
Balogh K. (1952): A Rudabányai vasércvonulat hegységszerkezete. MTA Műszaki Tud. Oszt. Közl., 5, 3-9.
Balogh K. (1964): A Bükkhegység földtani képződményei. Földt. Int. Évkönyve, 48, 243-719.
Balogh K., Kovács S. (1977): Előzetes jelentés a Rudabányai-hegység triász képződményeinek vizsgálatáról. Kézirat, JATE, Szeged.
Balogh Kad., Árváné-Sós E., Pécskay Z. (1983):Kőszegi-hegységi metamorfitok kronológiai vizsgálata. Kézirat, MTA Atommag Kutató Intézete, Debrecen.
Balogh Kad., Árváné-Sós E., Pécskay Z. (1989): Mezozóos és neogén magmás kőzetek K/Ar kronológiai vizsgálata. Kutatási jelentés (MÁFI). MTA Atommag Kutató Intézete,Debrecen.
Balogh Kad., Árváné-Sós E., Pécskay Z. (1990): Kiemelkedési és átkristályosodási korok meghatározása a Dunántúli Középhegység és az északi Középhegység területéről származó kőzetminták agyagásványainak K/Ar módszeres vizsgálatával. Kutatási jelentés (KFH). MTA Atommag Kutató Intézete, Debrecen.
Balogh Kad., Árváné Sós E., Pécskay Z. (1991): A Bükkium kronológiai vizsgálata K/Ar módszeres kormeghatározásokkal. Kutatási jelentés (KFH). MTA Atommag Kutató Intézete, Debrecen.
Balogh, Kad., Kovách, Á., Pécskay, Z., Svingor, É., Árkai, P. (1990): Very low- and low-grade metamorphic rocks in the pre-Tertiary basement of the Drava Basin, SW-Hungary, II: K-Ar and Rb-Sr isotope geochronologic data. Acta Geol. Hung., 33, 67-76.
Balogh, Kad., Árva-Sós, E., Ravasz-Baranyai, L. (1980): Potassium-argon dating of Mesozoic and Tertiary volcanites in Hungary. Materialy XI. Kongressa KBGA, Vol. Magmatizm i Metamorfizm, pp. 29-37, Naukova Dumka, Kiev.
Bardócz B. (1973-1986): A Dunántúl medencealjzatának földtani és tektonikai térképe (M=1:200 000). Kézirat, KFV, Nagykanizsa.
** Bettison, L.A., Schiffman, P. (1988): Compositional and structural variations of phyllosilicates from the Point Sal ophiolite, California. American Mineralogist, 73, 62-76.
Bevins, R.E., Robinson, D., Rowbotham, G. (1991): Compositional

** Bárdossy, Gy. (1966, 1968): lásd a 190. oldalt

variations in mafic phyllosilicates from regional low-grade metabasites and application of the chlorite geothermometer. J. Metamorphic Geol., 9, 711-721.
Bérczíné-Makk A. (1988): A dunántúli (Balaton vonaltól D-re) mezozóos (triász, jura, alsókréta) üledékes képződmények reambulációs vizsgálata. SzKFI jelentés, kézirat, Százhalombatta.
Bérczíné-Makk A., Haas J., Rálischné-Felgenhauer E., Oraveczné-Scheffer A. (1990): A Közép-dunántúli egység újpaleozóos és mezozóos formációi és kapcsolataik. Kézirat, MÁFI, Budapest.
Bickle, M.J., Powell, R. (1977): Calcite-dolomite geothermometry for iron-bearing carbonates. The Glockner area of the Tauern Window, Austria. Contrib. Mineral. Petrol., 59, 281-292.
Bonhomme, M.G. (1987): Type of sampling and comparison between K-Ar and Rb-Sr isotopic dating of fine fractions from sediments in attempt to date young diagenetic events. Chemical Geology, Isotope Geoscience Section, 79, 125-136.
Bonhomme, M.G., Saliot, P., Pinault, Y. (1980): Interpretation of potassium-argon isotopic data related to metamorphic events in South-Western Alps. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 60, 81-98.
Brezsnyánszky K., Haas J. (1984): A szenon nekézsenyi konglomerátum formáció sztratotípus szelvényének szedimentológiai és tektonikai vizsgálata. Földt. Közl., 114, 81-100.
Brown, E.H. (1971): Phase relations of biotite and stilpnomelane in the greenschist facies. Contrib. Mineral. Petrol., 31, 275-299.
Brown, E.H. (1975): A petrogenetic grid for reactions producing biotite and other Al-Fe-Mg silicates in the greenschist facies. J. Petrol., 16, 258-271.
Brown, E.H. (1977): The crossite content of Ca amphibole as a guide to pressure of metamorphism. J. Petrology, 18, 53-72.
Buckley, H.A., Bevan, J.C.; Brown, K.M.; Johnson, L.R., Farmer, V.C. (1978): Glauconite and celadonite: two separate mineral species. Mineralogical Magazine 42, 373-382.
Buda Gy. (1985): Variszkuszi korú kolliziós granitoidok képződése Magyarország, Ny-Kárpátok és a Központi Cseh masszívum granitoidjainak példáin. Kandidátusi Értekezés, Budapest.
Bystricky, J. (1982): The Middle and Upper Triassic of the Stratenská hornatina Mts. and its relation to the Triassic of the Slovak Karst Silica Nappe (the West Carpathian Mts., Slovakia). Geol. Zborn. - Geol. Carpathica, 33, 437-462.
Cambel, B., Korikovsky, S.P. (1986): Variscijskij retrogradnyj metamorfizm i al'pijskij diaftorez v kristallinikume Zapadnykh Karpat. Geol. Zborn. - Geol. Carpathica, 37, 353-363.
Cathelineau, M. (1988): Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. Clay Minerals, 23, 471-485.
Cathelineau, M., Nieva, D. (1985): A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres geothermal system (Mexico). Contrib. Mineral. Petrol., 91, 235-244.
Cathelineau, M., Oliver, R., Nieva, D., Garifas, A. (1985): Mineralogy and distribution of hydrothermal minerals in Los Azufres (Mexico) geothermal field. Geothermics, 14, 49-57.
Chikán G. et al. (1985): Az Inke-I. kutatófúrás eredményeinek földtani értékelése. Kézirat, MÁFI, Budapest.
Clauer, N. (1976): Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Mém. Sci. Géol., 45, 1-256.
Clauer, N. (1979): A new approach to Rb-Sr dating of sedimentary rocks. In: Jäger, E., Hunziker, J.C. (eds): Lectures in Isotope Geology, pp. 30-51, Springer, Berlin.
Clauer, N., Kröner, A. (1979): Strontium and argon isotopic

homogenization of pelitic sediments during low-grade regional metamorphism: the Pan-African Damara Sequence of Northern Namibia (South West Africa). Earth Planet. Sci. Lett., 43, 117-131.

Clifton, H.E., Brezsnyánszky, K., Haas, J. (1985): Lithologic characteristics and paleogeographic significance of resedimented conglomerate of Late Cretaceous age in Northern Hungary. Geophysical Transactions, 31, 131-155.

Cordani, U.G., Kawashita, K., Thomaz Filho, A. (1978): Applicability of the rubidium-strontium method to shales and related rocks. In: Cohee, G.V., Glaessner, M.F., Hedberg, H.D. (eds.): Contributions to the geological time scale. Studies in Geology, 6, pp. 93-117. Amer. Assoc. Petroleum Geologists, Tulsa kiadványa.

Curtis, C.D., Hughes, C.R., Whiteman, J.A., Whittle, C.K. (1985): Compositional variation within some sedimentary chlorites and some comments on their origin. Mineralogical Magazine, 49, 375-386.

Cserepes-Meszéna, B. (1986): Petrography of the crystalline basement of the Danube-Tsza Interfluve (Hungary). Acta Geol. Hung., 29, 321-339.

Csontos, L. (1988): Étude géologique d'une portion des Carpathes internes: la massif du Bükk (NE de la Hongrie) (Stratigraphie, structures, métamorphisme et géodynamique). Thése de doctorat Univ. Sci. Techn. Lille Flandres-Artois, 250, 327pp, Lille.

Dandois, P. (1981): Diagenése et métamorphisme des domaines calédonien et hercynien de la vallée de la Meuse entre Charleville-Méziéres et Namur (Ardennes franco-belges). Bulletin de la Société belge de Géologie, 90, 299-316.

Deutloff, O., Teichmüller, M., Teichmüller, R., Wolf, M. (1980): Inkohlungs-Untersuchungen im Mesozoikum des Massivs von Vlotho (Niedersächsisches Tektogen). N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 321-341.

Dodson, M.H. (1973): Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. Contrib. Mineral. Petrol., 40, 259-274.

Downes, H., Pantó, Gy., Árkai, P., Thirlwall, M.F. (1990): Petrology and geochemistry of Mesozoic igneous rocks, Bükk Mountains, Hungary. Lithos, 24, 201-215.

Droop, G.T.R. (1987): A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. Mineralogical Magazine, 51, 431-435.

Duba, D., Williams-Jones, A.E. (1983): The application of illite crystallinity, organic matter reflectance, and isotopic techniques to mineral exploration: a case study in southwestern Gaspé, Quebec. Economic Geology, 78, 1350-1363.

Dunkl I. (1990): A fission track módszer és alkalmazása geokronológiai kérdések megoldásában. Kandidátusi értekezés, Miskolc - Budapest.

Dunoyer de Segonzac, G. (1969): Les minéraux argileux dans la diagenese - passage au métamorphisme. Mé. Serv. Carte géol. Alsace Lorraine, 29.

Dunoyer de Segonzac, G. (1970): The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review. Sedimentology, 15, 281-346.

Eberl, D.D., Srodoń, J. (1988): Ostwald ripening and interparticle-diffraction effects for illite crystals. American Mineralogist, 73, 1335-1345.

Eberl, D.D., Srodoń, J., Kralik, M., Taylor, B.E., Peterman, Z.E. (1990): Ostwald ripening of clays and metamorphic minerals. Science, 248, 474-477.

Eberl, D.D., Srodoń, J., Lee, M., Nadeau, P.H., Northrop, H.R. (1987): Sericite from the Silverton caldera, Colorado: Correlation among structure, composition, origin, and particle thickness. American Mineralogist, 72, 914-934.

Elecko, M. et al. (1985): Geologická mapa Rimavskej kotliny, 1:50.000, Geologicky ústav Dionyza Stura, Bratislava.
Epstein, A.G., Epstein, J.B., Harris, L.D. (1977): Conodont colour alteration - an index to organic metamorphism. Geol. Survey Prof. Paper, 995, 1-27, Washington.
Ernst, W.G. (1963): Significance of phengitic micas from low-grade schists. American Mineralogist, 48, 1357-1373.
Esquevin, J. (1969): Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. Bull. Centre Rech. Pau - S.N.P.A., 3, 147-153.
Ferry, J.M. (1984): A biotite isograd in South-Central Maine, U.S.A.: mineral reactions, fluid transfer, and heat transfer. J. Petrology, 25, 871-893.
Flehmig, W. (1973): Kristallinität und Infrarotspektroskopie natürlicher dioktaedrischer Illite. N. Jb. Miner., Mh., 7/8, 351-361.
Flehmig, W., Langheinrich, G. (1974): Beziehung zwischen tektonischer Deformation und Illit-Kristallinität. N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 146, 325-346.
Flügel, H.W. (1980): Alpines Paläozoikum und alpidische Tektonik. Mitt. österr. geol. Ges., Wien, 71/72, 25-36.
Foster, M.D. (1960): Interpretation of the composition of trioctahedral micas. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 354-B, 11-48.
Foster, M.D. (1962): Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 414-A, 1-33.
Frank, W. (1983): Argumente für ein neues Entwicklungsmodell des ostalpins. Jahresbericht 1982 Hochschulschwepunkt, Graz, S 15, 249-262.
Frank, W., Purtscheller, F. et al. (1978): Eastern Alps. In: Niggli, E. (ed.): Metamorphic map of the Alps (explanatory text). Subcommission for the Cartography of the Metamorphic Belts of the World, Leiden.
Frank, W., Stettler, A. (1979): K-Ar and ^{39}Ar-^{40}Ar systematics of white K-mica from an Alpine metamorphic profile in the Swiss Alps. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 59, 375-394.
Frey, M. (1969): A mixed-layer paragonite/phengite of low-grade metamorphic origin. Contrib. Mineral. Petrol., 24, 63-65.
Frey, M. (1970): The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during Alpine orogenesis. Sedimentology, 15, 261-279.
Frey, M. (1978): Progressive low-grade metamorphism of a black shale formation, Central Swiss Alps, with special reference to pyrophyllite and margarite bearing assemblages. Journal of Petrology, 19, 95-135.
Frey, M. (1986): Very low-grade metamorphism of the Alps - an introduction. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 66, 13-27.
Frey, M. (1987): Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In: Frey, M. (ed.): Low temperature metamorphism. Blackie, Glasgow & London, pp. 9-58.
Frey, M. (1988): Discontinuous inverse metamorphic zonation, Glarus Alps, Switzerland: evidence from illite "crystallinity" data. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 68, 171-183.
Frey, M., Bucher, K., Frank, E., Mullis, J. (1980a): Alpine metamorphism along the Geotraverse Basel-Chiasso - a review. Eclogae geol. Helv., 73, 527-546.
Frey, M., Bucher, K., Frank, E., Schwander, H. (1982): Margarite in the Central Alps. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 62, 21-45.
Frey, M., De Capitani, C., Liou, J.G. (1991): A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. J. Metamorphic Geology, 9, 497-509.
Frey, M., Hunziker, J.C., Roggwiller, P., Schindler, C. (1973): Progressive niedriggradige Metamorphose glaukonitführender Horizonte in den helvetischen Alpen der Ostschweiz. Contrib. Mineral. Petrol.,

39, 185-218.
Frey, M., Niggli, E. (1971): Illit-Kristallinität, Mineralfazien und Inkohlungsgrad. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 51, 229-234.
Frey, M., Niggli, E. (1972): Margarite, an important rock-forming mineral in regionally metamorphosed low-grade rocks. Die Naturwissenschaften, 59, 214-215.
Frey, M., Teichmüller, M., Teichmüller, R., Mullis, J., Künzi, B., Breitschmid, A., Gruner, U., Schwizer, B. (1980b): Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. Eclogae geol. Helv., 73, 173-203.
Friedman, G.M. (1965): Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. J. Sedimentary Petrology, 35, 643-655.
Fülöp J. (1989): Bevezetés Magyarország geológiájába. Akadémiai Kiadó, Budapest.
Fülöp J. (1990): Magyarország geológiája. Paleozoikum I. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
Fülöp J. et al. (1983): Magyarország litosztratigráfiai formációi. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
Fülöp J., Dank V. et al. (1987): Magyarország földtani térképe a kainozóikum elhagyásával (M=1:500 000). Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
Gaál, L., Mello, J. (1983): New data to the stratigraphy of Triassic limestones in the western part of the Silica Nappe and their consequence for tectonic subdivision (szlovák nyelven, angol összefoglalással). Mineralia Slovaca, 15, 303-330.
Geyssant, J., Justin-Visentin, E., Sassi, F.P. (1973): Sur la présence de filons sédimentaires dans la série triasique du Tribulaun et sur leur évolution métamorphique (Brennero, Alpes Orientales). Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, 28, 1-24.
Ghent, E.D., Stout, M.Z. (1981): Geobarometry and geothermometry of plagioclase - biotite - garnet - muscovite assemblages. Contrib. Mineral. Petrol., 76, 92-97.
Gleadow, A.J.W., Duddy, I.R., Lovering, J.F. (1983): Fission track analysis: a new tool for the evaluation of thermal histories and hydrocarbon potential. Australian Petrol. Expl. Assoc. J., 23, 93-102.
Götzinger, M.A. (1986): Continuous biotite - hydrobiotite - vermiculite transitions in the original specimen "Hydrobiotit", SCHRAUF (1882), from the serpentinites near Kremze, CSSR. N. Jb. Miner., Mh., 163-171.
Grew, E. (1974): Carbonaceous material in some metamorphic rocks of New England and other areas. J. Geol., 82, 50-73.
Grill J., Kovács S., Less Gy., Réti Zs., Róth L., Szentpétery I. (1984): Az Aggtelek-Rudabányai hegység földtani felépítése és fejlődéstörténete. Földtani Kutatás, 27, No. 4, 49-56.
Guidotti, C.V. (1984): Micas in metamorphic rocks. In: Bailey, S.W. (ed.): Micas. Reviews in Mineralogy, Vol. 13, 357-467, Mineralogical Society of America, Blacksburg.
Guidotti, C.V., Sassi, F.P. (1976): Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. N. Jb. Miner., Abh., 127, 97-142.
Guidotti, C.V., Sassi, F.P. (1986): Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite b_o data from low-grade metapelites. N. Jb. Miner., Abh., 153, 363-380.
Haas, J. (1987): Position of the transdanubian Central Range structural unit in the Alpine evolution phase. Acta Geol. Hung., 30, 243-256.
Haas J., Kozur H., Lelkes-Felvári, Gy. (1988): Alpi igen kisfokú metamorf felsőtriász képződmények az Inke-I jelű mélyfúrásból.

Kézirat, MÁFI, Budapest.

* Haq, B.U., van Eysinger, F.W.B. (1987): Geological time table. 4th edition, Elsevier, Amsterdam.

Harland, W.B. et al. (1989): A geologic timescale. Cambridge University Press, Cambridge.

Harper, C.T. (1970): Graphical solutions to the problem of radiogenic argon-40 loss from metamorphic minerals. Eclogae geol. Helv., 63, 119-140.

Harrison, T.M., McDougall, J. (1982): The thermal significance of potassium feldspar K-Ar ages inferred from $^{39}Ar/^{40}Ar$ age spectrum values. Geochim. Cosmochim. Acta, 46, 1811-1820.

Hayes, J.B. (1970): Polytypism of chlorite in sedimentary rocks. Lays and Clay Minerals, 18, 285-306.

Héroux, Y., Bertrand, R., Chagnon, A., Connan, J., Pittion, J.-L., Kübler, B. (1981): Évolution thermique et potential pétroligene par l'étude des kérogenes, des extraits organiques, des gaz adsorvbés, des argiles du sondage Karlsefni H-13 (offshore Labrador, Canada). Canadian J. Earth Sci., 18, 1856-1877.

Hillier, S., Velde, B. (1991): Octahedral occupancy and the chemical composition of diagenetic (low-temperature) chlorites. Clay Minerals, 26, 149-168.

Horeva, B.Ja., Bljuman, B.A. et al. (1970): Mineralogicseszkie i sztrukturno-petrologicseszkie izmenenija v porodah nizkih sztupenej regional'nogo metamorfizma. Zap. Vses. Miner. O-va, 99, 16-23.

Horváth, F., Vörös, A., Onuoha, K.M. (1977): Plate-tectonics of the Western Carpatho-Pannonian region: a working hypothesis. Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 21, 207-221.

Hovorka, D. (1979): Tectonic position of the upper mantle material in the West Carpathian Meso/Cenozoic structural levels. In: Geodynamic investigations in Czechoslovakia. Veda, Bratislava, pp. 237-242.

Hunziker, J.C. (1979): Potassium argon dating. In: Jäger, E., Hunziker, J.C. (eds.): Lectures in Isotope Geology, pp. 52-76. Springer, Berlin.

Hunziker, J.C. (1986): The evolution of illite to muscovite: an example of the behaviour of isotopes in low-grade metamorphic terrains. Chem. Geol., 57, 31-40.

Hunziker, J.C. (1987): Radiogenic isotopes in very low-grade metamorphism. In: Frey, M. (ed.): Low temperature metamorphism. Blackie, Glasgow & London, pp. 200-226.

Hunziker, J.C., Frey, M., Clauer, N., Dallmeyer, R.D., Friedrichsen, H., Flehmig, W., Hochstrasser, K., Rogwiller, P., Schwander, H. (1986): The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. Contrib. Mineral. Petrol., 92, 157-180.

Hurford, A.J. (1986): Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps, South Central Switzerland and an age of vertical movement on the Insubric Fault Line. Contrib. Mineral. Petrol., 92, 413-427.

Inoue, A., Utada, M. (1991): Smectite-to-chlorite transformation in thermally metamorphosed volcanoclastic rocks in the Kamikita area, northern Honshu, Japan. American Mineralogist, 76, 628-640.

Iwasaki, M. (1963): Metamorphic rocks of the Kotu-Bizan area, eastern Shikoku. Tokyo Univ. Fac. Sci., Sect. 2, 15, 1-90.

Jacobshagen, V., Risch, H., Roeder, P. (1976):Die eohellenische Phase. Definition und Interpretation. Zeitschrift der Deutschen Geol. Ges., 127, 133-145.

Jacobson, C.E. (1989): Estimation of Fe^{3+} from electron microprobe analyses: observations on calcic amphibole and chlorite. J. Metamorphic Geology, 7, 507-513.

* Haas, J. et al. (1990): lásd a 190. oldalt

Jahren, J.S. (1991): Evidence of Ostwald ripening related recrystallization of diagenetic chlorites from reservoir rocks offshore Norway. Clay Minerals, 26, 169-178.

Jantsky B. (1957): A Velencei-hegység földtana. Geol. Hung., Ser. Geol., 10, 1-167.

Jarosewich, E., Macintyre, I.G. (1983): Carbonate reference samples for electron microprobe and scanning electron miicroscope analyses. J. Sedimentary Petrology, 53, 677-678.

Jiang, W.-T., Peacor, D.R. (1990): STEM study of chlorite and corrensite in a prograde sequence of pelites in the Gaspé Peninsula, Quebec. Abstract, IGCP Project No. 294 Conference on "Phyllosilicates as indicators of very low grade metamorphism and diagenesis", Manchester.

Johns, W.D., Kurzweil, H. (1979): Quantitative estimation of illite-smectite mixed phases formed during burial diagenesis. Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt., 26, 203-215.

Kázmér, M. (1986):Tectonic units of Hungary: their boundaries and stratigraphy (a bibliographic guide). Annales Univ. Sci. Budapest., 26, 45-120.

Kázmér, M., Kovács, S. (1985): Permian - Paleogene paleogeography along the Eastern part of the Insubric - Periadriatic lineament system: evidence for the continental escape of the Bakony - Drauzug Unit. Acta Geol. Hung., 28, 71-84.

Kisch, H.J. (1969): Coal rank and burial-metamorphic mineral facies. In: Schenk, P.A., Havenaar, I. (eds): Advances in organic geochemistry, pp. 407-424, Pergamon Press, Oxford.

Kisch, H.J. (1974): Anthracite and meta-anthracite coal ranks associated with 'anchimetamorphism' and very-low-stage' metamorphism, I, II, III. Proc. K. Nederl. Akad. Wetensch., Ser. B, Amsterdam, 77, 81-118.

Kisch, H.J. (1980a): Incipient metamorphism of Cambro-Silurian clastic rocks from the Jämtland Supergroup, central Scandinavian Caledonides, western Sweden: illite crystallinity and 'vitrinite' reflectance. J. Geol. Soc. London, 137, 271-288.

Kisch, H.J. (1980b): Illite crystallinity and coal rank associated with lowest-grade metamorphism of the Taveyanne greywacke in the Helvetic zone of the Swiss Alps. Eclogae geol. Helv., 73, 753-777.

Kisch, H.J. (1983): Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. In: Larsen, G., Chilingar, G.V. (eds.): Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks, 2. Elsevier, Amsterdam, pp. 289-493.

Kisch, H.J. (1987): Correlation between indicators of very low-grade metamorphism. In: Frey, M. (ed.): Low temperature metamorphism. Blackie, Glasgow & London, pp. 227-300.

Kisch, H.J. (1989): Discordant relationship between degree of very low-grade metamorphism and the development of slaty cleavage. In: Daly, J.S., Cliff, R.A., Yardley, W.D. (eds.): Evolution of metamorphic belts. Geol. Soc. London. Spec. Publ. No. 43, Blackwell, Oxford, pp. 173-185.

Kisch, H.J. (1990): Calibration of the anchizone: a critical comparison of illite 'crystallinity' scales used for definition. J. metamorphic Geol., 8, 31-46.

Kisch, H.J. (1991): Illite 'crystallinity': recommendations on sample preparation, X-ray diffraction settings, and interlaboratory samples. J. metamorphic Geol., 9, 665-670.

Kisch, H.J., Frey, M. (1987): Appendix: Effect of sample preparation on the measured 10 A peak width of illte (illite 'crystallinity'). In: Frey, M. (ed.): Low temperature metamorphism. Blackie, Glasgow & London, pp. 301-304.

* Kázmér, M., Kovács, S. (1989): lásd a 190. oldalt

Kisházi, P., Ivancsics, J. (1985): Genetic petrology of the Sopron Crystalline Schist Sequence. Acta Geol. Hung., 28, 191-213.

Koller, F. (1978): Die Bildung eines Alkaliamphibols in Metagabbros der Bernstein-Rechnitz Schieferinsel, Penninikum. Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt., 25, 107-116.

Koller, F. (1985): Petrologie und Geochemie der Ophiolite des Penninikums am Alpenostrand. Jb. der Geol. Bundesanstalt, Wien, 128, 83-150.

Kovách Á., Svingor É. (1990): Rb-Sr kormeghatározások kishőmérsékletű metamorf kőzeteken. Kutatási jelentés (KFH). MTA Atommag Kutató Intézete, Debrecen (kézirat).

Kovách, Á., Svingor, É., Árkai, P. (1985): Early Alpine resetting of Rb-Sr ages in the Upper Triassic quartz porphyries of the Bükk Mountains, Northeastern Hungary. Proc. rep. XIIIth Congr. of CBGA, Part I, pp. 385-386.

Kovács, S. (1982a): Problems of the "Pannonian Median Massif" and the plate tectonic concept. Contributions based on the distribution of Late Paleozoic - Early Mesozoic isopic zones. Geol. Rundschau, 71, 617-640.

Kovács S. (1982b): A Gömör-Bükk megatektonikai egység. MÁFI, kézirat, Budapest.

Kovács S. (1983a): A magyarországi Conodonta-vizsgálatok eddigi eredményei (a bükki triász kivételével). Őslénytani viták, 30, 73-111.

Kovács S. (1983b): Az Alpok tektonikájának fő vonásai. Földt. Szemle, 18, 77-155.

Kovács, S. (1984): North Hungarian Triassic facies types. Acta Geol. Hung., 27, 251-264.

Kovács S. (1986): Conodonta-biosztratigráfiai és mikrofácies vizsgálatok a Rudabányai-hegység ÉK-i részén. Földt. Int. Évi Jelentése az 1984. évről, 193-244.

Kovács, S. (1989): Geology of the North Hungarian Paleozoic and Mesozoic terraines. Guide-book for geological excursions, MÁFI, Budapest.

* Kovács, S., Árkai, P. (1987): Conodont alteration in metamorphosed limestones from northern Hungary, and its relationship to carbonate texture, illite crystallinity and vitrinite reflectance. In: Austin, R.L. (ed.): Conodonts: Investigative techniques and applications. Ellis Horwood, Chichester, pp. 209-229.

Kovács S., Árkai P. (1989): A Conodonta és mészkő-szöveti elváltozások jelentősége a diagenezis és a regionális dinamotermális metamorfózis határának felismerésében, Aggtelek-rudabányai-hegységi példák alapján. MÁFI Évi Jelentése az 1987. évről, 215-235.

Kovács S., Less Gy., Piros O., Róth L. (1988): Az Aggtelek-Rudabányai-hegység triász formációi. Földt. Int. Évi Jelentése az 1986. évről, 19-43.

** Kozur, H. (1984): Some new stratigraphical and paleogeographical data in the Paleozoic and Mesozoic of the Pannonian Median Massif and adjacent areas. Acta Geodaet., Geophys. et Montanist. Hung., 19, 93-106.

Kőrössy L. (1958): Adatok a Kisalföld mélyföldtanához. Földt. Közl., 88, 291-298.

Kőrössy L. (1965): Nyugat-magyarországi medencék rétegtani és szerkezeti felépítése. Földt. Közl., 95, 22-26.

Kralik, M., Krumm, H., Schramm, M. (1987): Low grade and very low grade metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke zone: Illite-crystallinity data and isotopic ages. In: Flügel, H.W., Faupl, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, pp. 164-178. Deuticke, Vienna.

*Kovács, S. (1989b): lásd a 190. oldalt

**Kovács, S. et al. (1989): lásd a 190. oldalt

Kräutner, H.G., Sassi, F.P. et al. (1975): The pressure characters of the pre-Alpine metamorphism in the East Carpathians (Romania). N. Jb. Miner., Abh., 125, 278-296.
Kräutner, H.G., Sassi, F.P. et al. (1976): Barrovian type Hercynian metamorphism from the Poiana Rusca Massif (South Carpathians). N. Jb. Miner., Mh., 446-455.
Kretz, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist, 68, 277-279.
Kübler, B. (1964): Les argiles, indicateurs de métamorphisme. Revue d'Institut Francais du Pétrol., 19, 1093-1112.
Kübler, B. (1967a): La cristallinité de l'illite et les zones tout a fait superieures du métamorphisme. In: Étages tectoniques, Colloque de Neuchatel 1966. A la Baconniere, Neuchatel, pp. 105-121.
Kübler, B. (1967b): Anchimétamorphisme et schistosité. Bull. Centre Rech Pau - S.N.P.A., 1, 259-278.
Kübler, B. (1968): Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Bull. Centre Rech. Pau - S.N.P.A., 2, 385-397.
Kübler, B. (1975): Diagenese - anchimétamorphisme et métamorphisme. Inst. national de la reserche scientifique - Pétrole, Quebec.
Kübler, B. (1984a): Fidélité de la mesure de la largeur de Scherrer "cristallinité de l'illite en fonction de la vitesse de rotation du goniometre. Cahiers de l'Institut de Geologie, pp. 9, Université de Neuchatel.
Kübler, B. (1984b): Les indicateurs des transformations physiques et chimiques dans la diagenese, température et calorimétrie. In: Lagache, M. (ed.): Thérmométrie et barométrie géologiques. Soc. Franc. Minér. Crist., Paris, pp. 489-596.
Kübler, B. (1990): "Cristallinité" de l'illite et mixed-layers: breve révision. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 70, 89-93.
Kübler, B., Pittion, J.-L., Héroux, Y., Charollais, J., Weidmann, M. (1979): Sur le pouvoir reflecteur de la vitrinite dans quelques roches du Jura, de la Molasse et des Nappes préalpines, helvétiques et penniques. Eclogae geol. Helv., 72, 343-373.
Kübler, B., Rey, J.-P. (1982): Identification des micas des series sedimentaires par diffraction X a partir de la serie harmonique (001) des preparations orientees. Cahiers de l'Institut de Géologie, Université de Neuchatel, pp. 1-12.
Laird, J. (1982): Amphiboles in metamorphosed basaltic rocks: greenschist to amphibolite facies and blueschist - greenschist - eclogite relations. In: Veblen, D.R., Ribbe, P.H. (eds.): Amphiboles: petrology and experimental phase relations. Reviews in Mineralogy Vol. 9B, pp. 113-159, Mineralogical Society of America, Washington D.C.
Landis, C.A. (1971): Graphitization of dispersed carbonaceous material in metamorphic rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 30, 34-45.
Leake, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. Amer. Mineralogist, 63, 1023-1052.
Le Corre, C. (1975): Analyse comparée de la cristallinité dans le Briovérien et la Paleozoique centre-armoricains: zonéographie et structure d'un domaine épizonal. Bull. Soc. Géol. France, 7e série, 17, 547-553.
Lelkesné-Felvári Gy. (1978): A Balaton-vonal néhány permnél idősebb képződményének kőzettani vizsgálata. Geol. Hung., Ser. Geol., 18, 193-295.
Lelkes-Felvári, Gy. (1982): A contribution to the knowledge of the Alpine metamorphism in the Kőszeg - Vashegy area (Western Hungary). N. Jb. Geol. Paläont., Mh., No. 5, 297-305.
Lelkesné-Felvári Gy. (1983): Jelentés a Szalatnak-3. sz. fúrás

kőzettani vizsgálatáról. Kézirat, MÁFI, Budapest.
Lelkesné-Felvári Gy., Kovács S., Majoros Gy. (1984): Alsódevon pelágikus mészkő a Kékkút-4. számú mélyfúrásból (Bakony hegység). Földt. Int. Évi Jelentése az 1982. évről, 289-315.
Lelkes-Felvári, Gy., Sassi, F.P. (1981): Outlines of the pre-Alpine metamorphism in Hungary. In: Karamata, S., Sassi, F.P. (eds.): IGCP Project No. 5 Newsletter, No. 3, pp. 89-99.
Lelkes-Felvári, Gy., Sassi, F.P., Visona, D. (1984): Pre-Alpine and Alpine developments of the Austridic basement in the Sopron Area (Eastern Alps, Hungary). Rendiconti della Soc. Italiana di Mineralogia e Petrologia, 39, 593-612.
Lengauer, C.L., Schramm, J.-M. (1989): Metamorphosenuntersuchungen am Nordrand der westlichen Grauwackenzone (Salzburg). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 132, 425-441.
Less Gy. (1981): Magyarázó az Aggtelek-Rudabányai-hegység 1:25 000 méretarányú földtani térképéhez (Hídvégardó). Kézirat, MÁFI, Budapest.
Less Gy., Grill J., Szentpétery I., Róth L., Gyuricza Gy. (1988): Az Aggtelek-Rudabányai-hegység földtani térképe (M=1:25 000). MÁFI, Budapest.
Liou, J.G., Maruyama, S., Cho, M. (1987): Very low-grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic mineral assemblages and mineral facies. In: Frey, M. (ed.): Low temperature metamorphism. Blackie, Glasgow & London, pp. 59-113.
Logvinenko, N.V. (1968): Posztdiageneticseszkie izmenenija oszadocsnüh porod. Nauka, Leningrád.
Livi, K.J.T., Veblen, D.R., Ferry, J.M. (1990): Segregation of K- and Na-rich micas in low-grade metamorphosed shale from the Liassic black shale, Switzerland. Abstract. IGCP No 294 Conference on "Phyllosilicates as indicators of very low-grade metamorphism and diagenesis", Manchester, 1990.
Ludwig, V. (1973): Zum Übergang eines Tonschiefers in die Metamorphose: Griffelschiefer" im Ordovizium von NE-Bayern. N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 144, 50-103.
Mahel', M. (ed.) et al. (1973):Tectonic map of the Carpathian-Balkan mountain system and adjacent areas. (M=1:21 000 000). GÚDS, Bratislava.
Majoros Gy. (1980): A permi üledékképződés problémái a Dunántúli-középhegységben: Egy ősföldrajzi modell és néhány következtetés. Földt. Közl., 110, 323-341.
Maresch, W.V., Massonne, H.-J., Czank, M. (1985): Ordered and disordered chlorite/biotite interstratifications as alteration products of chlorite. N. Jb. Miner., Abh., 152, 79-100.
Mather, J.D. (1970) The biotite isograd and the lower greenschist facies in the Dalradian rocks of Scotland. J. Petrology, 11, 253-277.
Mello, J.R., Mock, R. et al. (1983): Nové stratigrafické poznatky o Meliatskej skupine. Geol. práce, 79, 55-81.
Merriman, R.J., Roberts, B. (1985): A survey of white-mica crystallinity and polytypes in pelitic rocks of Snowdonia and Llyn, North Wales. Mineralogical Magazine, 49, 305-319.
Merriman, R.J., Roberts, B., Peacor, D.R. (1990): A transmission electron microscope study of white mica crystallite size distribution in a mudstone to slate transitional sequence, North Wales, UK. Contrib. Mineral. Petrol., 106, 27-40.
Misík, M., Sykora, M. (1980): Jura der Silica-Einheit, rekonstruirt aus Geröllen und oberkretazische Süsswasserkalke des Gemerikums. Geol. Zborn. - Geol. Carpathica, 31, 239-261.
Miyashiro, A. (1973): Metamorphism and metamorphic belts. George Allen & Unwin Ltd., London.

Mock, R. (1978): Knowledge recently gained about the southern parts of the West Carpathians. In: Vozár, J. (ed.): Paleogeographical evolution of the West Carpathians. GÚDS, Bratislava, pp. 321-341.
Mock, R. (1980): Új ismeretek és kérdések a Belső Nyugati Kárpátok földtanához. Földt. Kut., 23, 11-15.
Morad, S., Aldahan, A.A. (1986): Discussion and comments on the paper: electron-optical studies of phyllosilicate intergrowths in sedimentary and metamorphic rocks. Mineralogical Magazine, 50, 340-343.
Mullis, J. (1979): The system methane-water as a geologic thermometer and barometer from the external part of the Central Alps. Bull. Minér., 102, 526-536.
Mullis, J. (1987): Fluid inclusion studies during very low-grade metamorphism. In: Frey, M. (ed.): Low temperature metamorphism. Blackie, Glasgow & London, pp.162-199.
Nagy G. (1984): Computer programs for quantitative electron microprobe analysis developed for geological applications. EUREM'84, p. 1041, Budapest.
Nagy G. (1990): Elektron-mikroszondás mennyiségi elemzés: módszerek és alkalmazások a Geokémiai Kutatólaboratóriumban. Izotóptechnika, diagnosztika, 33, 133-139.
Najdenovski, J., Hernitz, Z., Blaskovic, I. (1983): A review of the geological relations of Variscides in the Southeastern part of the Pannonian Basin. In: Sassi, F.P., Szederkényi, T. (eds.): IGCP Project No. 5 Newsletter, No. 5, 108-117.
Náray-Szabó I., Péter T.-né (1964): Agyagok és talajok ásványi elegyrészeinek mennyiségi meghatározása diffraktométerrel. Földt. Közl., 94, 444-451.
Náray-Szabó, I., Péter, T. (1967): Die quantitative Phasenanalyse in der Tonmineralforschung. Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 11, 347-356.
Niggli, E. (ed.) et al. (1973): Metamorphic map of the Alps. Subcommission for the Cartography of the Metamorphic Belts of the World, Leiden és UNESCO, Párizs.
Niggli, E. (ed.) et al. (1978): Metamorphic map of the Alps. (Explanatory text). Subcommission for the Cartography of the Metamorphic Belts of the World, Leiden és UNESCO, Párizs.
Nusszer, A. (1986): Formations of the Pusztaföldvár metamorphite regional unit. Acta Geol. Hung., 29, 283-304.
Nyk, R. (1985): Illite crystallinity in Devonian slates of the Meggen mine (Rhenisch Massif). N. Jb. Miner., Mh., No. 6, 268-276.
Odom, E. (1984): Glauconite and celadonite minerals. In: Bailey, S.W. (ed.): Micas. Reviews in Mineralogy, Vol. 13, 545-584. Mineralogical Society of America, Chelsea.
Oinuma, K., Shimoda, S., Sudo, T. (1972): Triangular diagrams for surveying chemical compositions of chlorites. Journal of the Tokyo University, General Education (Natural Sciences), No. 15, 1-33.
Oravecz J. (1964): Szilur képződmények Magyarországon. Földt. Közl., 94, 3-9.
Padan, A., Kisch, H.J., Shagam, R. (1982): Use of the lattice parameter b of dioctahedral illite/muscovite for the characterization of P/T gradients of incipient metamorphism. Contrib. Mineral. Petrol., 79, 85-95.
Pamić, J. (1986): Metamorfiti temeljnog gorja Panonskog bazena u Savsko-Dravskom međurečju na osnovi podataka naftnih bušotina. XI. kongres geologa Jugosl., Tara, Vol. 2, pp. 259-272.
Pamić, J. (1991): Trijaski vulkaniti iz nekih naftnih bušotina istočnih dijelova Dravske potoline. Nafta, 42, (6), 223-227.
Pamić, J., Árkai, P., O'Neil, J., Lantai, Cs. (1991): Very low- and

low-grade progressive metamorphism of Upper Cretaceous sediments of Mt. Motajica, northern Dinarides, Yugoslavia. (Kézirat, a "Journal of metamorphic Geology" c. folyóirathoz benyujtva.)

Pantó G. (1956): A rudabányai vasércvonulat földtani felépítése. Földt. Int. Évkönyve, 44, (2), 329-637.

Papp S. (1939): A Magyar-Amerikai Olajipari Részvénytársaság földiolaj- és földigázkutatásai a Dunántúlon. Bányászati és Kohászati Lapok, 72, (9), 200-241.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R. (1987): Sand and sandstone. 2. kiadás, Springer, New York, Berlin, Heidelberg etc.

Piqué, A., Wybrecht, E. (1987): Origine des chlorites de l'épizone. Héritage et cristallisation synschisteuse. Exemple des grauwackes cambriennes du Maroc occidental. Bull. Minér., 110, 665-682.

Powell, R., Condliffe, D.M., Condliffe, E. (1984): Calcite - dolomite geothermometry in the system $CaCO_3$ - $MgCO_3$ - $FeCO_3$: an empirical study. J. Metamorphic Geol., 2, 33-41.

Purdy, J.W., Jäger, E. (1976): K-Ar ages on rock forming minerals from the Central Alps. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, 30, 1-31.

Ragot, J.P. (1977): Contribution a l'étude de l'évolution des substances carbonées dans les formations géologiques. Thése Univ. P. Sabatier, Toulouse.

Reichwalder, P. (1970): Niekol'ko poznámok k vyskytu glaukofanickych hornin v okoli Hacavy. Geol. Prace, 53.

Réti, Zs. (1985): Triassic ophiolite fragments in an evaporitic melange , northern Hungary. Ofioliti, 10, 411-412.

Réti Zs. (1988): Triász időszaki kéregmaradványok az Aggtelek-Rudabányai-hegységben. Földt. Int. Évi Jelentése az 1986. évről, 45-52.

Reuter, A. (1987): Implications of K-Ar ages of whole-rock and grain-size fractions of metapelites and intercalated metatuffs within an anchizonal terrane. Contrib. Mineral. Petrol., 97, 105-115.

Reynolds, R.C., Hower, J. (1970): The nature of interlayering in mixed-layer illite-montmorillonites. Clays and Clay Minerals, 18, 25-36.

Riedmüller, G. (1978): Neoformation and transformation of clay minerals in tectonic shear zones. Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt., 25, 219-242.

Robert, P. (1985): Histoire géothermique et diagenese organique. Bull. Centre Rech. Explor. Prod. ELF-Aquitaine Mém. No. 8.

Roberts, B., Merriman, R.J. (1985): The distinction between Caledonian burial and regional metamorphism in metapelites from North Wales: an analysis of isocryst patterns. J. Geol. Soc.., London, 146, 885-888.

Robinson, D. (1987): The transition from diagenesis to metamorphism in extensional and collisional settings. Geology, 15, 866-869.

Robinson, D., Bevins, R.E. (1986): Incipient metamorphism in the Lower Paleozoic marginal basin of Wales. J. Metamorphic Geology, 4, 101-113.

Robinson, D., Bevins, R.E. (1989): Diastathermal (extensional) metamorphism at very low grades and possible high grade analogues. Earth Planet. Sci. Lett., 92, 81-88.

Robinson, D., Warr, L.N., Bevins, R.E. (1990): Illite "crystallinity" technique: a critical appraisal of its precision. J. Metamorphic Geology, 8, 333-344.

Rock, N.M.S. (1987): A FORTRAN program for tabulating and naming amphibole analyses according to the International Mineralogical Association Scheme. Mineralogy and Petrology, 37, 79-88.

Rozložnik, L. (1978): Vztah alpínskej metamorfózy k sideritovej formacii v Gemeridách. Mineralia Slovaka, 10, 311-320.

Sassi, F.P. (1972): The petrologic and geologic significance of the b$_o$

value of potassic white micas in low-grade metamorphic rocks. An application to the Eastern Alps. Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt., 18, 105-113.
Sassi, F.P. (1987): Metamorfismo. In: D'Amico, C., Innocenti, F., Sassi, F.P. (eds.): Magmatismo e metamorphismo. UTET, Torino, pp. 277-483.
Sassi, F.P., Kräutner, H.G., Zirpoli, G. (1976): Recognition of the pressure character in greenschist facies metamorphism. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 56, 427-434.
Sassi, F.P., Scolari, A. (1974): The b_o value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. Contrib. Mineral. Petrol., 45, 143-152.
Sassi, F.P., Vozarova, A. (1987): The pressure character of the Hercynian metamorphism in the Gemericum (West Carpathians, Czechoslovakia). Rendiconti della Societa Italiana di mineralogia e petrologia, 42, 73-81.
Schaer, J.-P., Persoz, F. (1976): Aspects structuraux et pétrographiques du Haut Atlas calcaire de Midelt (Maroc). Bull. Soc. Géol. France (7), 18, 1239-1250.
Schiffman, P., Bettison-Varga, L., Mackinnon, I.D.R. (1990): The smectite to chlorite transition in metabasites from lowP/T environments. Abstract. IGCP No. 294 Conference on "Phyllosilicates as indicators of very low grade metamorphism and diagenesis", Manchester.
Schönlaub, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. Abh. der Geol. Bundesanstalt, Wien, 33, 1-124.
Sedivy, R.A., Wampler, J.M., Weaver, C.E. (1984): Potassium-argon (Chapter 7). In: Weaver, C.E. and associates (eds.): Shale-slate metamorphism in Southern Appalachians, pp. 153-183.
Shau, Y.-H., Peacor, D.R., Essene, E.J. (1990): Corrensite and mixed-layer chlorite/corrensite in metabasalt from northern Taiwan: TEM/AEM, EMPA, XRD and optical studies. Contrib. Mineral. Petrol., 105, 123-142.
Srodoń, J. (1980): Precise identification of illite/smectite interstratifications by X-ray powder diffraction. Clays and Clay Minerals, 28, 401-411.
Środoń, J. (1981): X-ray identification of randomly interstratified illite/smectite in mixtures with discrete illite. Clay Minerals, 16, 297-304.
Srodoń, J. (1984): X-ray powder diffraction identification of illitic materials. Clays and Clay Minerals, 32, 337-349.
Stalder, P.J. (1979): Organic and inorganic metamorphism in the Taveyannaz sandstone of the Swiss Alps and equivalent sandstones in France and Italy. J. Sediment. Petrol., 49, 463-482.
Steiger, R.H., Jäger, E. (1977): Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. Earth Planet. Sci. Lett., 36, 359-362.
Šuk, M. (1983): Petrology of metamorphic rocks. Academia, Praha.
Szalay, Á. (1977): Metamorphic-granitogenic rocks of the basement complex of the Great Hungarian Plain, Eastern Hungary. Acta Miner. Petr. Szeged., 23, 49-69.
Szádeczky-Kardoss, E., Árkai P. et al. (1976): Map of metamorphites of the Carpatho - Balkan - Dinaride area (M=1:1 000 000). KBGA - KFH - MTA GKL Kiadványa, Budapest.
Szádeczky-Kardoss, E., Juhász, Á. et al. (1969): Erlauterung zur Karte der Metamorphite von Ungarn. Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 13, 27-34.
Szederkényi T. (1975): A Délkelet-Dunántúl ópaleozóos képződményeinek ritkaelem kutatása. Kandidátusi értekezés, Budapest.
Szederkényi, T. (1976): Barrow type metamorphism in the crystalline

basement of South-East Transdanubia. Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 20, 47-61.
Szederkényi, T. (1982): Lithostratigrpahic division of the crystalline mass in South Transdanubia and the Great Hungarian Plain. In: Sassi, F.P., Varga, I. (eds): IGCP No. 5 Newsletter 4, 101-106.
Szederkényi T. (1984): Az Alföld kristályos aljzata és földtani kapcsolatai. Akadémiai doktori értekezés, Szeged.
Szederkényi, T., Árkai, P., Lelkes-Felvári, Gy. (1990): Crystalline basement of the Great Hungarian Plain and South Transdanubia, Hungary. Kézirat, Szeged.
Szepesházy K. (1967): A kristályos aljzat fontosabb kőzettípusai a Duna-Tisza-köze középső részén. Földt. Int. Évi Jelentése az 1966. évről, 257-289.
Szepesházy K. (1973): A Kárpátok és az Alföld metamorf képződményeinek kapcsolatai. Ált. Földtani Szemle, 3, 5-59.
Szili-Gyémánt, P. (1986): Metamorphic formations in Tiszántúl: the Kőrös-Berettyó and the Álmosd Units. Acta Geol. Hung., 29, 305-316.
Sztrahov, N.M. (1960): Osznovy teorii litogeneza, I. Izdatel'stvo AN SSSR, Moszkva.
Teichmüller, M., Teichmüller, R., Weber, K. (1979): Inkohlung und Illit-Kristallinität vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen. Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 27, 201-276.
Teichmüller, M. (1987): Organic material and very low-grade metamorphism. In: Frey, M. (ed.): Low temperature metamorphism. Blackie, Glasgow & London, pp. 114-161.
Teichmüller, M., Teichmüller, R. (1981): The significance of coalification studies to geology - a review. Bull. Centre Rech. Expl. Prod. ELF-Aquitaine 5, 491-534.
Tomor J. (1957): Kőolaj- és földgázkutatás a Dunántúlon. In: A magyarországi kőolajkutatás és bányászat módszerei. OKGT, Budapest, pp. 157-201.
Tóth, M. (1979): X-ray variance method to determine the domain size and lattice distortion of ground kaolinite samples. Acta Miner. Petr. Szeged., 24, 115-119.
Török, K. (1989): Fluid inclusion study of Al SiO bearing metasediments from the crystalline basement of Transdanubia (Hungary). EUG V. Strasbourg, Terra Abstracts I, (1), p. 300.
Török K. (1990): A Somogy-Dráva medence kristályos aljzatának kőzettani-geokémiai vizsgálata. Kandidátusi értekezés, Budapest.
Turner, F.J. (1948): Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. Geol. Soc. Amer. Mem. 30.
Turner, P. (1980): Continental red beds. Developments in Sedimentology, Vol. 29, Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York.
Varga, I. (1973): Mineral'nye associacii regional'nogo metamorfizma i ikh zonal'nost' v Spissko-gemerskom rudogori. Mineralia Slovaka 5, 115-134.
Velde, B. (1965): Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrence. Amer. J. Sci., 263, 886-913.
Velde, B. (1985): Clay minerals. (A physico-chemical explanation of their occurrence.). Developments in Sedimentology, Vol. 40, Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo.
Velde, B., Medhioub, M. (1988): Approach to chemical equilibrium in diagenetic chlorites. Contrib. Mineral. Petrol., 98, 122-127.
Vendl A. (1914): A Velencei hegység geológiai és petrográfiai viszonyai. Földt. Int. Évkönyve, 22, (1), 1-169.
Viczián I. (1974): Agyagásványok és diagenezis Magyarország üledékes kőzeteiben. Kandidátusi értekezés, Budapest.
Viczián, I. (1975): A review of the clay mineralogy of Hungarian

sedimentary rocks. Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 19, 243-256.
Viczián I. (1981): Kevert rétegű paragonit-muszkovit révfülöpi anchimetamorf kőzetekből. Földt. Int. Évi Jelentése az 1979. évről, 511-513.
Viczián I. (1987): Agyagásványok Magyarország üledékes kőzeteiben. Akadémiai doktori értekezés, Budapest.
Wagner, G.A., Reimer, G.M., Jäger, E. (1977): Cooling ages derived by apatite fission-track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, 30, 3-27.
Wang, G.-F., Banno, S. (1987): Non-stoichiometry of interlayer cations in micas from low- to middle-grade metamorphic rocks in the Ryoke and the Sanbagawa belts, Japan. Contrib. Mineral. Petrol., 97, 313-319.
Wang, G.-F., Banno, S., Takeuchi, K. (1986): Reactions to define the biotite isograd in the Ryoke metamorphic belt, Kii Peninsula, Japan. Contrib. Mineral. Petrol., 93, 9-17.
Weaver, C.E. (1960): Possible uses of clay minerals in search for oil. A.A.P.G. Bull., 44, 1505-1518.
Weaver, C.E., Eslinger, E.V., Yeh, H.-W. (1984): Oxygen isotopes. In: Weaver, C. E. and associates: Shale-slate metamorphism in Southern Appalachians. Developments in Petrology, Vol. 10, pp.141-152, Elsevier, Amsterdam.
Weaver, C.E., Highsmith, P.B., Wampler, J.M. (1984): Chlorite (Chapter 5). In: Weaver, C.A. and associates: Shale-slate metamorphism in Southern Appalachians. Developments in Petrology, Vol. 10, pp. 99-139, Elsevier, Amsterdam.
Weber, K. (1972a): Notes on the determination of illite crystallinity. N. Jb. Miner., Mh., No.6, 267-276.
Weber, K. (1972b): Kristallinität des Illits in Tonschiefern und andere Kriterien schwacher Metamorphose im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 141, 333-363.
Wein, Gy. (1969): Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 13, 399-436.
Wilson, A.J.C. (1963): Mathematical theory of X-ray powder diffractometry. Philips Technical Library.
Winkler, H.G.F. (1967): Petrogenesis of metamorphic rocks. 2nd edition. Springer, New York - Heidelberg - Berlin.
Winkler, H.G.F. (1979): Petrogenesis of metamorphic rocks. 5th edition, Springer, New York - Heidelberg - Berlin.
Wirth, R. (1985): Dehydration and thermal alteration of white mica (phengite) in the contact aureole of the Traversella Intrusion. N. Jb. Miner. Abh., 152, 101-112.
Wolf, M. (1972): Beziehungen zwischen Inkohlung und Geotektonik im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge. N. jb. Geol. Paläont., Abh., 141, 222-257.
Wolf, M. (1975): Über die Beziehungen zwischen Illit-Kristallinität und Inkohlung. N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 437-447.
Yang, C., Hesse, R. (1991): Clay minerals as indicators of diagenetic and anchimetamorphic grade in an overthrust belt, external domain of southern Canadian Appalachians. Clay minerals, 26, 211-231.

* Árkai, P., Horváth, Z.A., Tóth, M.N. (1987):Regional metamorphism of the East Alpine type Paleozoic basement, Little Plain, W-Hungary: mineral assemblages, illite crystallinity, -b_o and coal rank data. Acta Geol. Hung., 30, 153-175.

** Bárdossy Gy. (1966): A bauxit ásványos összetételének röntgendiffrakciós vizsgálata. Kohászati Lapok, 8, 355-363.

Bárdossy, Gy. (1968): Metod kolichestvennogo mineralogicheskogo analiza bokszitov i lateritov sz pomos"ju diffraktometra. Litol. Polezn. Iszkop., 6, 125-139.

Haas, J., Császár, G., Kovács, S., Vörös, A. (1990): Evolution of the western part of the Tethys as reflected by the geological formations of Hungary. Acta Geod. Geoph. Mont. Hung., 25, 325-344.

Kázmér, M., Kovács, S. (1989): Triassic and Jurassic oceanic/paraoceanic belts in the Carpathian-Pannonian region and its surroundings. In: Sengör, A.M.C. (ed.): Tectonic evolution of the Tethyan region. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 93-108.

Kovács, S. (1989): Major events of the tectono-sedimentary evolution of the North Hungarian Paleo-Mesozoic: history of the northwestern termination of the Late Paleozoic - Early Mesozoic Tethys. In: Sengör, A.M.C. (ed.): Tectonic evolution of the Tethyan region. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 93-108.

Kovács, S., Császár, G., Galácz, A., Haas, J., Nagy, E., Vörös, A. (1989): The Tisza Superunit was originally part of the North Tethyan (European) margin. In: Rakus, M., Dercourt, J., Nairn, A.E.M. (eds.): Evolution of the northern margin of Tethys: The results of IGCP Project 198, Vol. II. Mém. Soc. Géol. France, Paris, No. 154 (II), 81-100.

Doktori értekezés melléklete

TÁBLÁZATOK

Dr. Árkai Péter

Budapest
1991

I. táblázat : A félértékszélesség mérési hibái
Az illit- /szericit/ 10 Å-ös /002/ bázisreflexiójának és a kvarc 4,25 Å-ös /100/ reflexiójának vizsgálata.
Minta : Szendrő-22. sz. furás , 86,0 m: albit-kloritfillit

illit-/szericit/ /002/ reflexió						kvarc /100/ reflexió					
IC /mm/			IC /°2θ/			mm			°2θ		
$\bar{x}$	s	n	$\bar{x}$	s	n	$\bar{x}$	s	n	$\bar{x}$	s	n
D E Z O R I E N T Á L T M I N T Á K											
Különböző bekészitések /preparátumok/ homogenizált átlagmintából : /mintaelőkészitési + intstrumentális + mérési hibák/											
Goniométer sebesség : 2°/min											
3,09	0,13	9	0,231	0,010	9	2,95	0,29	9	0,220	0,021	9
Goniométer sebesség : 1/2°/min											
10,47	0,44	13	0,196	0,008	13	9,64	0,70	13	0,180	0,013	13
Egy bekészités /preparátum/ /instrumentális + mérési hibák/											
Goniométer sebesség : 2°/min											
3,22	0,10	5	0,239	0,008	5	2,87	0,11	5	0,214	0,008	5
Goniométer sebesség : 1/2°/min											
10,39	0,35	5	0,194	0,007	5	11,19	0,24	5	0,203	0,009	5
O R I E N T Á L T M I N T Á K											
Különböző bekészitések /mintaelőkészitési + instrumentális + mérési hibák/											
Goniométer sebesség : 2°/min											
2,58	0,26	10	0,195	0,018	10	2,86	0,15	10	0,211	0,011	10
Goniométer sebesség : 1/2°/min											
9,30	0,51	12	0,174	0,009	12	8,92	0,34	12	0,164	0,006	12
Egy bekészités /instrumentális + mérési hibák/											
Goniométer sebesség : 2°/min											
2,70	0,08	5	0,202	0,006	5	2,81	0,05	5	0,209	0,003	5
Goniométer sebesség : 1/2°/min											
9,19	0,21	5	0,173	0,003	5	9,01	0,26	5	0,171	0,005	5

$\bar{x}$ = átlag, s = szórás, n = a mérések száma

II. táblázat : A világos csillámok $d_{/002/}$ és b_0 rácsparamétereinek mérési hibái

Minta : Szendrő-22. sz. fúrás, 86,0 m : albit-kloritfillit

$d_{/002/}$ /Å/						b_0 /Å/						
2°/min			1/2°/min			2°/min			1/2°/min			goniométer-sebesség
$\bar{x}$	s	n	$\bar{x}$	s	n	$\bar{x}$	s	n	$\bar{x}$	s	n	
Dezorientált minták												
Különböző bekészitések /preparátumok/ homogenizált átlagmintából : /mintaelőkészitési+instrumentális+mérési hibák/												
9,9869	0,0408	10	9,9668	0,0125	10	9,0040	0,0043	9	9,0048	0,0034	9	
Egy bekészités /preparátum/ : /instrumentális+mérési hibák/												
9,9556	0,0125	5	9,9668	0,0049	5	9,0079	0,0025	5	9,0062	0,0039	6	
Orientált minták												
Különböző bekészitések /mintaelőkészitési+instrumentális+mérési hibák/												
9,9904	0,0409	9	9,9669	0,0104	10	-	-	-	-	-	-	
Egy bekészités /instrumentális+mérési hibák/												
9,9986	0,0060	5	9,9712	0,0049	5	-	-	-	-	-	-	

$\bar{x}$ = átlag, s = szórás, n = mérési szám

Table III: Electron microprobe analyses of chlorite

(analysed by G. Nagy)

	1.	2.	3.	4.	
SiO_2	23.28	23.53	24.32	23.91	
Al_2O_3	22.40	22.92	23.64	23.35	
TiO_2	0.02	0.02	0.00	0.02	
*FeO	30.04	30.37	32.48	32.60	
MgO	11.33	11.97	8.00	8.07	
CaO	0.20	0.02	0.04	0.08	
Na_2O	0.03	0.03	0.01	0.00	
K_2O	0.02	0.03	0.34	0.16	
total:	87.32	88.89	88.83	88.19	weight %

number of cations per 28 oxygen

Si	5.07	5.03	5.25	5.21
Al^{IV}	2.93	2.97	2.75	2.79
Al^{VI}	2.83	2.81	3.26	3.20
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00
*Fe^{2+}	5.47	5.43	5.86	5.94
Mg	3.68	3.82	2.57	2.62
Ca	0.05	0.00	0.01	0.02
Na	0.05	0.00	0.01	0.02
K	0.00	0.01	0.09	0.04
total:	20.08	20.07	19.80	19.84

1-2: Szendrő, Sz-22: phyllite

1. $Mg_{1.84}Al^{VI}_{1.42}Fe^{2+}_{2.74}(Si_{2.54}Al^{IV}_{1.46})O_{10}(OH)_8$: ripidolite

2. $Mg_{1.91}Al^{VI}_{1.40}Fe^{2+}_{2.72}(Si_{2.52}Al^{IV}_{1.48})O_{10}(OH)_8$: ripidolite

3-4: Lök-Valley II.(Bükk Mts.): slate

1. $Mg_{1.29}Al^{VI}_{1.63}Fe^{2+}_{2.93}(Si_{2.62}Al^{IV}_{1.38})O_{10}(OH)_8$: ripidolite

2. $Mg_{1.31}Al^{VI}_{1.60}Fe^{2+}_{2.97}(Si_{2.60}Al^{IV}_{1.40})O_{10}(OH)_8$: ripidolite

* total Fe is calculated as FeO or Fe^{2+}, respectively

Table IV: Parameters of linear regression (y = ax + b) and correlation (r) between illite and chlorite 'crystallinity' indices

	y	x	a	b	r	r_1	r_2	n
(1)	IC(002),EG	IC(002),AD	0.845	0.059	0.97	0.98	0.94	63
(2)	ChC(001),EG	ChC(001),AD	0.715	0.106	0.79	0.91	0.56	42
(3)	ChC(002),EG	ChC(002),AD	0.842	0.068	0.91	0.95	0.81	60
(4)	ChC(001),AD	IC(002),AD	0.778	0.089	0.77	0.87	0.59	69
(5)	ChC(001),EG	IC(002),EG	0.890	0.060	0.85	0.93	0.69	44
(6)	ChC(002),AD	IC(002),AD	0.458	0.132	0.75	0.85	0.59	82
(7)	ChC(002),EG	IC(002),EG	0.522	0.135	0.77	0.88	0.58	60
(8)	IC(004),AD	IC(002),AD	0.686	0.063	0.88	0.93	0.79	83
(9)	ChC(002),AD	ChC(001),AD	0.462	0.118	0.78	0.88	0.60	66
(10)	ChC(003),AD	ChC(002),AD	0.830	0.024	0.72	0.85	0.52	62

r_1 and r_2 – confidence limits of r for P = 1% significance level

n – number of data-pairs

AD – air-dried
EG – ethylene glycol-solvated } mounts

Table Va: Illite and chlorite "crystallinity", illite-white mica domain size and lattice distortion data of slates from the Cwm Pennant Anticline, N Wales
/samples from Drs R.Bevins and D.Robinson/[1]. Air-dried /AD/ preparations

Sample No.	illite – white mica: IC/002/, Δ°2θ, 2°/min measured	2°/min corrected[2]	1/2°/min measured	1/2°/min corrected[2]	D/Å/ domain size[3]	$\sqrt{<\varepsilon^2>} \times 10^3$ /%/ lattice distortion[4]	IC/004/, Δ°2θ, 2°/min measured	2°/min corrected[2]	I_{002}/I_{004}	chlorite: ChC/001/, Δ°2θ, 2°/min measured	2°/min corrected[2]	1/2°/min measured	1/2°/min corrected[2]	ChC/002/, Δ°2θ, 2°/min measured	2°/min corrected[2]	1/2°/min measured	1/2°/min corrected[2]	I_{001}*	I_{002}*	I_{003}*	remarks
265	0.420	0.384	0.384	0.325			0.386	0.353	0.30	0.307	0.279	0.234	0.192	0.351	0.320	0.265	0.220	15	77	8	mu, par + mu/par mixed-layer? /reflections: d/004/ = 4.809 → 9.618/par/
	0.424	0.388	0.367	0.310	87.4 ± 0.5	1.44 ± 0.03	–	–	–	0.299	0.272	0.233	0.192	0.312	0.284	0.251	0.207	–	–	–	and d/00,10/ = 1.957/diffuse/ → 9.785/mu-par mixed-layer?/
average	0.422	0.386	0.376	0.318						0.303		0.234	0.192	0.332	0.302	0.258	0.214				
266	0.464	0.425	–				0.386	0.353	0.26	n.m.		–		0.264	0.239	–		18	71	11	mu, mu/par mixed-layer? d/004/ = 4.864 → 9.728 /mu-par?/
	0.414	0.379	–				–		–	–		–		0.256	0.232	–		–	–	–	
	0.391	0.357	0.376	0.318			0.443	0.406	–	–		–		0.250	0.226	0.233	0.192	–	–	–	
	0.464	0.425	0.396	0.335	79.3 ± 0.4	1.52 ± 0.3	0.414	0.379	–	0.321	0.292	–		0.254	0.230	0.253	0.209	–	–	–	
average	0.433	0.396	0.386	0.326			0.414	0.379	–	–	–	–		0.256	0.232	0.243	0.200	–	–	–	
267	0.461	0.422	0.418	0.355			0.469	0.430	0.35	0.256	0.232	0.218	0.178	0.277	0.251	0.254	0.210	14	74	12	mu, mu/par mixed-layer? d/00,10/ = 1.959/diffuse/ → 9.795
	0.507	0.465	0.414	0.351	74.5 ± 0.2	1.33 ± 0.03	0.430	0.393	–	0.299	0.272	0.238	0.196	0.295	0.268	0.261	0.216	–	–	–	
average	0.484	0.444	0.416	0.353			0.450	0.412	–	0.278	0.252	0.228	0.187	0.264	0.239	0.258	0.214	–	–	–	
268	0.372	0.340	0.334	0.281			0.357	0.326	0.32	0.282	0.256	0.253	0.209	0.297	0.270	0.242	0.199	16	72	12	mu, mu/par mixed-layer? d/00,10/ = 1.959/diffuse/ → 9.795
	0.381	0.348	0.353	0.297	123.6 ± 2.1	1.33 ± 0.05	0.314	0.286	–	0.226	0.260	0.251	0.207	0.273	0.248	0.252	0.208	–	–	–	
average	0.377	0.344	0.344	0.289			0.336	0.306	–	0.284	0.258	0.252	0.208	0.285	0.259	0.247	0.204	–	–	–	
269	0.308	0.280	0.257	0.213			0.299	0.272	0.43	0.265	0.240	–		0.290	0.263	0.220	0.180	15	71	14	mu, mu/par mixed-layer? /in minor amounts/ d/00,10/ = 1.965/diffuse/ → 9.825
	0.292	0.265	–				0.279	0.253		0.254	0.230	–		0.285	0.259	–		–	–	–	
	0.321	0.292	–				–	–		0.273	0.248	0.224	0.184	0.273	0.248	0.216	0.177	–	–	–	
average	0.307	0.279	–				0.289	0.262		0.264	0.239			0.283	0.257	0.218	0.178	–	–	–	
270	0.266	0.241	0.231	0.190			0.241	0.218	0.39	0.240	0.217	0.209	0.170	0.277	0.251	0.216	0.177	19	68	13	mu, /in traces: paragonite d/00,10/ = 1.924 → 9.620/
	0.272	0.247	0.226	0.185			0.235	0.212		0.239	0.216	0.229	0.188	0.303	0.275	0.212	0.173	–	–	–	
	0.278	0.252	–				–			–		–		0.242	0.219	–		–	–	–	
	0.269	0.244	–				–			–		–		0.244	0.221	–		–	–	–	
	0.259	0.235	0.224	0.184			–			0.268	0.243	0.237	0.195	0.244	0.221	0.216	0.177	–	–	–	
	0.275	0.249	0.224	0.184	248.0 ± 2.3	1.29 ± 0.01	–			0.238	0.215	0.225	0.184	0.258	0.234	0.216	0.177	–	–	–	
average	0.270	0.245	0.226	0.185			0.238	0.215		0.246	0.223	0.225	0.184	0.261	0.236	0.215	0.176	–	–	–	
271	0.361	0.329	–				0.351	0.320	0.33	0.260	0.236	–		0.294	0.267	–		17	71	12	mu, /+ small amounts of paragonite: d/00,10/ = 1.917 → 9.585 and mu/par: d/00,10/ = 1.949 → 9.745/
	0.387	0.354	0.310	0.259			0.348	0.317		0.300	0.273	0.258	0.214	0.303	0.275	0.236	0.194	–	–	–	
	0.362	0.330	0.321	0.269	126.6 ± 0.4	1.16 ± 0.01	0.344	0.314		0.295	0.268	0.248	0.205	0.309	0.281	0.251	0.207	–	–	–	
average	0.370	0.338	0.316	0.265			0.348	0.317		0.285	0.259	0.253	0.209	0.302	0.275	0.244	0.201	–	–	–	
272	0.343	0.313	0.282	0.235			0.321	0.292	0.32	0.216?	0.195	0.250	0.207	0.275	0.249	0.232	0.191	23	66	11	mu /+ minor amounts of mu/par/
	0.293	0.266	0.293	0.244			–			0.265	0.240	0.237	0.195	0.271	0.246	0.230	0.189	–	–	–	
	0.349	0.318	0.281	0.234	117.3 ± 0.5	1.21 ± 0.02	–			0.306	0.278	0.221	0.181	0.269	0.244	0.234	0.192	–	–	–	
	0.341	0.311	0.287	0.239			–			–		–		0.278	0.252	–		–	–	–	
average	0.332	0.302	0.286	0.238						0.262	0.237	0.236	0.194	0.273	0.248	0.232	0.191	–	–	–	
273	0.346	0.315	–				0.359	0.328	0.34	0.287	0.261	–		–	–	–		–	–	–	mu /+ small amounts of par: d/00,10/ = 1.922/diffuse/ → 9.610 and mu/par: d/00,10/ = 1.958 → 9.790/
	0.383	0.350	0.303	0.253	116.1 ± 0.3	1.16 ± 0.01	0.330	0.301		0.290	0.263	0.247	0.204	0.334	0.304	0.256	0.212	15	74	11	
	0.335	0.305	0.288	0.240			0.317	0.288		0.329	0.300	0.266	0.221	0.345	0.315	0.245	0.202	–	–	–	
average	0.355	0.324	0.296	0.247			0.335	0.305		0.302	0.275	0.257	0.213	0.340	0.310	0.251	0.207	–	–	–	
274	0.330	0.301	0.292	0.244			0.349	0.318	0.32	0.248	0.224	–		0.281	0.255	–		16	74	10	mu
	0.317	0.288	0.279	0.232						0.274	0.249	0.223	0.183	0.274	0.249	0.227	0.186	–	–	–	
	0.324	0.295	0.272	0.226						0.250	0.226	0.230	0.189	0.291	0.264	0.242	0.199	–	–	–	
average	0.324	0.295	0.281	0.234	124.4 ± 0.5	1.17 ± 0.03				0.257	0.233	0.227	0.186	0.282	0.256	0.235	0.193	–	–	–	

[1] < 2 /um grain size fraction mounts sedimented from aqueous suspensions on glass slides: highly oriented, air-dried preparations with air-dried material amounts of 1-3 mg/cm²

[2] Originally, the calibration of IC measurements was done with the help of Kübler's rock slab series Nos 32,34 and 35. At the time of calibration Kübler's anchizone boundaries /0.25 and 0.42 Δ°2θ, 2°/min gon. speed/ correspond to 0.28 and 0.44 Δ°2θ /2°/min/ and – with greater uncertainties to 0.25 and 0.42 Δ°2θ /1/2°/min/. Correction of the actual measurements was done to this standard state of our laboratory using our standards Nos Á-1, 2 and 3 in order to avoid the disturbing effects of the temporal instrumental changes.

[3] and [4] determination of domain size and lattice distortion by variance method /see Árkai and Tóth, 1983, 1985/

* $I_{001} + I_{002} + I_{003} = 100$ %

Table Vb: Illite and chlorite "crystallinity", illite-white mica relative domain size and lattice distortion data of slates from the Cwm Pennant Anticline, N.Wales /samples from Dr.R.Bevins and D.Robinson/[1]. Ethylene glycol-solvated /EG/ mounts

Sample No.	illite-white mica /10Å/ IC/002/, EG, $\Delta^\circ 2\theta$ 2°/min measured	corrected[2]	1/2°/min measured	corrected[2]	D/Å/ domain size[3]	$\sqrt{\langle\varepsilon^2\rangle} \times 10^3$% lattice distortion[4]	chlorite /14Å/ ChC/001/, EG, $\Delta^\circ 2\theta$ 2°/min measured	corrected[2]	1/2°/min measured	corrected[2]	chlorite /7Å/ ChC/002/, EG, $\Delta^\circ 2\theta$ 2°/min measured	corrected[2]	1/2°/min measured	corrected[2]
265	0.351	0.346	0.303	0.293	111.8±0.5	1.79±0.02	0.254	0.247	0.214	0.200	0.268	0.261	0.208	0.193
266	0.387	0.383	0.315	0.305	121.6±0.1	1.50±0.03	0.305	0.299	0.212	0.198	0.259	0.252	0.222	0.208
267	0.366	0.362	0.344	0.335	116.4±1.9	1.07±0.07	0.272	0.265	0.220	0.206	0.271	0.264	0.233	0.219
268	0.341	0.336	0.289	0.278	131.7±0.4	1.37±0.01	0.246	0.238	0.214	0.200	0.241	0.233	0.219	0.205
269	0.258	0.251	0.224	0.210	300.3±2.9	1.27±0.01	0.231	0.223			0.239	0.231	0.195	0.180
270	0.255	0.248	0.194	0.179	327.3±2.4	1.19±0.01	0.229	0.221	0.188	0.172	0.235	0.227	0.201	0.186
271	0.340	0.335	0.269	0.257	131.9±0.3	1.24±0.01	0.303	0.297	0.218	0.204	0.306	0.300	0.222	0.208
272	0.317	0.311	0.254	0.241	135.6±0.6	0.98±0.02	0.221	0.213	0.216	0.202	0.252	0.245	0.203	0.188
273	0.365	0.360	0.275	0.263	126.8±0.5	1.09±0.02	0.263	0.256	0.225	0.211	0.276	0.269	0.229	0.215
274	0.322	0.316	0.256	0.244	153.3±0.7	1.30±0.01	0.279	0.272	0.207	0.192	0.244	0.236	0.216	0.202

for the explanations of 1, 2, 3 and 4 see table Va

Table VI: Mineral composition, white mica and chlorite parameters and Fe^{3+}/Fe^{2+} ratio of the rock samples from bore Alsószalmavár Asz-1

sample	whole rock sample: Mineral composition Qtz	Pl	Ms	Pg	Chl	Py	Hem	Dol	Sd	Rt	white mica /mainly illite-muscovite/ IC/002/, AD 2°/min	[Δ°2θ] 1/2°/min	I/004/ I/002/	b_o/Å/	chlorite ChC/002/, AD 2°/min	<2 µm grain size fraction: white mica /incl. minor amounts of paragonite and pg/ms mixed layer/ IC/002/, AD 2°/min	[Δ°2θ] 1/2°/min	I/004/ I/002/	I/00,10/pg I/00,10/ms	I/00,10/pg/ms I/00,10/ms	chlorite ChC/001/,AD 2°/min	ChC/002/,AD 2°/min	mineral composition Ms	Pg	Ms/Pg	Chl	Qtz	Pl	Rt	whole rock Fe^{3+}/Fe^{2+}
Alsószalmavár, bore Asz-1																														
867.0 m	63	10	13		13		1				0.337	0.257	0.24	9.004	0.182	0.342	0.322	0.29	0.04	0.08	0.297	0.253	+			x	o	tr		0.44
874.0 m	50	15	20		14		2				0.360	0.269	0.31	9.002	0.243	0.331	0.294	0.27	0.03	0.05	0.263	0.229	+			x	o	o		1.00
880.3 m	58	11	20		10		1				0.369	0.266	0.25	8.996	0.219	0.397	0.362	0.29	0.05*	0.09*	0.325	0.263	+	tr	tr	x	o	o		0.70
905.7-906.8 m	43	36	12		9						0.257	0.173	0.34	9.003	0.185	0.264	0.182	0.26	0.02	0.06		0.222	+			x	o	o		0.31
909.0-909.2 m	37	53	3		4			2	tr		0.301		0.40		0.242	0.257	0.196	0.24	0.00	0.01	0.227	0.198	+			x	o	o		
909.5 m	26	26	42		6						0.259	0.183	0.35	8.998	0.210	0.298	0.252	0.27	0.04*	0.06		0.205	+	tr		x	o	o		1.03
919.0 m	24	56	6		13					tr			0.12	9.002	0.211	0.396	0.318	0.20	0.10*	0.11	0.280	0.245	x	tr		x	o	o		0.20
929.5 m /grey/	14	3	69	tr	13		tr				0.380	0.317	0.28	9.008	0.244	0.377	0.333	0.33	0.08*	0.07	0.290	0.263	+	o		x	o	tr		1.26
929.5 m /red/	20	5	59	tr	8		8				0.339	0.253	0.40	8.999	0.193	0.391	0.280		0.10*	0.07	0.276	0.288	+	o		x	o	tr		4.55
936.1 m	27	41	11	tr	14		tr				0.332	0.323	0.17	9.010	0.208	0.423		0.21	0.17*	0.10*	0.275	0.260	x	o	o	x	o	o		0.46
941.1 m	11	49	18		21						0.435	0.388	0.15	8.992	0.223	0.471	0.392	0.32	0.19*	0.11*	0.320	0.291	+	o	o	x	o	o		0.17
993.0 m	33	46	11		10					tr	0.275	0.200	0.28	9.001	0.189	0.289	0.236	0.22	0.05	0.05		0.229	+			x	o	o		0.27
1047.2 m	21	26	35		17					tr	0.328	0.252	0.32	9.005	0.262	0.437	0.344	0.34	0.05*	0.05*	0.308	0.300	+	o	o	x	o	o		0.80
1070.0-1074.0 m	27		53		8		12				0.354	0.280	0.13	8.992	0.210	0.414	0.366	0.24	0.09*	0.09*	0.259	0.237	+	o	o	x	o			7.73
1145.5 m	29	2	45		14		10				0.380	0.319	0.30	8.999	0.202	0.449	0.381	0.33	0.09*	0.10*	0.287	0.254	+	o	o	x	o			6.06
1192.0 m	17	6	35		42					tr	0.228	0.181	0.51	8.993		0.371	0.258	0.28	0.08*	0.13*	0.325		x	o	o	x	o	o	o	
1200.7 m	33	32	9		25	1					0.306	0.181	0.74	8.992	0.206															0.13
1231.2 m	52	14	23		9				1		0.275	0.195	0.31	9.008	0.181	0.317	0.256	0.30	0.01	0.05*		0.228	+		o	x	o	o	tr	0.33
1239.5 m	39	20	27		10				4	tr	0.278	0.214	0.39	8.986	0.236	0.298	0.250	0.33	0.01	0.09*		0.210	+		o	x	x	o	o	0.24
1244.8 m	38	14	23		10	tr		8	8		0.273	0.173	0.30	9.011	0.226	0.272	0.226	0.39	0.00	0.07		0.228	+			x	x		tr	0.02
1250.5-1250.6 m	19	5	36		39					tr	0.262	0.186	0.42	8.987	0.229	0.317	0.277	0.30	0.01	0.03	0.287	0.249	+			x	o		tr	0.38
1251.5-1251.7 m	26	11	40		10				12	1	0.283	0.198	0.44	9.002		0.370	0.264	0.34				0.222	+			x	o	o		0.16
1260.0 m	27	9	36		28					1	0.263	0.230	0.47	8.995	0.211	0.293	0.241	0.35	0.02	0.04	0.328	0.227	+			x	o		tr	
1263.2 m	32	8	19		35				3	tr	0.254	0.217	0.43	8.991	0.216	0.293	0.234	0.29	0.00	0.00	0.258	0.261	x			x	o	o	tr	
1270.0 m	23	9	29		38					1	0.266	0.156	0.49	8.981	0.228	0.328	0.272	0.32	0.02	0.06*	0.266	0.266	x		tr	x	o	tr	o	0.17
1292.7-1292.8 m	25	9	34		27		5			1	0.268	0.198	0.32	9.008	0.201	0.371	0.280	0.28	0.05	0.09	0.256	0.269	+		tr	x	o	o	tr	1.02
1328.0 m	26	9	38		23				3	1	0.283	0.194	0.41	8.991	0.194	0.380	0.310	0.28	0.04	0.04	0.309	0.255	+			x	o		o	0.20
1328.5 m	27	8	32		24				10	tr	0.251	0.225	0.45	8.991	0.226	0.307	0.266	0.17	0.01	0.03		0.297	+			x	tr		tr	
1330.0 m	18	5	37		36				4	tr	0.264	0.193	0.41	9.002	0.216	0.293	0.232	0.26	0.00	0.05	0.270	0.247	+			x	tr		tr	
1347.5 m	36	12	23		24				4	tr	0.294	0.200	0.26	8.998	0.205	0.383	0.334	0.25	0.02	0.12*	0.381	0.262	+			x	o	tr	o	0.16
1348.7 m	24	15	42		18				1	1	0.293	0.163	0.13	9.017	0.239	0.378	0.308	0.22	0.00	0.08*	0.287	0.255	+		tr	x	o	o	o	0.62
1356.8 m	49	21	20		10			1		tr	0.263	0.178	0.38	9.004	0.182	0.291	0.204	0.31	0.01	0.02	0.291	0.222	+			x	o	tr	tr	0.45

Abbreviations of mineral names:

Qtz - quartz
Pl - plagioclase /albite/
Ms - illite-muscovite
Pg - paragonite
Chl - chlorite
Py - pyrite
Hem - hematite
Dol - dolomite
Sd - siderite
Rt - rutile
Pg/Ms - paragonite/muscovite mixed-layer mineral

\+ dominant
x abundant
o subordinate
tr traces

* - indicated by discrete reflections

Table VII: Illite and chlorite 'crystallinity' data of some representative samples from the Permian red terrigenous sequence of the bore Alsószalmavár Asz-1

/m/	whole rock samples						< 2/um fractions						
	illite-muscovite				chlorite		illite-muscovite			chlorite			
	IC/002/,AD $\Delta^{\circ}2\theta$ 2°/min	1/2°/min	$\frac{I_{004}}{I_{002}}$	b_o/Å/	ChC/002/,AD $\Delta^{\circ}2\theta$ 2°/min	1/2°/min	IC/002/,AD $\Delta^{\circ}2\theta$ 2°/min	1/2°/min	$\frac{I_{004}}{I_{002}}$	ChC/001/,AD $\Delta^{\circ}2\theta$ 2°/min	1/2°/min	ChC/002/,AD $\Delta^{\circ}2\theta$ 2°/min	1/2°/min
1/ 416-417 m	0.448	0.355	0.35	9.007	0.318	0.241	0.586	0.579	0.22	0.496	0.376	0.376	0.313
2/ 699-700 m	0.386*	-	0.20	-	-	-	1.352*	1.216*	0.16	-	-	-	-
3/ 708-710 m	0.294*	0.271*	0.38	8.996	-	-	1.127*	1.093*	0.17	-	-	-	-
4/ 796-797 m	0.358*	0.287*	0.31	9.003	-	-	1.051*	0.964*	0.15	-	-	-	-

Samples: 1/ dolomitic siltstone; 2/ psammitic, silty dolomite; 3-4/ psammitic siltstone

* with illite/smectite mixed-layers

Mineral composition /in order of decreasing quantities/:

1/ Qtz, Dol, 10Å, Chl, Pl, Kfs, Py; <2/um fraction: Ill, Chl, Qtz

2/ Qtz, Dol, 10Å + Ill/sm, Kfs, Pl, Hem; <2/um fraction: Ill + Ill/Sm, Qtz, Dol

3/ Qtz, 10Å, Pl, Kfs, Chl, Kln, Hem; <2/um fraction: Ill + Ill/Sm, Kln, Qtz, Hem

4/ Qtz, 10Å, Pl, Kln, Chl, Kfs, Hem; <2/um fraction: Ill + Ill/Sm, Kln, Chl, Qtz, Hem

Abbreviations of mineral names: 10Å - 10Å phyllosilicates: mostly illite-muscovite, in samples 3 & 4 also biotite; Ill-illite; Ill/Sm - illite/smectite mixed-layer mineral; Qtz-quartz; Dol-dolomite; Chl-chlorite; Kln-kaolinite; Kfs-K-feldspar; Pl-plagioclase; Py-pyrite; Hem-hematite

Table VIII: Chemical composition [weight %] and ionic ratios of anchimetamorphic rocks of clastic origin from the bore Alsószalmavár Asz-1. /Analysed by A. Incze/

	867.0 m	874.0 m	880.3 m	905.7-906.8 m	909.5 m	919.0 m	929.5 m grey	929.5 m red	936.1 m	941.1 m	993.0 m	1047.2 m	1070.0-1074.0 m	1145.5 m	1200.7 m	1231.2 m	1239.5 m	1244.8 m	1250.5-1250.6 m	1251.5-1251.7 m	1270.0 m	1292.7-1292.8 m	1328.0 m	1347.5 m	1348.7 m	1356.8 m
SiO_2	80.77	80.06	82.675	79.16	65.92	71.28	59.88	60.21	69.21	61.72	76.90	64.85	60.20	63.98	66.80	77.02	74.21	72.14	62.08	59.04	61.73	63.285	62.04	71.16	62.98	76.03
TiO_2	0.39	0.49	0.37	0.17	0.28	0.31	0.72	0.66	0.33	0.45	0.17	0.42	0.825	0.63	1.60	0.55	0.56	0.48	0.56	1.32	0.71	0.63	0.71	0.48	0.70	0.53
Al_2O_3	8.79	9.05	8.06	10.78	19.01	14.05	21.69	20.55	15.58	19.41	11.52	18.08	18.89	15.93	13.285	11.09	12.63	8.99	14.52	15.76	18.93	16.00	18.12	12.07	17.60	10.73
Fe_2O_3	1.205	1.88	1.36	0.55	1.20	0.52	1.78	4.38	1.10	0.64	0.51	1.32	6.85	5.66	0.75	0.80	0.59	0.80	2.02	0.98	0.88	4.14	0.84	0.81	2.15	0.97
FeO	2.455	1.68	1.75	1.625	1.05	2.365	1.27	0.86	2.16	3.30	1.69	1.48	0.80	0.84	5.00	2.19	2.24	3.85	4.80	5.65	4.75	3.635	3.87	4.545	3.13	1.95
MnO	0.087	0.076	0.078	0.23	0.18	0.47	0.16	0.10	0.445	0.55	0.32	0.40	0.15	0.30	0.295	0.13	0.19	0.48	0.64	0.85	0.16	0.21	0.55	0.505	0.098	0.155
MgO	0.85	0.76	0.56	1.06	1.17	1.78	1.84	1.33	1.68	2.27	1.25	2.07	1.60	2.99	1.80	0.67	0.87	1.80	1.69	2.04	1.91	1.665	1.71	1.425	1.16	1.23
CaO	0.12	0.12	0.12	0.19	0.16	0.34	0.38	0.35	0.20	0.20	0.25	0.29	0.305	0.50	0.74	0.13	0.16	1.71	1.31	0.505	0.14	0.55	0.67	0.30	0.225	0.45
K_2O	1.46	1.61	1.29	1.17	3.36	0.66	4.72	4.87	1.11	1.73	0.825	3.50	4.45	3.33	1.53	2.40	2.60	1.82	3.44	4.06	3.91	3.065	4.24	2.26	4.54	2.35
Na_2O	0.94	1.33	1.08	3.54	3.45	5.11	1.71	1.55	4.97	5.16	4.225	3.08	0.86	0.78	2.82	1.195	2.08	1.34	0.97	1.16	1.27	1.51	1.34	1.40	1.85	1.535
$-H_2O$	-	-	0.05	-	0.07	0.05	0.17	0.11	0.02	0.10	0.04	0.12	0.19	0.12	-	-	-	0.04	0.03	-	0.07	-	0.08	0.075	0.04	-
$+H_2O$	1.86	1.78	1.42	0.410	2.73	1.92	4.30	3.645	2.16	3.18	1.03	3.07	3.45	3.50	3.38	2.26	2.12	1.75	2.575	2.55	3.97	3.41	3.52	3.08	3.36	1.96
CO_2	0.09	0.08	0.07	0.08	0.07	0.18	0.02	0.02	0.03	0.04	0.18	0.10	0.02	0.04	0.47	0.37	0.55	3.75	3.295	4.68	0.08	0.28	1.18	0.78	0.37	0.40
P_2O_5	0.054	0.065	0.059	0.055	0.083	0.055	0.25	0.22	0.054	0.068	0.042	0.068	0.17	0.27	0.16	0.10	0.090	0.074	0.11	0.096	0.074	0.31	0.11	0.15	0.17	0.095
S/total/	0.94	1.08	1.07	1.05	1.22	1.06	1.12	1.20	1.08	1.15	1.07	1.11	1.17	1.10	0.94	1.17	1.12	0.98	1.20	1.11	1.21	1.11	1.12	1.08	1.05	1.21
total	100.011	100.061	100.012	100.07	99.953	100.15	100.01	100.055	100.13	99.97	100.022	99.96	99.93	99.97	99.57	100.075	100.01	100.004	99.96	100.16	99.79	99.80	100.10	100.12	99.39	99.595
Fe^{3+}/Fe^{2+}	0.439	1.004	0.697	0.305	1.027	0.198	1.260	4.549	0.459	0.174	0.272	0.801	7.730	6.060	0.135	0.328	0.237	0.019	0.379	0.156	0.166	1.024	0.195	0.160	0.617	0.446
Al/Si	0.128	0.133	0.115	0.161	0.340	0.232	0.427	0.402	0.265	0.371	0.177	0.329	0.370	0.293	0.234	0.170	0.201	0.147	0.272	0.313	0.361	0.298	0.344	0.200	0.329	0.166
Na/Al	0.176	0.242	0.220	0.540	0.299	0.598	0.130	0.124	0.525	0.437	0.603	0.280	0.075	0.081	0.349	0.177	0.271	0.245	0.110	0.121	0.110	0.155	0.122	0.191	0.173	0.235
K/Al	0.180	0.193	0.173	0.117	0.191	0.051	0.236	0.257	0.077	0.096	0.077	0.210	0.255	0.226	0.125	0.234	0.223	0.219	0.256	0.279	0.447	0.208	0.253	0.203	0.279	0.237
/Na+K//Al	0.356	0.434	0.394	0.658	0.490	0.649	0.365	0.381	0.602	0.534	0.681	0.490	0.330	0.307	0.474	0.411	0.494	0.464	0.366	0.400	0.557	0.363	0.375	0.394	0.452	0.472
Na/Si	0.023	0.032	0.025	0.087	0.101	0.139	0.055	0.050	0.139	0.162	0.107	0.092	0.028	0.024	0.082	0.030	0.054	0.036	0.030	0.038	0.040	0.046	0.042	0.038	0.057	0.039
K/Si	0.023	0.026	0.020	0.019	0.065	0.012	0.101	0.103	0.020	0.036	0.014	0.069	0.094	0.066	0.029	0.040	0.045	0.032	0.070	0.087	0.161	0.062	0.087	0.041	0.092	0.039

Table IX: Chemical composition of white micas of a red metasandstone sample: bore Alsószalmavár Asz-1, 941.1 m.
The white micas are composed of oriented intergrowths of muscovite and subordinate paragonite flakes /the width of the latter is usually <1-2/um /see Plate I//. Thus, the results of the analyses scatter between muscovite and paragonite /"mechanical mixture" of two discrete phases/. The diameter of the analysed points is appr. 5/um. Electron microprobe data in weight % and numbers of cations per unit cell /analysed by G.Nagy/

measured point	5.	7.	8.	9.	11.	12.	13.	average	standard deviation
SiO_2	46.67	47.42	45.92	45.71	47.58	44.19	47.43	46.42	1.24
TiO_2	0.06	0.10	0.14	0.06	0.08	0.15	0.09	0.10	0.04
Al_2O_3	35.92	34.51	36.60	32.84	32.90	32.67	36.42	34.55	1.77
*FeO	2.02	1.99	4.50	3.37	2.52	4.61	2.08	3.01	1.16
MnO	0.16	0.18	0.70	0.57	0.03	0.40	0.09	0.30	0.26
MgO	0.81	0.79	2.37	1.72	0.63	2.64	0.76	1.39	0.85
CaO	0.09	0.15	0.09	0.07	0.05	0.11	0.10	0.09	0.03
Na_2O	3.67	2.68	3.20	1.39	2.27	2.82	2.72	2.68	0.72
K_2O	4.26	5.15	3.16	5.36	7.69	3.39	4.40	4.77	1.52
total	93.66	92.98	96.66	91.09	93.77	90.96	94.10	93.32	
				numbers of cations on the basis of 22 /0/					
Si	6.173	6.321	5.949	6.275	6.395	6.096	6.215	6.203	0.149
Al^{IV}	1.827 } 8.000	1.679 } 8.000	2.051 } 8.000	1.725 } 8.000	1.605 } 8.000	1.904 } 8.000	1.785 } 8.000	1.797 } 8.000	0.149
Al^{VI}	3.772	3.742	3.536	3.587	3.606	3.408	3.840	3.642	0.151
Ti	0.006	0.010	0.013	0.007	0.009	0.015	0.009	0.010	0.003
*Fe^{2+}	0.224 } 4.180	0.222 } 4.152	0.488 } 4.570	0.387 } 4.400	0.283 } 4.029	0.532 } 4.543	0.228 } 4.235	0.338 } 4.302	0.132
Mn	0.018	0.020	0.076	0.067	0.004	0.046	0.010	0.034	0.029
Mg	0.160	0.158	0.457	0.352	0.127	0.542	0.148	0.278	0.171
Ca	0.012	0.021	0.012	0.010	0.007	0.016	0.015	0.013	0.005
Na	0.940 } 1.671	0.693 } 1.589	0.803 } 1.337	0.369 } 1.317	0.592 } 1.918	0.753 } 1.366	0.691 } 1.441	0.692 } 1.520	0.179
K	0.719	0.875	0.522	0.938	1.319	0.597	0.735	0.815	0.265
total	13.851	13.741	13.907	13.717	13.947	13.909	13.676	13.821	

* total Fe calculated as FeO and Fe^{2+}, respectively

Table X: Chemical composition of chlorite from a chlorite-white mica aggregate of a red metasandstone (bore Alsószamovár Asz-1, 941.1 m)
Electron microprobe data in weight % and numbers of cations per unit cell

measured point	2.	3.	4.	6.	10.	average	standard deviation
SiO_2	28.70	28.06	26.64	26.81	26.05	27.25	1.09
TiO_2	0.11	0.06	0.08	0.10	0.08	0.09	0.02
Al_2O_3	25.23	24.64	24.14	23.70	22.82	24.11	0.92
*FeO	18.34	19.44	18.88	19.45	20.54	19.33	0.82
MnO	3.25	3.45	3.16	3.32	3.49	3.33	0.14
MgO	12.30	13.23	12.54	13.16	12.50	12.75	0.42
CaO	0.02	0.03	0.06	0.05	0.04	0.04	0.02
Na_2O	0.36	0.15	0.36	0.14	0.05	0.21	0.14
K_2O	0.64	0.32	0.72	0.41	0.20	0.46	0.22
total:	88.96	89.38	86.59	87.15	85.76	87.57	1.55
			numbers of cations on the basis of 28 /O/				
Si	5.766 } 8.000	5.650 } 8.000	5.562 } 8.000	5.568 } 8.000	5.544 } 8.000	5.618 } 8.000	0.092
Al^{IV}	2.234 }	2.350 }	2.438 }	2.432 }	2.456 }	2.382 }	0.092
Al^{VI}	3.739	3.497	3.501	3.370	3.269	3.475	0.176
Ti	0.017	0.009	0.012	0.015	0.012	0.013	0.003
*Fe^{2+}	3.080 } 11.075	3.274 } 11.339	3.297 } 11.281	3.378 } 11.420	3.656 } 11.533	3.337 } 11.330	0.209
Mn	0.553	0.589	0.559	0.584	0.629	0.585	0.031
Mg	3.684	3.970	3.904	4.073	3.967	3.920	0.145
Ca	0.005	0.007	0.014	0.011	0.009	0.009	0.003
Na	0.141 } 0.311	0.060 } 0.149	0.146 } 0.353	0.057 } 0.177	0.022 } 0.085	0.085 } 0.215	0.055
K	0.165	0.082	0.193	0.109	0.054	0.121	0.058
total:	19.386	19.488	19.634	19.597	19.618	19.545	0.105

* total Fe calculated as FeO and Fe^{2+}

Table XI: Statistical parameters of mineral composition, whole rock Fe^{3+}/Fe^{2+} ratio and white mica and chlorite properties in the anchizonal sequence of bore Alsószalmavár Asz-1.

	$\bar{X}$	S	S_X	n	X_1	X_2	S %
whole rock samples							
quartz (weight%)	31	12.7	2.2	32	37	25	40.7
plagioclase (weight %)	18	15.9	2.8	32	26	11	86.8
white mica (weight %)	29	15.6	2.8	32	36	21	54.1
chlorite (weight %)	18	10.7	1.9	32	23	13	59.0
Fe^{3+}/Fe^{2+} (ionic ratio)	1.11	1.93	0.38	26	2.16	0.57	173.4
IC(002), AD, 2°/min	0.300	0.049	0.009	31	0.324	0.276	16.2
IC(002), AD, 2°/min*	0.274	0.029	0.008	13	0.299	0.250	10.6
IC(002), AD, $1/2^\circ$/min	0.225	0.056	0.010	30	0.254	0.197	25.0
IC(002), AD, $1/2^\circ$/min*	0.202	0.029	0.008	12	0.228	0.176	14.2
$I_{(004)}/I_{(002)}$	0.34	0.13	0.02	32	0.40	0.28	38.2
b_o (Å)	8.999	0.008	0.001	30	9.003	8.995	0.09
ChC(002), AD, 2°/min	0.214	0.021	0.004	30	0.225	0.203	9.8
<2 µm fraction							
IC(002), AD, 2°/min	0.348	0.058	0.010	31	0.377	0.320	16.7
IC(002), AD, 2°/min*	0.299	0.032	0.009	13	0.326	0.272	10.6
IC(002), AD, $1/2^\circ$/min	0.282	0.055	0.010	30	0.310	0.255	19.5
IC(002), AD, $1/2^\circ$/min*	0.242	0.037	0.010	13	0.274	0.211	15.5
$I_{(004)}/I_{(002)}$	0.28	0.05	0.009	30	0.31	0.26	17.7
$I_{(00,10)pg} / I_{(00,10)ms}$	0.046	0.049	0.009	30	0.070	0.022	105.5
$I_{(00,10)pg/ms} / I_{(00,10)ms}$	0.067	0.033	0.006	30	0.083	0.050	48.9
ChC(001), AD, 2°/min	0.290	0.032	0.007	23	0.309	0.271	11.2
ChC(002), AD, $1/2^\circ$/min	0.248	0.026	0.005	30	0.261	0.234	10.7

$\bar{X}$ - average

S - standard deviation

S_X - standard error ($S/\sqrt{n}$)

n - number of data

X_1 and X_2 - confidence limits of $\bar{X}$ at P = 1% significance level

S % - standard deviation expressed in the percentage of the absolute value of the average (coefficient of variance)

* - population of samples with no or minor amounts of paragonite and/or paragonite/muscovite mixed-layer mineral: $I(00,10)pg/I(00,10)ms < 0.05$, $I(00,10)pg/ms / I(00,10)ms < 0.05$

AD - air-dried preparations

2°/min, $1/2^\circ$/min } - goniometer speeds

Table XII: Statistical parameters of linear regression (y = ax+b) and correlation (r) of white mica and chlorite properties, and the ionic Fe^{3+}/Fe^{2+} ratio of the whole rock samples

	X	Y	a	b	r	r_1	r_2	n
(1)	IC(002),AD,WR,2°/min	ChC(002),AD,WR,2°/min	0.089	0.187	0.20	0.64	-0.32	29
(2)	IC(002),AD,WR,2°/min	I(004) / I(002), WR	-1.34	0.75	-0.52*	0.80	0.05	31
(3)	IC(002),AD, <2/um,2°/min	I(004) / I(002), <2/um	0.001	0.28	0.002	0.49	-0.49	30
(4)	IC(002),AD, <2/um,2°/min	ChC(001),AD, <2/um,2°/min	0.193	0.219	0.34	0.75	-0.27	23
(5)	IC(002),AD, <2/um,2°/min	ChC(002),AD, <2/um,2°/min	0.279	0.151	0.62*	0.85	0.20	30
(6)	I(00,10)pg/I(00,10)ms,<2/um	IC(002),AD,WR,2°/min	0.698	0.270	0.67*	0.88	0.26	28
(7)	I(00,10)pg/I(00,10)ms,<2/um	IC(002),AD,WR,1/2°/min	0.952	0.184	0.80*	0.93	0.50	28
(8)	I(00,10)pg/I(00,10)ms,<2/um	I(004) / I(002),WR	-1.132	0.376	-0.50	-0.79	-0.01	30
(9)	I(00,10)pg/I(00,10)ms,<2/um	b_o, WR	0.0002	9.001	0.00	0.61	-0.61	29
(10)	I(00,10)pg/I(00,10)ms,<2/um	ChC(002),AD,WR,2°/min	-0.036	0.216	-0.08	0.43	-0.56	29
(11)	I(00,10)pg/I(00,10)ms,<2/um	IC(002),AD, <2/um, 2°/min	0.937	0.305	0.77*	0.91	0.45	30
(12)	I(00,10)pg/I(00,10)ms,<2/um	IC(002),AD, <2/um,1/2°/min	0.855	0.247	0.66*	0.87	0.25	29
(13)	I(00,10)pg/I(00,10)ms,<2/um	I(004)/I(002), <2/um	0.10	0.29	-0.10	0.41	-0.57	29
(14)	I(00,10)pg/I(00,10)ms,<2/um	ChC(002),AD, <2/um,2°/min	0.219	0.239	0.41	0.75	-0.11	29
(15)	I(00,10)pg/I(00,10)ms,<2/um	I(00,10)pg/ms/I(00,10)ms,<2/um	0.418	0.048	0.61*	0.85	0.17	28
(16)	I(00,10)pg/ms/I(00,10)ms,<2/um	IC(002),AD,WR,2°/min	0.594	0.262	0.38	0.73	-0.14	29
(17)	I(00,10)pg/ms/I(00,10)ms,<2/um	IC(002),AD,WR,1/2°/min	-0.255	0.246	-0.13	0.40	-0.59	28
(18)	I(00,10)pg/ms/I(00,10)ms,<2/um	IC(002),AD, <2/um, 2°/min	1.164	0.270	0.64*	0.77	0.03	30
(19)	I(00,10)pg/ms/I(00,10)ms,<2/um	IC(002),AD, <2/um,1/2°/min	0.646	0.230	0.28	0.68	-0.24	30
(20)	Fe^{3+}/Fe^{2+}, WR	IC(002),AD,WR,2°/min	0.010	0.298	0.41	0.77	-0.17	25
(21)	Fe^{3+}/Fe^{2+}, WR	IC(002),AD,WR,1/2°/min	0.012	0.215	0.39	0.77	-0.19	25
(22)	Fe^{3+}/Fe^{2+}, WR	I(004)/I(002),WR	-0.014	0.332	-0.21	0.36	-0.66	26
(23)	Fe^{3+}/Fe^{2+}, WR	b_o, WR	-0.001	9.003	-0.11	0.44	-0.66	26
(24)	Fe^{3+}/Fe^{2+}, WR	ChC(002),AD,WR,2°/min	-0.001	0.213	-0.09	0.19	-0.77	25
(25)	Fe^{3+}/Fe^{2+}, WR	IC(002),AD, <2/um,2°/min	0.012	0.346	0.40	0.76	-0.20	25
(26)	Fe^{3+}/Fe^{2+}, WR	IC(002),AD, <2/um,1/2°/min	0.114	0.280	0.41	0.78	-0.17	24
(27)	Fe^{3+}/Fe^{2+}, WR	I(004)/I(002), <2/um	-0.002	0.289	-0.06	0.50	-0.59	24
(28)	Fe^{3+}/Fe^{2+}, WR	I(00,10)pg/I(00,10)ms, <2/um	0.007	0.044	0.30	0.73	-0.30	24
(29)	Fe^{3+}/Fe^{2+}, WR	I(00,10)pg/ms/I(00,10)ms, <2/um	0.003	0.069	0.20	0.68	-0.38	24
(30)	Fe^{3+}/Fe^{2+}, WR	ChC(002),AD, <2/um, 2°/min	0.002	0.246	0.11	0.62	-0.50	24
(31)	Na_2O(weight %)	I(00,10)pg/I(00,10)ms, <2/um	0.020	0.009	0.58*	0.85	0.04	24
(32)	Al/Si (ionic ratio)	IC(002),AD, <2/um, 2°/min	0.304	0.280	0.51*	0.82	0.01	25
(33)	Na/Si (ionic ratio)	I(00,10)pg/I(00,10)ms, <2/um	0.784	0.005	0.64*	0.88	0.14	24

n - number of data pairs

r_1 and r_2 - confidence limits of r at significance limit of P = 1%

* - the correlation coefficient (r) significantly differ from 0 at P = 1% level

WR - whole rock sample

<2/um - <2/um grain size fraction

AD - air-dried preparations

2°/min, 1/2°/min } - goniometer speeds

Table XIII. Comparison of statistical parameters of white mica /illite-muscovite/ and chlorite properties and whole rock Fe^{3+}/Fe^{2+} ratios between red-purple and grey-green varieties of metasandstone and those of slate /bore Alsószalmavár Asz-1/

Significant difference of averages at P=5% (*)		parameter	$\bar{X}$	S	S_x	n	X_1	X_2	S%	$\bar{X}$	S	S_x	n	X_1	X_2	S%	D	$D_{min/sign/}$	S_D	D_1	D_2
			metasandstone /red, purple/							metasandstone /grey, green/											
/1/	*	IC/002/,AD,WR,2°/min	0.367	0.041	0.018	5	0.419	0.315	11.2	0.292	0.020	0.008	7	0.311	0.273	7.0	0.075	0.040	0.018	0.114	0.035
/2/	*	IC/002/,AD,WR,1/2°/min	0.301	0.055	0.025	5	0.369	0.232	18.4	0.202	0.028	0.012	6	0.231	0.172	14.1	0.099	0.058	0.026	0.157	0.041
/3/		b_o, WR	9.000	0.008	0.004	4	9.012	8.988	0.087	8.999	0.010	0.004	7	9.008	8.990	0.106	0.001	0.012	0.006	0.014	-0.012
/4/		ChC/002/,AD,WR,2°/min	0.215	0.022	0.010	5	0.243	0.187	10.4	0.220	0.027	0.009	8	0.242	0.197	12.2	0.005	0.032	0.014	0.036	-0.027
/5/		IC/002/,AD,<2/µm, 2°/min	0.393	0.058	0.026	5	0.465	0.321	14.8	0.337	0.068	0.026	7	0.400	0.274	20.2	0.056	0.084	0.038	0.140	-0.028
/6/		IC/002/,AD,<2/µm, 1/2°/min	0.343	0.043	0.022	4	0.411	0.274	12.6	0.226	0.111	0.042	7	0.329	0.123	49.3	0.116	0.134	0.059	0.250	-0.017
/7/		I/00,10/pg / I/00,10/,ms,<2/um	0.096	0.077	0.035	5	0.192	-0.0001	80.6	0.030	0.037	0.014	7	0.064	-0.004	121.7	0.066	0.074	0.033	0.140	-0.008
/8/		ChC/002/,AD, <2/µm,2°/min	0.259	0.022	0.010	5	0.287	0.232	8.6	0.238	0.034	0.013	7	0.269	0.207	14.1	0.021	0.039	0.017	0.060	-0.017
/9/		Fe^{3+}/Fe^{2+}, WR	0.554	0.312	0.140	5	0.942	0.166	56.3	0.240	0.252	0.089	8	0.451	0.292	104.8	0.314	0.345	0.157	0.659	-0.031
			slate /red, purple/							slate /grey, green/											
/10/	*	IC/002/,AD,WR,2°/min	0.325	0.048	0.021	5	0.384	0.266	14.7	0.273	0.034	0.009	15	0.292	0.254	12.5	0.052	0.041	0.019	0.093	-0.011
/11/	*	IC/002/,AD,WR,1/2°/min	0.250	0.053	0.024	5	0.315	0.184	21.1	0.200	0.039	0.010	15	0.221	0.178	19.4	0.050	0.046	0.022	0.096	0.004
/12/		b_o, WR	9.000	0.006	0.003	5	9.007	8.993	0.064	8.997	0.009	0.002	15	9.002	8.992	0.100	0.003	0.009	0.004	0.012	-0.006
/13/		ChC/002/,AD,WR,2°/min	0.202	0.007	0.003	4	0.213	0.190	3.5	0.212	0.020	0.005	14	0.224	0.201	9.3	0.011	0.022	0.010	0.033	-0.011
/14/	*	IC/002/,AD,<2/um,2°/min	0.399	0.033	0.015	5	0.440	0.358	8.3	0.324	0.042	0.011	15	0.347	0.301	12.9	0.075	0.043	0.021	0.118	0.031
/15/	*	IC/002/,AD,<2/um,1/2°/min	0.314	0.055	0.024	5	0.382	0.246	17.4	0.263	0.044	0.011	15	0.287	0.238	16.9	0.052	0.051	0.024	0.103	0.001
/16/		I/00,10/pg/I/00,10/ms,<2/um	0.083	0.022	0.011	4	0.118	0.047	26.9	0.027	0.026	0.007	15	0.041	0.012	98.9	0.056	0.030	0.014	0.086	0.025
/17/		ChC/002/,AD,<2/um,2°/min	0.254	0.026	0.012	5	0.286	0.222	10.2	0.247	0.024	0.006	14	0.261	0.233	9.7	0.007	0.027	0.013	0.034	0.020
/18/		Fe^{3+}/Fe^{2+}, WR	3.904	3.242	1.450	5	7.934	-1.126	83.0	0.485	0.379	0.120	10	0.756	0.214	78.1	3.419	4.039	1.455	7.458	-0.620

X - average
S - standard deviation
S_x - standard error /$S/\sqrt{n}$/
n - number of data
X_1 and X_2 - confidence limits of $\bar{X}$ at P=5% significance level
S% - standard deviation expressed in the percentage of the absolute value of the average /coefficient of variance/

D - difference between the averages
$D_{min/sign/}$ - minimal value of significant difference between the averages at P=5%
S_D - standard deviation of the difference between the two average
D_1 and D_2 - confidence limit of the difference at P=5%
WR - whole rock sample
<2/um - <2/um grain size fraction
2°/min, 1/2°/min } goniometer speeds

Table XIV: Reflectance of coalified dispersed organic matter in samples from bore Alsószalmavár Asz-1 (measured by Cs.Lantai)

		n	R_{random} %	R_{max} %	R_{min} %	ΔR %
909.0-909.2 m	allochtonous, post-metamorphic metabituminite (?)	7	2.03	2.40	1.80	0.60
1260.0 m	autochtonous anthracite	11	3.32	4.45	1.76	2.69
1263.2 m	autochtonous anthracite	3	3.82	4.66	2.68	1.98
1338.5 m	autochtonous anthracite	10	2.46	3.49	1.74	1.75

$\Delta R = R_{max} - R_{min}$ % (bireflectance)

Table XV/a: Mineral composition, parameters of 10Å phyllosilicates and chlorite of the whole rock samples from bores Szalatnak-3 and -4

sample	mineral composition										10Å phyllosilicates /biotite, muscovite/					chlorite
	Qtz	Pl	Kfs	10Å	Chl	Kln	Py	Cal	Dol	Sd	"IC"/10Å/AD [Δ°2θ] 2°/min	1/2°/min	I/5Å/ I/10Å/	basal spacing [Å]	b_o^* [Å]	ChC/002/,AD[Δ°2θ] 2°/min
bore Szalatnak-3																
137.4 m	+	x		x	x		o		o	x	0.289	0.219	0.37	10.12	9.001	0.253
141.9 m	+	x		x	o	tr	o		o	o	0.486	0.432	0.16	10.07	9.000	-
142.4 m/A	+	+		x	x		o		o	o	0.556	0.445	0.21	10.04	8.999	0.265
142.4 m/B	+	+		x	tr	tr			x	x	0.399	0.343	0.21	9.97	9.001	-
170.2 m	+	x		x	x		o	o			0.409	0.344	0.09	10.18	9.005	0.280
170.2 m/A	+	+		x	x		o	tr			0.384	0.332	0.08	10.05	9.009	0.249
170.2 m/B1	+	+		x	o		o				0.518	0.416	0.00	10.11	-	-
170.2 m/B2	+	+		x	o	o	o	o			0.525	0.436	0.00	9.96	-	-
170.6 m	+	+		x	x		o				0.390	0.319	0.04	9.99	-	0.320
172.7 m	+	+		x	x		o				0.353	0.345	0.18	10.07	9.010	0.323
180.9 m	+	+		tr	x			o	o		-	-	-	-	-	0.262
182.7 m	+	x	o	o	o		tr	+			-	-	-	10.13	-	0.309
182.7 m /a.i.r./	+	+	x	x	x		o				0.559	-	0.14	10.14	9.007	0.269
210.0 m	+	+		x	x		tr			o	0.448	0.381	0.06	10.05	9.011	0.261
225.0 m	+	x		x	o		o		o	o	0.876	0.767	0.21	10.01	8.992	-
227.0 m	+	x	o	x	x			tr			0.459	0.388	0.00	10.14	9.040	0.350
274.0 m	x	x	x	tr	x		x	+		o	-	-	-	-	-	0.317
274.0 m /a.i.r./	x	x	x	tr	x		x			x	-	-	-	-	-	0.328
308.3 m	+	+		x	o	o	tr				0.460	0.371	0.08	10.07	9.008	-
353.0 m	+	x		o	x		tr				0.385	0.396	0.09	10.13	-	0.265
357.4 m	+	x		o	x		tr				0.346	0.260	0.27	9.98	9.000	0.250
362.7 m	+	x		x	x		o	x			0.423	0.381	0.11	10.16	9.007	0.307
391.7 m	+	+		x	o		o				-	-	-	-	-	-
431.0 m	+	+		x	x		o				0.486	-	0.00	10.11	8.973	0.258
440.0 m	+	+		o	x						-	-	-	-	-	0.260
457.8 m	+	+		o	x		tr				-	-	-	-	-	0.291
464.0-465.0 m	+	+		o	x			o			-	-	-	-	-	0.250
507.0 m	+	+		o	x	tr	tr	o			-	-	0.00	-	-	-
bore Szalatnak-4																
380.0 m	x	x		x	x		o				0.408	0.370	0.00	10.06	-	0.244
450.0 m	+	x		x	o		o				0.591	0.442	0.00	10.09	-	-

Legend:

a.i.r. = residue insoluble in 3% HCl
- = not measurable or not measured
* = refers to dioctahedral structure /illite-muscovite with varying celadonite content/

Abbreviations of mineral names: Qtz - quartz; Pl - plagioclase /An-01/; Kfs - potash feldspar; 10Å - biotite ± illite-muscovite; Chl - chlorite; Kln - kaolinite; Py - pyrite; Cal - calcite; Dol - dolomite; Sd - siderite

+ = dominant /> 50%/
x = abundant /10-50%/
o = subordinate /1-10%/
tr= traces / < 1%/

Table XV/b: Mineral composition, parameters of 10Å phyllosilicates and chlorite of the <2 µm fractions of rock samples from bores Szalatnak-3 and -4

sample	mineral composition						10Å phyllosilicates /biotite, muscovite/			chlorite		
	Qtz	Pl	Kfs	10Å	Chl	Kln	"IC"/10Å/,AD 2°/min	[Δ°2θ] 1/2°/min	I/5Å/ I/10Å/	ChC/001/,AD 2°/min	ChC/002/,AD 2°/min	[Δ°2θ] 1/2°/min
bore Szalatnak-3												
137.4 m	o	tr		x	x		0.262	0.191	0.31	0.234	0.212	0.196
141.9 m	tr	tr		+	tr		0.384	0.354	0.25	-	-	-
142.4 m/A	o	o		+	x		0.349	0.350	0.25	-	-	-
142.4 m/B	tr	tr		+	tr	tr	0.360	0.279	0.22	-	-	-
170.2 m	o	tr		x	x		0.350	0.291	0.10	0.222	0.231	0.171
170.2 m/A	o	o		x	x		0.343	0.271	0.16	0.288	0.262	-
170.2 m/B1	o	o		+	x	o	0.457	0.380	0.00	-	-	-
170.2 m/B2	o	o		+	x	o	0.515	0.447	0.02	-	-	-
170.6 m	o	o		x	x		0.376	0.306	0.12	0.205	0.224	0.187
172.7 m	o	o		x	x		0.300	0.235	0.11	0.223	0.212	0.174
180.9 m	o	o		o	+		0.251	0.149	0.32	0.246	0.252	0.196
182.7 m							-	-	-	-	-	-
182.7 m /a.i.r./	o	o	o	x	x		0.540	0.552	0.15	-	0.272	0.216
210.0 m	o	o		x	x		0.352	0.333	0.06	0.250	0.223	0.182
225.0 m	o	o		+	o		0.729	0.698	0.17	-	-	-
227.0 m	o	o	o	x	x		0.345	0.310	0.00	0.293	0.273	0.240
274.0 m							-	-	-	-	-	-
274.0 m /a.i.r./	o	o	o	tr	+		-	-	-	0.318	0.264	0.230
308.3 m	o	o		+	o	tr	0.352	0.310	0.05	-	-	-
353.0 m	o	o		x	+		0.378	0.293	0.06	0.236	0.226	0.176
357.4 m	o	o		x	+		0.268	0.252	0.27	0.304	0.260	0.208
362.7 m	o			+	x		0.407	0.323	0.09	-	0.301	0.219
391.7 m	o	o		+	o		0.381	0.334	0.05	-	-	-
431.0 m	o	o		x	+		0.373	0.324	0.08	0.235	0.254	0.199
440.0 m	o	o		o	+		0.349	0.287	0.20	0.230	0.230	0.196
457.8 m	x	x		x	+		0.405	0.316	0.13	0.274	0.219	0.184
464.0-465.0 m	o	o		o	+		-	-	-	0.298	0.255	0.212
507.0 m	x	x		x	+	o	-	-	0.00	-	-	-
bore Szalatnak-4												
380.0 m	o	o		+	x		0.408	0.333	0.00	0.367	0.266	0.226
450.0 m	o	o		+	x		-	-	-	-	-	-

for the legend and abbrevoations see Table XV/a

Table XVI/a: Chemical composition of 10Å phyllosilicates from a metaclastic rock of bore Szalatnak-3.
Data of electron microprobe analyses in weight % and cation numbers per unit cell.
Sample: metasandstone, 141.9 m. Analysed by G.Nagy

mineral	biotite																
number of the measured point	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	15.	16.	17.	18.	19.	20.
SiO_2	36.08	36.44	36.70	35.46	34.15	38.20	35.19	35.51	36.02	36.33	34.78	34.55	33.29	34.47	35.89	34.37	36.97
TiO_2	1.06	1.23	1.28	1.28	1.22	1.00	1.61	1.52	1.01	0.76	0.24	1.07	1.19	1.14	1.21	0.97	1.16
Al_2O_3	19.81	18.93	17.07	18.34	20.08	22.80	18.29	20.88	21.67	18.93	18.18	19.57	19.87	19.56	19.42	20.03	19.69
*FeO	16.87	16.86	16.97	18.31	18.08	15.91	17.56	17.98	18.50	17.73	18.52	17.81	18.87	17.42	17.20	17.76	16.97
MnO	0.08	0.10	0.11	0.12	0.14	0.07	0.10	0.08	0.10	0.13	0.16	0.08	0.12	0.10	0.12	0.16	0.14
MgO	11.53	12.08	12.26	12.38	12.73	10.36	11.60	11.80	11.58	11.28	11.46	12.47	12.93	12.18	11.64	12.61	11.38
CaO	0.02	0.04	0.00	0.01	0.01	0.03	0.03	0.01	0.06	0.03	0.04	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01
Na_2O	0.06	0.04	0.03	0.04	0.06	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02	0.06	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05
K_2O	7.31	8.44	8.79	7.25	7.43	6.09	7.48	5.95	7.13	8.14	7.99	7.16	5.45	6.90	8.26	7.75	8.05
total	92.81	94.15	93.20	93.18	93.89	94.51	91.90	93.78	96.11	93.39	91.39	92.77	91.76	91.83	93.80	93.72	94.42
	cation numbers per 22/0/																
Si	5.479	5.496	5.619	5.425	5.194	5.566	5.451	5.324	5.306	5.539	5.468	5.297	5.152	5.322	5.441	5.237	5.534
Al^{IV}	2.521	2.504	2.381	2.575	2.806	2.434	2.549	2.676	2.694	2.461	2.532	2.703	2.848	2.678	2.559	2.763	2.466
Al^{VI}	1.024	0.862	0.699	0.731	0.793	1.481	0.789	1.012	1.069	0.941	0.837	0.833	0.775	0.881	0.912	0.833	1.008
Ti	0.121	0.139	0.147	0.147	0.140	0.110	0.188	0.171	0.112	0.088	0.029	0.123	0.139	0.132	0.139	0.112	0.131
* Fe^{2+}	2.142	2.126	2.173	2.343	2.300	1.939	2.275	2.254	2.279	2.261	2.435	2.283	2.442	2.249	2.181	2.263	2.124
Mn	0.010	0.013	0.014	0.015	0.018	0.009	0.014	0.010	0.012	0.013	0.022	0.011	0.015	0.013	0.016	0.020	0.018
Mg	2.610	2.716	2.798	2.824	2.887	2.251	2.677	2.638	2.542	2.564	2.685	2.851	2.983	2.803	2.632	2.864	2.539
Σ Oct	5.907	5.856	5.831	6.060	6.138	5.790	5.943	6.085	6.014	5.867	6.008	6.101	6.354	6.078	5.880	6.092	5.820
Ca	0.004	0.006	0.001	0.002	0.002	0.004	0.006	0.002	0.010	0.005	0.006	0.002	0.002	0.003	0.001	0.003	0.002
Na	0.018	0.013	0.009	0.011	0.016	0.011	0.011	0.012	0.012	0.017	0.006	0.017	0.010	0.013	0.011	0.013	0.014
K	1.416	1.624	1.717	1.414	1.441	1.133	1.477	1.138	1.339	1.583	1.603	1.400	1.075	1.358	1.598	1.506	1.537
Σ int.l.	1.438	1.643	1.727	1.445	1.477	1.148	1.548	1.152	1.361	1.650	1.615	1.419	1.087	1.374	1.610	1.522	1.553
total	15.345	15.499	15.558	15.505	15.615	14.938	15.491	15.237	15.375	15.517	15.623	15.520	15.441	15.452	15.490	15.614	15.373

* total Fe calculated as FeO and Fe^{2+}, respectively

For the location of the measured points see Plate II.

Points 7, 8, 11: detrital biotite /see Plate II/f & g/

Points 6, 8 & 16: "biotite" with an malously low interlayer charge

Points 1-6, 8-10, 15-20: newly formed /metamorphic/ biotite in the matrix /see Plate II/a-g/

Table XVI/b: Chemical composition of 10Å phyllosilicates from a metaclastic rock of bore Szalatnak-3.

Data of electron microprobe analyses in weight % and cation numbers per unit cell.

Sample: metasandstone, 141.9 m. Analysed by G.Nagy

mineral	biotite								muscovite
number of the measured point	average/a/ /1-11,15-20/	standard deviation	average/b/ /1-5,7,9-11, 15,17-20/	standard deviation	average/c/ /6,8,16/	average/d/ /1-6,8-10, 15-20/	standard deviation	average/e/ /7,11/	13.
SiO_2	35.55	1.22	35.53	0.94	35.67	35.63	1.28	34.99	47.10
TiO_2	1.11	0.30	1.09	0.31	1.24	1.15	0.17	0.93	0.00
Al_2O_3	19.60	1.35	19.26	1.10	21.18	19.78	1.34	18.24	32.02
* FeO	17.61	0.76	17.61	0.59	17.59	17.55	0.77	18.04	4.27
MnO	0.11	0.03	0.12	0.03	0.09	0.11	0.03	0.13	0.03
MgO	11.90	0.65	11.94	0.50	11.70	11.95	0.67	11.53	2.17
CaO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.06
Na_2O	0.04	0.01	0.04	0.01	0.02	0.04	0.01	0.03	2.50
K_2O	7.39	0.91	7.72	0.57	5.83	7.34	0.96	7.74	8.63
total	93.29	-	93.33	-	93.35	93.55	-	91.65	96.78
	cation numbers per 22/0/								
Si	5.403	0.137	5.415	0.125	5.347	5.395	0.144	5.460	6.256
Al^{IV}	2.597	0.137	2.585	0.125	2.653	2.605	0.144	2.541	1.744
Al^{VI}	0.911	0.182	0.872	0.109	1.089	0.924	0.190	0.813	3.268
Ti	0.128	0.034	0.125	0.036	0.140	0.130	0.020	0.109	0.000
* Fe^{2+}	2.239	0.121	2.245	0.085	2.212	2.224	0.117	2.355	0.474
Mn	0.014	0.004	0.015	0.003	0.011	0.014	0.003	0.018	0.004
Mg	2.698	0.175	2.714	0.124	2.624	2.700	0.187	2.681	0.430
Σ Oct	5.990	0.148	5.971	0.112	6.076	5.992	0.157	5.976	4.176
Ca	0.004	0.002	0.004	0.003	0.003	0.003	0.002	0.006	0.009
Na	0.013	0.003	0.013	0.003	0.011	0.013	0.003	0.009	0.645
K	1.446	0.185	1.501	0.113	1.115	1.419	0.189	1.540	1.463
Σ int.l.	1.457	0.187	1.527	0.112	1.129	1.440	0.193	1.582	2.117
total	15.447	-	15.498	-	15.205	15.432	-	15.557	14.293

for explanations see Table XVI/a.

Table XVII: Chemical composition of phyllosilicates from a metaclastic rock (bore Szalatnak-3. 170.2 m: banded metasandstone/slate).
Data of electron microprobe analyses in weight % and cation numbers per unit cell.
Analysed by G. Nagy

mineral	muscovite		detrital (partially chloritized) biotite					newly formed				(metamorphic) biotite									chlorite	
number of the measured point	19.	20.	11.	13.	16.	17.	average	1.	4.	8.	9.	10.	12.	14.	15.	18.	21.	22.	average	standard deviation	23.	24.
SiO_2	45.30	49.94	33.73	32.31	33.14	33.34	33.13	36.19	35.53	35.64	35.59	36.71	35.79	35.78	34.81	36.33	35.36	32.71	35.49	1.05	26.23	30.14
TiO_2	0.19	0.38	0.68	1.11	1.00	1.22	1.00	1.47	0.98	1.37	2.96	1.70	1.61	1.73	1.56	1.73	1.61	1.17	1.63	0.50	0.13	0.70
Al_2O_3	32.61	30.78	21.14	18.24	18.33	18.28	19.00	18.32	18.29	19.44	19.01	19.16	18.93	19.31	20.00	19.16	18.89	19.58	19.10	0.51	21.94	19.88
*FeO	2.05	1.67	16.72	17.83	18.88	18.56	18.00	15.57	17.03	15.25	16.78	16.31	16.24	15.97	16.85	15.15	19.53	18.91	16.87	1.33	21.33	19.95
MnO	0.00	0.00	0.10	0.09	0.10	0.06	0.09	0.09	0.08	0.06	0.06	0.09	0.07	0.05	0.12	0.05	0.09	0.08	0.08	0.02	0.13	0.11
MgO	2.20	1.87	15.50	15.18	15.31	14.30	15.07	12.48	14.12	12.78	11.70	11.89	11.92	12.03	12.68	12.17	12.45	13.09	12.48	0.69	16.85	16.74
CaO	0.07	0.05	0.07	0.03	0.06	0.06	0.06	0.04	0.01	0.02	0.03	0.02	0.04	0.04	0.02	0.01	0.06	0.06	0.03	0.02	0.04	0.04
Na_2O	0.17	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	00.2	0.03	0.04	0.02	0.04	0.03	0.04	0.03	0.01	0.02	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00
K_2O	10.34	9.77	2.93	5.31	3.79	2.73	3.69	8.82	7.72	8.16	9.50	9.85	9.81	9.72	9.53	9.65	6.14	5.91	8.62	1.46	1.81	3.77
total	92.93	94.64	90.87	90.10	90.61	88.55	90.04	93.02	93.78	94.77	95.66	95.77	94.45	94.67	95.60	94.26	94.17	91.51	94.33	1.26	28.47	91.32
numbers of cations per unit cells containing																						
	22(O)		22(O)	28(O)	22(O)	28(O)	22(O)	28(O)	22(O)	28(O)	22(O)	28(O)										
Si	6.214	6.638	5.119	6.516	5.092	6.481	5.157	6.565	5.256	6.691	5.156	6.563	5.515	5.384	5.351	5.331	5.471	5.422	5.394	5.226	5.469	5.345	5.103	5.365	0.118	5.413	6.002
Al^{IV}	1.786	1.362	2.881	1.484	2.908	1.519	2.843	1.435	2.744	1.309	2.844	1.437	2.485	2.616	2.649	2.669	2.529	2.578	2.606	2.774	2.531	2.655	2.897	2.635	0.118	2.587	1.998
Al^{VI}	3.487	3.461	0.899	3.328	0.481	2.794	0.519	2.845	0.653	3.015	0.638	2.996	0.805	0.650	0.792	0.687	0.835	0.802	0.826	0.765	0.868	0.711	0.703	0.768	0.070	2.749	2.668
Ti	0.020	0.038	0.078	0.099	0.132	0.168	0.117	0.149	0.145	0.185	0.118	0.150	0.168	0.111	0.155	0.334	0.190	0.184	0.196	0.176	0.195	0.184	0.137	0.184	0.056	0.020	0.104
$*Fe^{2+}$	0.236	0.186	2.121	2.700	2.351	2.992	2.457	3.128	2.448	3.116	2.344	2.984	1.984	2.159	2.166	2.102	2.003	2.058	2.013	2.115	1.907	2.469	2.467	2.133	0.181	3.682	3.321
Mn	0.000	0.000	0.013	0.017	0.012	0.015	0.013	0.017	0.007	0.009	0.011	0.015	0.012	0.010	0.007	0.007	0.011	0.009	0.007	0.015	0.007	0.011	0.011	0.010	0.003	0.023	0.018
Mg	0.449	0.371	3.508	4.466	3.567	4.540	3.552	4.522	3.362	4.280	3.497	4.452	2.836	3.189	2.861	2.612	2.641	2.691	2.704	2.837	2.730	2.807	3.045	2.814	0.174	5.184	4.970
Σ Oct	4.192	4.056	6.619	10.610	6.543	10.509	6.658	10.661	6.615	10.605	6.608	10.597	5.805	6.119	5.987	5.742	5.710	5.744	5.746	5.908	5.707	6.182	6.363	5.909	0.224	11.658	11.081
Ca	0.010	0.008	0.011	0.014	0.005	0.006	0.010	0.013	0.010	0.013	0.009	0.012	0.007	0.002	0.004	0.005	0.003	0.007	0.006	0.003	0.002	0.010	0.010	0.005	0.003	0.009	0.008
Na	0.045	0.042	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.009	0.011	0.007	0.013	0.008	0.013	0.008	0.002	0.007	0.000	0.008	0.004	0.000	0.000
K	1.809	1.657	0.567	0.722	1.068	1.359	0.753	0.959	0.549	0.699	0.734	0.935	1.715	1.492	1.563	1.816	1.873	1.897	1.870	1.826	1.852	1.185	1.175	1.660	0.271	0.476	0.957
Σ int. l.	1.864	1.707	0.578	0.736	1.073	1.365	0.764	0.973	0.559	0.712	0.743	0.947	1.729	1.503	1.578	1.828	1.889	1.912	1.889	1.837	1.856	1.202	1.185	1.673	0.271	0.485	0.965
total	14.056	13.763	15.197	19.346	15.616	19.874	15.422	19.634	15.174	19.317	15.351	19.544	15.534	15.622	15.559	15.570	15.599	15.656	15.635	15.745	15.563	15.384	15.548	15.582	0.090	20.143	20.046

*total Fe is calculated as FeO and Fe^{2+}, respectively

For the textural relations and locations of the measured points see Plate III.

Table XVIII: Chemical composition of phyllosilicates from a metaclastic rock (metasandstone, bore Szalatnak-3. 172.3 m)
Electron microprobe analyses in weight% and cation numbers per unit cell.
Analysed by G. Nagy

mineral	detrital	partially chloritized biotite						newly formed (metamorphic)biotite								
number of the measured points	1.	2.	4.	5.	6.	7.	9.	15.	average	standard deviation	3.	8.	10.	11.	13.	14.	16.	17.	average	standard deviation
SiO_2	29.19	29.66	31.00	34.95	31.38	31.26	30.85	29.49	30.97	1.82	36.32	37.30	39.14	38.13	38.32	38.34	36.42	34.52	37.31	1.50
TiO_2	0.26	0.52	0.56	1.13	0.69	0.96	0.48	0.44	0.63	0.29	1.34	1.58	1.42	1.47	1.43	1.39	1.15	0.99	1.35	0.19
Al_2O_3	20.74	20.26	19.57	18.88	19.12	19.79	19.22	22.92	20.06	1.31	20.94	20.82	16.92	18.04	17.46	17.13	18.01	17.67	18.37	1.59
xFeO	21.87	18,59	18.05	15.93	17.60	18.10	18.41	19.38	18.49	1.69	16.33	15.30	15.12	17.58	15.87	14.60	20.57	16.83	16.53	1.90
MnO	0.16	0.12	0.09	0.11	0.08	0.10	0.08	0.11	0.11	0.03	0.04	0.09	0.08	0.09	0.07	0.07	0.08	0.04	0.07	0.02
MgO	12.95	17.98	17.66	15.02	17.75	17.36	17.91	15.50	16.52	1.84	12.52	13.12	12.02	12.84	12.67	12.10	13.19	13.27	12.72	0.48
CaO	0.06	0.02	0.01	0.05	0.05	0.07	0.03	0.13	0.05	0.04	0.03	0.09	0.00	0.02	0.01	0.00	0.06	0.02	0.03	0.03
Na_2O	0,01	0.00	0.04	0.02	0.01	0.03	0.01	0.03	0.02	0.01	0.84	0.09	0.03	0.08	0.04	0.03	0.05	0.06	0.15	0.28
K_2O	1.28	2.61	2.62	4.38	2.85	2.09	2.18	1.68	2.46	0.93	8.73	7.93	9.61	8.59	9.35	9.46	7.88	7.69	8.66	0.77
total	86.52	89.77	89.60	90.46	89.54	89.76	89.16	89.69	89.31	1.18	97.09	96.31	94.34	96.84	95.21	93.12	97.41	91.09	95.19	2.21

numbers of cations per unit cells

	22(O)	28(O)	22(O)	28(O)	22(O)	28(O)	22(O)	28(O)	22(O)	28(O)	22(O)	28(O)	22(O)	28(O)	22(O)	28(O)	22(O)	28(O)	22(O)	28(O)	22(O)	28(O)	22(O)									
Si_{IV}	4.790	6.098	4.658	5.930	4.849	6.173	5.353	6.813	4.905	6.244	4.861	6.188	4.848	6.172	4.607	5.865	4.859	6.185	0.225	0.286	5.312	5.419	5.852	5.598	5.701	5.800	5.397	5.400	5.560	0.206
Al^{IV}	3.210	1.902	3.342	2.070	3.151	1.827	2.647	1.187	3.095	1.756	3.139	1.812	3.152	1.828	3.393	2.135	3.141	1.815	0.225	0.286	2.688	2.581	2.148	2.402	2.299	2.200	2.603	2.600	2.440	0.206
Al^{VI}	0.801	3.204	0.409	2.705	0.457	2.766	0.760	3.149	0.427	2.728	0.487	2.804	0.407	2.703	0.828	3.238	0.572	2.912	0.188	0.239	0.921	0.983	0.835	0.719	0.762	0.853	0.542	0.657	0.784	0.144
Ti	0.032	0.041	0.061	0.078	0.066	0.084	0.130	0.165	0.081	0.103	0.113	0.144	0.057	0.073	0.051	0.065	0.074	0.094	0.033	0.042	0.148	0.172	0.160	0.162	0.160	0.159	0.128	0.117	0.151	0.019
xFe^{2+}	3.002	3.822	2.442	3.109	2.360	3.004	2.040	2.596	2.301	2.929	2.353	2.995	2.420	3.081	2.532	3.223	2.431	3.095	0.272	0.346	1.997	1.859	1.891	2.158	1.974	1.848	2.549	2.202	2.060	0.237
Mn	0.022	0.028	0.016	0.020	0.012	0.015	0.015	0.019	0.011	0.014	0.013	0.017	0.011	0.014	0.015	0.019	0.014	0.018	0.004	0.005	0,005	0.011	0.011	0.011	0.008	0.009	0.010	0.005	0.009	0.003
Mg	3.169	4.034	4.211	5.361	4.117	5.241	3.429	4.364	4.138	5.268	4.024	5.123	4.196	5.342	3.610	4.596	3.862	4.916	0.402	0.512	2.728	2.840	2.681	2.810	2.810	2.728	2.914	3.094	2.826	0.131
Σ Oct	7.026	11.129	7.139	11.273	7.012	11.110	6.374	10.293	6.958	11.042	6.990	11.083	7.091	11.213	7.036	11.141	6.953	11.035	0.241	0.309	5.799	5.865	5.578	5.860	5.714	5.597	6.143	6.075	5.830	0.204
Ca	0.011	0.014	0.003	0.004	0.002	0.003	0.009	0.011	0.008	0.010	0.011	0.014	0.004	0.005	0.021	0.027	0.009	0.011	0.006	0.008	0.004	0.014	0.000	0.004	0.002	0.000	0.010	0.004	0.005	0.005
Na	0.002	0.003	0.001	0.001	0.011	0.014	0.005	0.006	0.004	0.005	0.010	0.013	0.003	0.004	0.011	0.014	0.006	0.008	0.004	0.005	0.239	0.025	0.007	0.023	0.012	0.009	0.013	0.018	0.043	0.079
K	0.269	0.342	0.524	0.667	0.522	0.665	0.856	1.089	0.568	0.723	0.414	0.527	0.437	0.556	0.335	0.426	0.491	0.624	0.179	0.228	1.628	1.469	1.833	1.608	1.774	1.825	1.490	1.535	1.645	0.148
Σ int. l.	0.282	0.359	0.528	0.672	0.535	0.682	0.870	1.106	0.580	0.738	0.435	0.554	0.444	0.565	0.367	0.467	0.506	0.643	0.176	0.224	1.871	1.508	1.840	1.635	1.788	1.834	1.513	1.557	1.693	0.156
total	15.308	19.488	15.667	19.945	15.547	19.792	15.244	19.399	15.538	19.780	15.425	19.637	15.535	19.778	15.403	19.608	15.459	19.678	0.140	0.179	15.670	15.373	15.418	15.495	15.502	15.431	15.656	15.632	15.523	0.116

* total Fe calculated as FeO and Fe^{2+}, respectively

For the textural relations and locations of the measured points see Plate IV.

Table XIX: Chemical composition of phyllosilicates from slate with metasandstone lenses /sample Szalatnak-3, 353.0 m/.
Electron microprobe analyses in weight % and numbers of cations per unit cells. Analysed by G.Nagy

mineral	biotite /newly formed, metamorphic/									chlorite				biotite and chlorite intergrowths				
number of the measured point	1.	3.	7.	8.	9.	12.	14.	average	standard deviation	2.	5.	11.	average	4.	6.	10.	13.	average
SiO_2	33.84	36.56	37.05	36.80	35.95	35.67	34.80	35.81	1.16	25.76	26.87	25.02	25.88	32.90	30.41	26.88	24.65	28.71
TiO_2	1.30	1.68	1.66	1.79	1.79	1.42	1.26	1.56	0.23	0.19	0.07	0.04	0.10	1.00	0.77	0.07	0.12	0.49
Al_2O_3	19.86	18.49	18.40	18.60	19.27	19.35	19.57	19.08	0.58	21.72	21.31	22.37	21.80	19.76	20.89	21.72	22.38	21.19
*FeO	21.23	20.48	19.79	19.49	19.80	20.05	19.93	20.11	0.58	25.48	26.03	25.64	25.72	22.76	24.26	24.65	24.71	24.10
MnO	0.11	0.11	0.12	0.13	0.13	0.14	0.10	0.12	0.01	0.25	0.31	0.25	0.27	0.15	0.22	0.22	0.26	0.21
MgO	10.01	9.55	9.66	9.79	9.38	9.62	9.17	9.60	0.27	13.72	13.54	13.94	13.72	11.41	12.68	13.07	12.25	12.35
CaO	0.04	0.02	0.00	0.01	0.02	0.04	0.03	0.02	0.01	0.01	0.03	0.00	0.01	0.05	0.12	0.02	0.03	0.06
Na_2O	0.05	0.05	0.04	0.05	0.03	0.02	0.02	0.04	0.01	0.03	0.02	0.00	0.02	0.24	0.05	0.01	0.01	0.08
K_2O	7.22	8.50	8.90	8.93	8.79	7.69	7.44	8.21	0.74	0.33	0.27	0.33	0.31	3.66	2.35	1.98	1.14	2.28
total	93.67	95.43	95.62	95.61	95.12	94.01	92.34	94.55		87.49	88.44	87.59	87.83	91.94	91.75	88.61	85.55	89.47

Numbers of cations in unit cells containing

	22/0/									28/0/				22/0/	28/0/	22/0/	28/0/	22/0/	28/0/	22/0/	28/0/	22/0/	28/0/
Si	5.234	5.536	5.587	5.547	5.457	5.454	5.417	5.462	0.117	5.446	5.617	5.296	5.453	5.132	6.532	4.780	6.084	4.418	5.623	4.204	5.351	4.634	5.898
Al^{IV}	2.766	2.464	2.413	2.453	2.543	2.546	2.583	2.538	0.117	2.554	2.383	2.704	2.547	2.868	1.468	3.220	1.916	3.582	2.377	3.796	2.649	3.366	2.102
Al^{VI}	0.855	0.837	0.858	0.852	0.904	0.940	1.008	0.893	0.062	2.859	2.867	2.875	2.867	0.765	3.155	0.651	3.010	0.679	2.977	0.704	3.078	0.700	3.055
Ti	0.151	0.191	0.188	0.203	0.204	0.164	0.148	0.178	0.024	0.029	0.011	0.006	0.015	0.118	0.150	0.091	0.116	0.008	0.010	0.016	0.020	0.058	0.074
*Fe^{2+}	2.746	2.593	2.496	2.457	2.513	2.564	2.594	2.566	0.094	4.505	4.550	4.539	4.531	2.969	3.779	3.189	4.059	3.388	4.312	3.525	4.486	3.268	4.159
Mn	0.015	0.014	0.015	0.017	0.017	0.018	0.014	0.016	0.002	0.045	0.055	0.046	0.049	0.020	0.025	0.029	0.037	0.030	0.038	0.038	0.048	0.029	0.037
Mg	2.309	2.155	2.171	2.201	2.122	2.194	2.128	2.183	0.063	4.325	4.218	4.397	4.313	2.654	3.378	2.972	3.783	3.204	4.078	3.115	3.965	2.986	3.801
ΣOct.	6.076	5.790	5.728	5.730	5.760	5.880	5.892	5.837	0.125	11.763	11.701	11.863	11.775	6.526	10.487	6.932	11.005	7.309	11.415	7.398	11.597	7.041	11.126
Ca	0.007	0.003	0.000	0.001	0.003	0.006	0.004	0.003	0.003	0.003	0.006	0.000	0.003	0.008	0.010	0.020	0.025	0.004	0.005	0.006	0.008	0.010	0.012
Na	0.016	0.013	0.011	0.015	0.009	0.007	0.008	0.011	0.003	0.013	0.006	0.000	0.007	0.074	0.094	0.015	0.019	0.003	0.004	0.003	0.004	0.024	0.033
K	1.426	1.643	1.713	1.718	1.693	1.501	1.478	1.596	0.124	0.089	0.071	0.089	0.083	0.727	0.925	0.470	0.598	0.415	0.528	0.247	0.314	0.465	0.591
Σint.l.	1.449	1.659	1.724	1.734	1.705	1.514	1.490	1.610	0.122	0.105	0.083	0.089	0.093	0.809	1.029	0.505	0.642	0.422	0.537	0.256	0.326	0.499	0.636
total	15.525	15.449	15.452	15.464	15.465	15.394	15.382	15.445		19.868	19.785	19.952	19.868	15.335	19.516	15.437	19.647	15.731	19.952	15.654	19.923	15.540	19.762

* total Fe calculated as FeO and Fe^{2+}, respectively

For the textural relations and locations of the measured points see Plate V/a-c

Table XX: Chemical composition of plagioclase from metaclastic rocks of bore Szalatnak-3.

Electron microporbe analyses in weight % and cation number per unit cell. Analysed by G.Nagy

Sample	141.9 m		170.2 m			172.7 m	
number of the measured point	12.	14.	2.	5.	6.	12.	18.
SiO_2	67.12	62.84	61.12	58.56	59.56	62.10	60.48
Al_2O_3	24.21	23.28	24.41	25.61	25.92	21.89	24.90
CaO	5.25	4.07	5.01	7.32	7.26	3.17	5.70
Na_2O	8.53	9.24	8.27	7.04	7.39	8.31	7.78
K_2O	0.13	0.12	0.12	0.13	0.11	0.89	0.72
total	100.29	99.55	98.93	99.07	100.24	96.36	99.58
			numbers of cations per 8(O)				
Si	2.739	2.784	2.730	2.647	2.646	2.811	2.692
Al	1.257	1.216	1.285	1.355	1.357	1.168	1.306
Ca	0.248	0.193	0.240	0.352	0.345	0.153	0.272
Na	0.729	0.793	0.716	0.613	0.637	0.729	0.671
K	0.007	0.007	0.007	0.007	0.006	0.051	0.041
total	4.980	4.993	4.978	4.974	4.991	4.912	4.982
An %	25	19	25	36	35	21	32
Ab %	74	80	74	63	64	78	68
Or %	1	1	1	1	1	1	0

For the textural features and the locations of the analysed minerals see Plates II-IV

Table XXI: Reflectance values of the huminite type, coalified dispersed organic material in metaclastic rocks from bores Szalatnak-3 and -4. Measured by Cs.Lantai

sample	n	R_{max} (%) $\bar{X}$	R_{max} (%) S	R_{max} (%) $S_{\bar{X}}$	R_{min} (%) $\bar{X}$	R_{min} (%) S	R_{min} (%) $S_{\bar{X}}$	ΔR(%)	$^{*}R_{random}$ (%)	$r(R_{max}-R_{min})$	$r(R_{max}-\Delta R)$
Szalatnak-3											
137.4 m	30	7.315	1.170	0.214	0.923	0.201	0.037	6.393	5.184	0.46	0.99
141.9 m	13	6.819	0.664	0.184	0.695	0.108	0.030	6.125	4.777	-0.20	0.99
142.4 m/A	5	7.506	1.234	0.552	0.894	0.335	0.150	6.612	5.302	0.43	0.96
170.2 m	30	6.682	0.648	0.118	1.056	0.357	0.065	5.626	4.807	0.37	0.84
170.6 m	6	4.942	0.529	0.216	1.312	1.008	0.411	3.630	3.732		
172.7 m	50	6.320	1.181	0.167	1.144	0.393	0.056	5.170	4.594	0.00	0.95
210.0 m	20	5.904	1.052	0.235	1.381	0.599	0.134	4.523	4.396	-0.23	0.90
227.0 m	16	6.975	0.704	0.176	0.719	0.120	0.030	6.256	4.889	-0.31	0.99
353.0 m	15	6.214	2.335	0.603	1.323	0.625	0.161	4.891	4.584	-0.04	0.97
357.4 m	9	6.277	1.700	0.567	1.048	0.387	0.129	5.229	4.534	0.54	0.98
362.7 m	9	6.774	2.702	0.901	1.481	0.886	0.289	5.293	5.009	0.66	0.96
391.7 m	15	7.435	1.176	0.304	1.128	0.559	0.144	6.307	5.332	-0.14	0.92
Szalatnak-4											
380.0 m	40	6.846	1.270	0.201	1.029	0.241	0.038	5.816	4.889	0.01	0.98
averages of the mean values:											
Szalatnak-3	12**	6.597	0.727	0.210	1.092	0.254	0.073	5.505	4.762		
								0.890	0.445		
								0.257	0.129		
Szalatnak-3&-4											
	13**	6.616	0.700	0.194	1.087	0.244	0.068	5.529	4.771		
								0.856	0.428		
								0.238	0.119		

n = number of measurements

** = number of samples

$\Delta R = R_{max} - R_{min}$ (%) = bireflectance

$^{*}R_{random}$ (calculated) $= \frac{2 \times R_{max} + R_{min}}{2}$

$\bar{X}$ = mean value

S = standard deviation

$S_{\bar{X}}$ = standard eror of the mean value

r = correlation coefficient

Table XXII: K-Ar isotopic ages of potassic mica-(biotite > muscovite-) rich < 2 µm grain size fractions of metaclastic rocks from bores Szalatnak-3 and -4. Analysed by Kad. Balogh

sample	K, weight %	^{40}Ar(rad), ccSTP/g	^{40}Ar(rad), rel %	age, Ma*
Szalatnak-3.				
170.2 m	3.145	2.588×10^{-5}	65.0	200.3 ± 7.9
353.0 m	2.554	1.822×10^{-5}	56.3	174.9 ± 7.0
391.7 m	3.337	2.893×10^{-5}	73.5	210.5 ± 8.2
Szalatnak-4.				
380.0 m	3.357	2.554×10^{-5}	58.5	186.0 ± 7.4

* ages with standard deviations, calculated with atomic constants suggested by Steiger and Jäger (1977)

Table XXIII: List of the samples from the Bükkium used for isotope geochronological /fission track, K-Ar/ and metamorphic petrological investigations

number of sample	locality	rock type	stratigraphic age	fission track ages /Ma/ apatite	fission track ages /Ma/ zircon	K-Ar ages /Ma/ <2/um	K-Ar ages /Ma/ 0.6-2/um	K-Ar ages /Ma/ <0.6/u
Bükk Mts., Szarvaskő-Mónosbél Nappe								
90-B-1	Felsőtárkány, Stimecz őrház	sandstone/pelitic sandstone	Jurassic	50.2±17	205±22	129.2±5.0		
90-B-2	Felsőtárkány, Stimecz őrház	conglomerate	Jurassic	48.0±7.2	202±25			
90-B-3	Felsőtárkány, Varróház	sandstone/shale	Jurassic	67.2±7.8	173±19			
90-B-5	Felsőtárkány, Mellér völgy, Aranykút forrás /near to a diabase dyke/	sandstone	Jurassic					
90-B-6	Felsőtárkány, Bivaly orom /from the contact of diabase/sandstone/	standstone	Jurassic			151.8±5.8		
90-B-7	Felsőtárkány, Lökvölgy, Nádas bérc	standstone	Jurassic	65.8±10	{168±26 187±22			
90-B-8	Felsőtárkány, Gerzsény-ház	standstone with gravels and shale	Jurassic	60.9±6.7	229±28	137.4±5.2		
90-B-20	Roadcut between Szarvaskő and Mónosbél	sandstone olistolith in shale	Jurassic	38.1±4	{214±24 229±22			
B-146/a-b	see sample 90-B-20	shale/sandstone olistolith	Jurassic	56.5±5.3		154.0±5.9	152.0±5.9	126.5±
Sz-44	Szarvaskő, Tóbérc quarry	gabbro pegmatite	Jurassic	52.6±9.6				
Sz-43	Szarvaskő, Tóbérc quarry	gabbro	Jurassic	59.0± 13				
Sz-46	Szarvaskő, Tardos quarry	gabbro	Jurassic	48.9± 27				
Sz-47	Szarvaskő, Tardos quarry	gabbro	Jurassic	54.8±9.6				
Bükk Mts., Fennsik /Tarkő/ Parautochton								
Lökvölgy-II/Zs	Felsőtárkány, Lökvölgy, "Zsindelybánya"	slate	Jurassic			114.8±4.4	120.2±4.2	101.6±
Lökvölgy-II/D	Felsőtárkány, Lökvölgy-II basic profile	slate	Jurassic			119.3±4.6	113.4±4.3	85.5±
90 -B-4	Felsőtárkány, roadcut between Gyetva-völgy and Mellér-völgy	sandstone	Jurassic			126.5±4.9		
90-B-11	Lillafüred /Vesszős-völgy/	psammitic slate	Upper Triassic/?/	44.3±7.2	86±8 103±10	79.0±3.0		
B-600	Lillafüred, Vasútállomás	metaandesite tuff	Middle Triassic				81.7±3.3	
90-B-10	Lillafüred, Szinva forrás	metabasalt tuff	Upper Triassic	60.8±10				
Bagolyhegy-2	Bükkszentkereszt, Bagolyhegy	metarhyolite tuff	Upper Triassic				77.3±3.0	66.7±2.6
Bagolyhegy-3	Bükkszentkereszt, Bagolyhegy	metarhyolite tuff	Upper Triassic				78.1±3.0	45.0±1.8
90-B-14	Fennsik, Csikorgó	metasandstone	Lower Permian		{148±25 151±18			
Tr-II/8	Nagyvisnyó, Taró-völgy, II	slate	Middle Carboniferous			132.9±5.0	132.9±5.0	
90-B-15	Nagyvisnyó, Taró-völgy	metasandstone/slate	Middle Carboniferous	32.5±5.9	141±17			
Tr-II/b	Nagyvisnyó, Taró-völgy	metasandstone	Middle Carboniferous	50.0±8.4	146±20			
90-B-16	Nagyvisnyó, Taró-ág	metasandstone	Middle Carboniferous	56.6±7	121±13	111.4±4.3		
B-170	Nagyvisnyó, Bánvölgy, "Palabánya"	slate	Middle Carboniferous			121.7±4.6		
90-B-17	Szilvásvárad, Tófalu-völgy	conglomerate/slate	Middle Carboniferous	{43.5±7.8 39.6±12	184±12	146.5±5.5		
90-B-18	Szilvásvárad, Tófalu-völgy	conglomerate/metasandstone	Middle Carboniferous	32.7±6	145±17	142.3±5.4		
Uppony Mts.								
U-1945 m	Lázbérc storage lake, roadart	metagreywacke	Middle-Upper Carboniferous		113±14	113.9±4.4		
U-380 m	Lázbérc storage lake, roadart	cipollino-like metatuffitic limestone	Upper Devonian			96.9±3.8		
Dt-8. 31.0 m	bore Dédestapolcsány-8	slate	Silurian/?/			129.8±5.1	132.6±5.5	
Dt-8. 268.0 m	bore Dédestapolcsány-8	slate	Silurian/?/			133.0±5.0	132.8±5.0	
Dt-8. 276.8 m	bore Dédestapolcsány-8	metasandstone	Silurian/?/		98±12			
U-7012	Nekézseny, Csernely-völgy	metasandstone	Silurian/?/		115±14	117.8±4.6		
U-7006	Dédestapolcsány, Rágyincs-völgy	metasandstone	Silurian/?/			339.8±12.7/?/		307.0±12.0/?/
U-7010	Dédestapolcsány, Rágyincs-völgy	metasandstone	Upper Ordovician/?/		107±13		122.7±4.8	71.0±3.0
U-7002	Dédestapolcsány, Rágyincs-völgy	metasandstone	Upper Ordovician/?/		101±13		124.7±4.8	89.8±3.5
Szendrő Mts.								
Sz-22 33.8-35.1 m	bore Szendrő-22	phyllite	Lower-Middle Carboniferous				101.7±4.2	
G-1.352.3 m	bore Galvács-1	banded phyllite/ - metasandstone	Lower-Middle Carboniferous		115±16	105.6±4.1		
Rsz-5. 35.0-35.5 m	bore Rakacaszend-5	metasandstone	Lower-Middle Carboniferous		98±15	113.9±4.5		
M-3 9.0-14.1 m	bore Meszes-3	metasandstone	Lower-Middle Carboniferous		101±12	117.7±4.6		
A-1. 61.3 m	bore Abod-1	cipollino-like marble	Upper Devonian				97.7±3.8	
Aggtelek-Rudabánya Mts.								
Ha-3. 72.5 m	bore Hidvégardó-3	slate	Upper Triassic					129.4±5.0
Ha-3. 86.0 m	bore Hidvégardó-3	slate	Upper Triassic				115.0±4.4	

Table XXIV/a: Mineral composition and illite-muscovite parameters of whole rock samples from the Bükkium, used for isotope geochronological investigations

	quartz	plagioclase	K-feldspar	illite-muscovite	chlorite	vermiculite	smectite	calcite	dolomite	siderite	pyrite	hematite	chloritoid	rutil	clinopyroxene	amphibole	prehnite	pumpellyite	Illite-muscovite IC/002/,AD [Δ°2θ] 2°/min	Illite-muscovite IC/002/,AD [Δ°2θ] 1/2°/min	b_o [Å]
Bükk Mts.																					
90-B-1	+	o		x	x														0.401	-	8.979
90-B-2	+	x		o	o														-	-	-
90-B-3	+	o		o*	o						tr								-	-	-
90-B-5	+	o		o	o						tr								-	-	-
90-B-6	+	x		x*	x						tr								0.451	0.483	8.992
90-B-7	+	x		o*	o														-	-	-
90-B-8	+	x		x*	x									tr					0.377	0.352	8.984
90-B-20	+	x		o*	o			o			tr								-	-	-
B-146/a	+	o		x	x														0.456	0.357	8.983
Sz-44	o	x			o										x	x			-	-	-
Sz-43		x		o	o			o							x	x	o		-	-	-
Sz-46	o	x			o										x	o			-	-	-
Sz-47		x		o	o						tr				x	o	o		-	-	-
Lökvölgy-II/Zs	+	x		x	x														0.336	0.313	8.995
Lökvölgy-II/D	+	x		x	x									tr					0.270	0.250	8.991
90-B-4	+	o		x	x														0.370	0.296	8.990
90-B-11	+	x		x	x			o											0.202	0.184	9.030
B-600	x	x		o	o			o				o							0.216	0.279	8.994
90-B-10	o	x		o	x			o				tr			o	o		tr	-	-	-
Bagolyhegy-2	+	o	x	o	tr														0.211	0.177	8.987
Bagolyhegy-3	+	o	x	o	tr														0.234	0.174	9.002
90-B-14	x	x		x	x														-	-	-
Tr-II/8	+	x		x	x									tr					0.224	0.207	9.004
90-B-15	+	o		o	o			o											-	-	-
Tr-II/b	x	x		o	o			x			tr								-	-	-
90-B-16	+	x		x	x	o													0.248	0.211	9.003
B-170	+	x		x	x						tr			tr					0.246	0.199	9.006
90-B-17	+	x		x	x	o		o		o	tr								0.265	0.210	9.001
90-B-18	+	x		x	x			o		o	tr								0.275	0.232	9.003
Uppony Mts.																					
U-1945 m	x	o		o	o			x											-	-	-
U-380 m	x			x	o			+				o							0.240	-	-
Dt-8. 31.0 m	+	x		x	x									tr					0.258	0.202	8.991
Dt-8. 268.0 m	+	x		o	x						tr			tr					0.215	0.211	8.989
Dt-8. 276.8 m	+	x		x	x														-	-	-
U-7012	+	x		x	x														0.231	0.190	8.984
U-7006	+	x		x	x									tr					0.240	-	9.007
U-7010	+			x	o														-	-	-
U-7002	+			o									o	tr					-	-	-
Szendrő Mts.																					
Sz-22. 33.8-35.1m	+	x		x	x									tr					0.208	0.187	9.023
G-1. 352.3 m	+	x		x	x			o											0.219	0.162	-
Rsz-5. 35.0-35.5m	x	x		x	x			x			tr			tr					0.213	0.175	9.006
M-3. 9.0-14.1m	x	o		o	o			x			o								0.231	0.171	9.007
A-1. 61.3m	x			o	tr			+	o												
Aggtelek-Rudabánya Mts.																					
Ha-3. 72,5m	+			x	x			x			tr			tr					0.256	0.235	9.033
Ha-3. 86.0m	+	x		x	x		o	tr	tr		tr			tr					0.277	0.236	9.026

* including also detrital, partially altered biotite; + dominant /> 50%/; x abundant /10-50%/; o subordinate /1-10%/; tr traces /< 1%/

Table XXIV/b: Mineral composition and illite-muscovite parameters of $< 2/\mu m$ grain size fractions used for metamorphic zone and K-Ar isotope geochronological investigations. Additional data from $0.6\text{-}2/\mu m$ and $< 0.6/\mu m$ fractions

Bükk Mts.	quartz	plagioclase	K-feldspar	illite-muscovite	chlorite	kaolinite	vermiculite	smectite	mixed-layer clay miner.	$<2/\mu m$ grain size fraction: sedimented /highly oriented/ mounts IC/002/,AD 2°/min	$[\Delta^\circ 2\Theta]$ $1/2^\circ$/min	$<2/\mu m$ grain size fraction: unoriented powder mounts IC/002/,AD 2°/min	b_o [Å]	$0.6 - 2/\mu m$ unoriented powder mounts IC/002/,AD 2°/min	b_o [Å]	$< 0.6/\mu m$ unoriented powder mounts IC/002/,AD 2°/min	b_o [Å]
90-B-1	o			x	x					0.362	0.329	0.413	8.990	-	-	-	-
90-B-6	o			+	x					0.483	0.439	-	8.993	-	-	-	-
90-B-8	o			+	x					0.371	0.293	0.451	8.985	-	-	-	-
B-146/a	o			x	x					0.446	0.408	0.529	8.985	-	-	-	-
Lökvölgy-II/Zs	o	tr		x	x					0.281	0.224	0.300	8.991	-	-	-	-
Lökvölgy-II/D	o	o		x	x					0.288	0.230	0.344	8.999	-	-	-	-
90-B-4	o	tr		+	x					0.362	0.308	0.426	8.995	-	-	-	-
90-B-11	o			+	x					0.216	0.175	0.277	9.027	-	-	-	-
B-600	o	o		+	x					0.207	0.139	-	-	0.324	9.001	-	9.004
90-B-10																	
Bagolyhegy-2	o	o	o	+	tr					0.183	0.123	-	-	0.273	8.982	0.338	8.990
Bagolyhegy-3	o	o	tr	+	tr					0.174	0.123	-	-	0.256	8.997	0.301	8.996
Tr-II/b	o	tr		+	x					0.239	0.191	0.253	8.998	-	-	-	-
90-B-16	o	tr		+	x		x			0.214	0.186	0.288	9.016	-	-	-	-
B-170	o	tr		x	x					0.219	-	0.289	8.993	-	-	-	-
90-B-17	o			+	x		o			0.222	0.192	0.289	9.005	-	-	-	-
90-B-18	o			+	x					0.231	0.191	0.248	9.003	-	-	-	-
Uppony Mts.																	
U-1945 m	x	x		+	x					0.234	0.196	0.271	9.010	-	-	-	-
U-380 m	o			+	x					0.198	0.140	0.273	9.018	-	-	-	-
Dt-8. 31.0 m	o			+	x					0.177	0.187	0.285	8.991	-	-	-	-
Dt-8. 268.0 m	o			x	x					0.221	0.183	0.271	8.998	-	-	-	-
U-7012	o			+	x					0.181	0.154	0.283	9.012	-	-	-	-
U-7006	o			+	x					0.226	-	0.335	-	-	-	-	-
U-7010	o			+	o					0.211	0.168	-	-	0.249	9.014	0.442	9.006
U-7002	x			x						0.276	0.162	-	-	-	-	-	-
Szendrő Mts.																	
Sz-22. 33.8-35.1 m	tr	tr		+	x					0.200	0.145	-	-	0.268	9.020	-	-
G-1. 352.3 m	o			x	x					0.200	0.160	0.274	9.057	-	-	-	-
Rsz-5. 35.0-35.5 m	o			+	x					0.211	0.155	-	9.006	-	-	-	-
M-3. 9.0-14.1 m	o	tr		+	x					0.249	0.175	0.308	9.011	-	-	-	-
A-1. 61.3 m	tr			+	x				o	0.224	0.184	-	-	0.353	9.008	-	-
Aggtelek-Rudabánya Mts.																	
Ha-3. 72.5 m	o			+	x	tr				0.212	0.188	-	-	-	-	-	-
Ha-3. 86.0 m	o			+	x			o		0.251	0.199	0.279	9.029	-	-	-	-

\+ dominant ~ />50%/
x abundant ~ /10-50%/
o subordinate ~/1-10%/
tr traces ~ /<1%/

Table XXV: K-Ar isotope geochronological data of the Bükkium determined by Balogh Kad. et al. /1990, 1991/ on the fractions listed in Table XXIV/b

sample	grain size fraction	K, weight %	$^{40}Ar/rad/$, rel. %	$^{40}Ar/rad/$, 10^{-5} n cm^3/g	K-Ar age*, Ma
Bükk Mts.					
90-B-1	< 2 um	2.446	79.7	1.273	129.2 ± 5.0
90-B-6	< 2 um	2.822	84.0	1.736	151.8 ± 5.8
90-B-8	< 2 um	3.542	86.0	1.964	137.4 ± 5.2
B-146/a	< 2 um	3.707	85.5	2.315	154.0 ± 5.8
B-146/a	2-0.6 um	3.667	76.4	2.258	152.0 ± 5.9
B-146/a	< 0.6 um	4.304	86.9	2.191	126.5 ± 4.8
Lökvölgy-II/Zs	< 2 um	3.416	85.8	1.572	114.8 ± 4.4
Lökvölgy-II/Zs	2-0.6 um	3.258	82.4	1.573	120.2 ± 4.2
Lökvölgy-II/Zs	< 0.6 um	4.055	81.5	1.646	101.6 ± 3.9
Lökvölgy-II/D	< 2 um	3.454	77.4	1.654	119.3 ± 4.6
Lökvölgy-II/D	2-0.6 um	3.450	90.8	1.568	113.4 ± 4.3
Lökvölgy-II/D	< 0.6 um	4.782	76.3	1.627	85.5 ± 3.3
90-B-4	< 2 um	3.481	78.0	1.772	126.5 ± 4.9
90-B-11	< 2 um	5.101	79.0	1.560	79.0 ± 3.0
B-600	2-0.6 um	3.359	57.5	1.090	81.7 ± 3.3
Bagolyhegy-2	2-0.6 um	7.551	70.4	2.315	77.3 ± 3.0
Bagolyhegy-2	< 0.6 um	7.431	69.1	1.962	66.7 ± 2.6
Bagolyhegy-3	2-0.6 um	7.153	69.6	2.218	78.1 ± 3.0
Bagolyhegy-3	< 0.6 um	8.741	70.7	1.547	45.0 ± 1.8
Tr-II/8	< 2 um	4.161	86.6	2.230	132.9 ± 5.0
Tr-II/8	2-0.6 um	4.118	89.8	2.207	132.9 ± 5.0
90-B-16	< 2 um	3.758	82.5	1.678	111.4 ± 4.3
B-170	< 2 um	4.556	81.6	2.226	121.7 ± 4.6
90-B-17	< 2 um	4.252	91.0	2.521	146.5 ± 5.5
90-B-18	< 2 um	3.938	80.5	2.265	142.3 ± 5.4
Uppony Mts.					
U-1945 m	< 2 um	2.141	67.1	9.781	113.9 ± 4.4
U-380 m	< 2 um	3.655	72.7	1.413	96.9 ± 3.8
Dt-8. 31.0 m	< 2 um	3.968	64.6	2.074	129.8 ± 5.1
Dt-8. 31.0 m	2-0.6 um	3.903	70.2	2.086	132.6 ± 5.5
Dt-8. 268.0 m	< 2 um	4.165	97.0	2.248	133.0 ± 5.0
Dt-8. 268.0 m	2-0.6 um	4.119	91.3	2.205	132.8 ± 5.0
U-7012	< 2 um	4.140	76.3	1.957	117.8 ± 4.6
U-7006	< 2 um	4.810	90.6	6.939	337.8 ± 12.7
U-7006	< 0.6 um	4.890	66.9	6.393	307.0 ± 12.0
U-7010	2-0.6 um	5.401	74.0	2.663	122.7 ± 4.8
U-7010	< 0.6 um	5.317	49.9	1.496	71.0 ± 3.0
U-7002	2-0.6 um	3.281	82.2	1.646	124.7 ± 4.8
U-7002	< 0.6 um	3.480	74.0	1.244	89.8 ± 3.5
Szendrő Mts.					
Sz-22. 33.8-35.1 m	2-0.6 um	4.263	55.0	1.733	101.7 ± 4.2
G-1. 352.3 m	< 2 um	4.586	70.7	1.937	105.6 ± 4.1
Rsz-5. 35.0-35.5 m	< 2 um	4.284	68.3	1.957	113.9 ± 4.5
M-3. 9.0-14.1 m		3.495	73.8	1.652	117.7 ± 4.6
A-1. 61.3 m	2-0.6 um	3.858	68.7	1.505	97.7 ± 3.8
Aggtelek-Rudbánya Mts.					
Ha-3. 72.5 m	< 0.6 um	5.670	79.5	2.954	129.4 ± 5.0
Ha-3. 86.0 m	2-0.6 um	4.787	78.6	2.205	115.0 ± 4.4

* calculated with atomic constants suggested by Steiger and Jäger /1977/

Table XXVI: Apatite and zircon fission track ages of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium determined by I. Dunkl

	No. of data	Ns	Ps	Ni	Pi	$P\chi^2$/%/	Nd	Pd	fission track age ± 2s /Ma/	
Bükk Mts., apatite ages										
90-B-1	3/3	50	3.8	15	7.6	98	9969	3.99	50.2	±17
90-B-2	4/4	337	3.9	629	8.1	-	9969	3.99	48.0	±7.2
90-B-3	26/23	665	2.48	985	3.95	99	9969	3.99	67.2	±7.8
90-B-5	15/15	297	1.41	505	2.35	50	9969	3.99	57.9	±8.7
90-B-7	18/16	289	2.55	469	4.00	99	9969	3.99	65.8	±10
90-B-8	24/24	764	3.93	1321	7.06	99	9969	3.99	60.9	±6.7
90-B-20	9/9	135	2.36	320	5.89	-	9969	3.99	38.1	±4
90-B-146/b	17/17	1301	5.11	2332	9.20	99	9969	3.99	56.5	±5.3
Sz-44	35/34	201	0.30	392	0.55	15	9969	3.99	52.6	±9.6
Sz-43	28/27	147	0.29	258	0.51	35	9969	3.99	59.0	±13
Sz-46	8/8	20	0.14	41	0.32	35	9969	3.99	48.9	±27
Sz-47	43/43	224	0.21	403	0.38	-	9969	3.99	54.8	±9.6
90-B-11	26/26	255	1.27	570	2.86	70	9969	3.99	44.3	±7.2
90-B-10	17/17	261	1.06	406	1.96	99	9969	3.99	60.8	±10
90-B-13	32/32	237	0.88	560	2.10	60	9969	3.99	41.9	±7
90-B-15	9/9	181	2.19	566	6.62	96	9699	3.99	32.5	±5.9
Tr-II/b	11/9	311	2.82	428	3.53	99	4746	2.52	50.0	±8.4
90-B-16	19/19	568	3.25	1072	5.90	99	9969	3.99	56.6	±7
90-B-17	3/3	67	1.91	172	4.91	99	9969	3.99	39.6	±12
90-B-18	10/10	174	1.55	517	4.44	85	9969	3.99	32.7	±6
Bükk Mts., zircon ages										
90-B-1	23/23	5281	205	555	21.20	99.	2918	1.17	205	±22
90-B-2	17/17	3746	196	403	19.00	99	2918	1.17	202	±25
90-B-3	22/22	4444	155	552	18.80	96	2918	1.17	173	±19
90-B-5	17/17	3168	155	401	18.70	97	2918	1.17	173	±21
90-B-7/a	8/8	1696	190	218	24.50	99	2918	1.17	168	±26
90-B-7/b	21/21	3747	426	426	21.40	45	2918	1.17	187	±22
90-B-8	20/20	4161	192	404	17.90	98	2918	1.17	229	±28
90-B-20	19/19	4862	138	497	13.80	65	2918	1.17	214	±24
B-146/a	21/20	4671	148	302	9.23	60	1858	0.80	229	±32
90-B-11/a	24/24	3757	94.2	948	22.90	93	2918	1.17	86	±8
90-B-11/b	20/19	3997	145	822	30.70	99	2918	1.17	103	±10
90-B-14/a	8/8	1241	156	183	22.40	90	2918	1.17	148	±25
90-B-14/b	20/20	3319	194	465	27.50	80	2918	1.17	151	±18
90-B-16	21/21	3433	125	611	21.60	99	2918	1.17	121	±13
90-B-15	18/18	2721	87.9	411	13.40	80	2918	1.17	141	±17
Tr-II/b	21/19	3081	86	362	9.44	99	1858	0.89	146	±20
90-B-17	23/22	3831	134	457	14.70	99	2918	1.17	184	±12
90-B-18	18/18	3153	113	487	16.80	99	2918	1.17	145	±17
Uppony Mts., zircon ages										
U-1945 m	22/21	3023	74.3	435	10.46	99	1858	0.88	113	±14
Dt-8. 276.8 m	25/25	3304	66.9	532	10.86	70	1858	0.87	98	±12
U-7012	24/24	3174	59.7	433	8.20	90	1858	0.85	115	±14
U-7010	24/24	3119	56.1	479	8.535	80	1858	0.89	107	±13
U-7002	24/24	3118	70	490	10.90	10	1858	0.86	101	±13
Szendrő Mts., zircon ages										
G-1. 352.3 m	16/16	2360	82.1	307	10.44	99	1858	0.81	115	±16
Rsz-5. 35.0-35.5m	13/12	1773	92.4	269	14.30	25	1858	0.81	98	±15
M-3. 9.0-14.1m	28/28	3949	68.8	626	10.75	91	1858	0.87	101	±12

No of data: Number of investigated/considered crystals

Ns, Ni: Number of spontaneous and induced tracks

Ps, Pi: Density of spontaneous and induced tracks /10^5 track/cm^2/

P/χ^2/: Probability of obtaining χ^2-value for n-1 degrees of freedom /where n=number of considered crystals/

Nd, Pd: Number and density of induced tracks on NBS 962a standard glass /10^5 track/cm^2/

Zircon zeta using NBS 962 uranium glass = 372 /average of 10 determinations by Fish Canyon Tuff and Tardree Rhyolite age standards/

Apatite zeta using NBS 962 uranium glass = 483 /average of 9 determinations by Fish Canyon Tuff and Durango gem-apatite age standards/

Independent age used for Fish Canyon standard is 27.8 ± 0.7 Ma /Hurford and Hammerschmidt, 1985/

Tardree Rhyolite is 58.7 ± 1.1 Ma /Hurford and Green, 1983/

Durango Apatite is 31.4 ± 0.5 Ma /Green, 1985/

Table XXVII: Averages and statistical parameters of the isotope geochronological age and illite 'crystallinity' data of the main units of the Bükkium

tectonic unit	$\bar{X}$	S	S_x	n	min.	max.
Bükk Mts., Szarvaskő–Mónosbél Nappe /Jurassic/						
apatite fission track age /Ma/	55.0	8.1	2.3	12	38.1	67.2
zircon fission track age /Ma/	198.0	24.0	8.0	9	168.0	229.0
<2/um illite-muscovite K-Ar age /Ma/	143.1	/11.8/	/5.9/	4	129.2	154.0
<2/um illite-muscovite 'crystallinity' / $\Delta^{\circ}2\theta$/	0.416	/0.059/	/0.029/	4	0.362	0.483
Bükk Mts., Fennsik Parautochton /Paleozoic-Mesozoic/						
apatite fission track age /Ma/	44.7	9.7	3.2	-	32.5	60.8
zircon fission track age /Ma/	136.1	28.9	9.6	9	86.0	184.0
<2/um illite-muscovite K-Ar age /Ma/	121.6	19.9	6.6	9	79.0	146.5
<2/um illite-muscovite 'crystallinity' / $\Delta^{\circ}2\theta$/	0.236	0.052	0.015	12	0.172	0.362
Southern Bükk /Jurassic slate/						
<2/um illite-muscovite K-Ar age /Ma/	120.2	-	-	3	114.8	126.5
<2/um illite-muscovite 'crystallinity' / $\Delta^{\circ}2\theta$/	0.310	-	-	3	0.281	0.362
Eastern Bükk /Triassic/						
apatite fission track age /Ma/	49.0	-	-	3	41.9	60.8
zircon fission track age /Ma/	95.0	-	-	2	86.0	103.0
<2/um illite-muscovite K-Ar age /Ma/	79.0	/1.9/	/0.9/	4	77.3	81.7
<2/um illite-muscovite 'crystallinity' / $\Delta^{\circ}2\theta$/	0.195	/0.020/	/0.010/	4	0.174	0.216
Northern and Western Bükk /Carboniferous and Permian/						
apatite fission track age /Ma/	42.5	9.6	3.9	6	32.7	56.6
zircon fission track age /Ma/	148.0	19.0	7.0	7	121.0	184.0
<2/um illite-muscovite K-Ar age /Ma/	131.0	14.5	6.5	5	111.4	146.5
<2/um illite-muscovite 'crystallinity' / $\Delta^{\circ}2\theta$/	0.225	0.010	0.004	5	0.214	0.239
Uppony Mts. /Paleozoic/						
zircon fission track age /Ma/	107.0	7.0	3.0	5	98.0	115.0
<2/um illite-muscovite K-Ar age /Ma/	119.8	12.0	4.6	7	96.9	133.0
<2/um illite-muscovite 'crystallinity' / $\Delta^{\circ}2\theta$/	0.216	0.032	0.011	8	0.177	0.276
Szendrő Mts. /Paleozoic/						
zircon fission track age /Ma/	105.0	-	-	3	98.0	115.0
<2/um illite-muscovite K-Ar age /Ma/	108.6	8.1	3.3	6	97.7	117.7
<2/um illite-muscovite 'crystallinity' / $\Delta^{\circ}2\theta$/	0.217	0.021	0.009	5	0.200	0.249

$\bar{X}$ average
S standard deviation
S_x standard error of the average
n number of the data
min., max. minimal and maximal value

XXVIII. táblázat: Az Aggtelek-Rudabányai-hegységből és északi környezetéből származó kőzetminták és ezek <2 μm szemcseméretű frakciói illit-muszkovit paraméterei (Árkai szerint), a Conodonták színváltozási indexei (CAI), deformációja, átkristályosodása és a karbonátok szöveti jellemzői (Kovács szerint)

Tectonic unit	Whole rock, insoluble residue samples*						<2 μm ∅ fractions**				CAI	Deformation and recrystallization of conodonts	Carbonate texture
	IC(°2θ)		b_0(Å)	b_0(Å)P	d_{002}(Å)	$\frac{I_{004}}{I_{002}}$	IC(°2θ)		d_{002}(Å)	$\frac{I_{004}}{I_{002}}$			
	2°/min	1/2°/min	***	****			2°/min	1/2°/min					
I. Silicicum													
1. Szilice Nappe (sensu stricto)	0.369 (0.078 / 8)	0.278 (0.055 / 5)	9.006 (0.004 / 7)	—	9.977 (0.033 / 8)	0.50 (0.14 / 8)	0.366 (0.050 / 6)	0.283 (0.060 / 6)	9.968 (/ 4)	0.38 (0.08 / 5)	1–2	—	A
1.a Szőlősardó Unit	0.536 (0.114 / 8)	0.368 (/ 2)	9.016 (0.009 / 8)	—	9.967 (0.062 / 8)	0.47 (0.10 / 8)	0.544 (0.160 / 16)	0.488 (0.171 / 16)	9.989 (0.058 / 13)	0.32 (0.14 / 15)	3–5	—	A
1 + 1a (Szilice Nappe, sensu lato)	0.452 (0.128 / 16)	0.304 (0.067 / 7)	9.012 (0.012 / 15)	—	9.972 (0.048 / 16)	0.48 (0.12 / 16)	0.496 (0.160 / 22)	0.432 (0.174 / 22)	9.984 (0.054 / 17)	0.34 (0.13 / 20)			
2. Bódva Nappe, Triassic (sensu stricto)	0.455 (0.124 / 14)	0.351 (0.103 / 11)	9.017 (0.10 / 13)	—	9.973 (0.037 / 14)	0.54 (0.12 / 12)	0.448 (0.104 / 10)	0.399 (0.094 / 9)	9.992 (0.050 / 8)	0.31 (0.07 / 9)	2–5	—	A
2.a Dunnatető (Triassic-Jurassic)	0.321 (0.042 / 12)	0.255 (0.051 / 12)	9.007 (0.013 / 12)	8.998 (/ 2)	9.972 (0.024 / 12)	0.56 (0.11 / 12)	0.306 (0.058 / 12)	0.237 (0.073 / 11)	9.973 (0.031 / 6)	0.34 (0.094 / 11)	6–7	+	B–(C)
2.b Telekesvölgy (Jurassic)	0.390 (0.110 / 13)	0.326 (0.099 / 7)	9.019 (0.010 / 11)	—	9.960 (0.034 / 13)	0.46 (0.07 / 3)	0.366 (0.156 / 5)	0.317 (0.156 / 5)	9.972 (0.021 / 5)	0.26 (0.05 / 5)			
2.c Telekesoldal (Jurassic)	0.333 (0.112 / 7)	0.228 (0.129 / 7)	9.009 (0.007 / 7)	—	9.988 (0.028 / 7)	0.46 (0.08 / 7)	0.367 (0.089 / 8)	0.314 (0.115 / 5)	10.005 (0.012 / 7)	0.30 (0.04 / 9)	2–3[T]	—	A–(B)[T]
3. Komjáti Unit	0.358 (0.056 / 16)	0.283 (0.059 / 14)	9.004 (0.014 / 16)	9.010 (0.006 / 6)	9.970 (0.033 / 16)	0.42 (0.08 / 16)	0.362 (0.078 / 13)	0.308 (0.080 / 13)	9.974 (0.042 / 10)	0.31 (0.07 / 13)			
II. Meliaticum													
Type section: village Meliata (Czechoslovakia)	0.323 (0.048 / 9)	0.259 (/ 4)	9.011 (0.016 / 9)	9.008 (0.013 / 5)	9.969 (0.030 / 9)	0.44 (0.08 / 8)	0.342 (0.058 / 9)	0.296 (0.059 / 9)	9.973 (0.026 / 9)	0.25 (0.04 / 9)			
Rožňava-zone, village Medzev (Czechoslovakia)	0.261 (/ 4)	—	9.024 (/ 1)	9.024 (/ 1)	9.938 (/ 4)	0.42 (/ 4)	—	—	—	—			
III. Tornaicum	0.268 (0.043 / 19)	0.201 (0.044 / 19)	9.025 (0.009 / 18)	9.027 (0.011 / 8)	9.952 (0.025 / 18)	0.54 (0.09 / 18)	0.250 (0.042 / 11)	0.199 (0.048 / 10)	9.878 (/ 4)	0.33 (0.05 / 11)	5.5–7	+	B–C

* desoriented powder preparates
** sedimented thin layer, highly oriented preparates
*** average of all samples
**** average of metapelites and metaaleurites with adequate mineral composition for pressure estimation
[T] Triassic limestone olistholites

(average / standard deviation / number of measurements) (average / number of measurements)

XXIX. táblázat: Az Aggtelek-Rudabányai-hegység mezozóos kőzeteinek vitrinit reflexióképesség értékei (Horváth Z.A. mérései)

Tectonic unit / sample	n	$R_{random}(\%)$ $\overline{X}$ (S_x)	$R_{max}(\%)$ $\overline{X}$ (S_x)	$R_{min}(\%)$ $\overline{X}$ (S_x)	$\Delta R(\%)$
Silicicum					
1.a Szőlősardó Unit					
Szől-1. 75.6 m	10	3.245	3.852	2.295	1.557
		(0.177)	(0.357)	(0.533)	
Szől-1. 114.6 m	25	3.656	4.100	3.078	1.022
		(0.173)	(0.232)	(0.475)	
Szől-1. 440.3 m	17	4.298	4.769	3.805	0.965
		(0.165)	(0.291)	(0.320)	
Szől-1. 446.9–447.1 m	11	4.350	4.712	3.989	0.723
		(0.163)	(0.191)	(0.299)	
Szől-1. 440.3–450.8 m	31	4.299	4.712	3.891	0.821
		(0.182)	(0.282)	(0.318)	
2.c Bódva Nappe, Telekesoldal (Jurassic)					
Á-Rb-10.	13	4.533	4.795	4.136	0.659
		(0.432)	(0.314)	(0.538)	
Á-Rb-15.	30	4.630	4.782	4.249	0.553
		(0.144)	(0.199)	(0.186)	
3. Komjáti Unit					
Szög-3. 29.6 m	11	3.600	3.745	3.270	0.475
		(0.278)	(0.323)	(0.216)	
Tornaicum					
Ha-3. 72.5 m	3	4.807	4.830	4.283	0.547
		(0.509)	(0.316)	(0.435)	
Ha-3. 85.9–86.0 m	17	4.947	5.891	3.635	2.256
		(0.311)	(0.522)	(0.849)	

n = number of measurements
$\overline{X}$ = average
S_x = standard deviation
$\Delta R = R_{max}-R_{min}$ (bireflectance)

XXXa táblázat: Glaukofán kémiai összetétele és az elemi cella kation számai a Rozsnyói tektonikai zóna környezetéből (Medžev falu, Csehszlovákia) származó glaukofánpalában (Cs-III/14 sz. minta)
Elemző: Dobosi G.

	1	2	3	4	5
SiO_2	55.03	54.39	55.03	53.93	50.36
TiO_2	—	0.01	—	—	3.44
Al_2O_3	10.10	9.97	9.86	9.55	8.68
FeO*	19.13	18.13	18.49	19.49	17.95
MgO	5.49	5.75	5.68	5.88	5.30
CaO	0.29	0.29	0.44	0.58	3.94
Na_2O	7.23	7.26	7.28	7.43	6.39
K_2O	—	0.01	—	—	0.02
total (weight %)	97.27	95.81	96.78	96.86	96.08

number of cations per unit cell

	1 *	1 **	1 ***	2 *	2 **	2 ***	3 *	3 **	3 ***	4 *	4 **	4 ***	5 *	5 **	5 ***
Si	7.939	7.828	7.561	7.942	7.825	7.579	7.962	7.848	7.594	7.868	7.683	7.483	7.493	7.356	7.147
Al^{IV}	0.061	0.172	0.439	0.058	0.175	0.421	0.038	0.152	0.406	0.132	0.317	0.517	0.507	0.644	0.853
Al^{VI}	1.656	1.521	1.197	1.658	1.516	1.216	1.643	1.506	1.198	1.511	1.287	1.045	1.014	0.849	0.598
Fe^{3***}	—	0.646	2.196	—	0.684	2.110	—	0.629	2.131	—	1.081	2.259	—	0.848	2.128
Ti	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.386	0.379	0.368
Fe^{2+**}	2.309	1.631	—	2.214	1.497	—	2.237	1.576	—	2.379	1.242	—	2.234	1.345	—
Mg	1.180	1.163	1.124	1.251	1.233	1.194	1.226	1.208	1.169	1.279	1.249	1.216	1.175	1.153	1.120
Ca	0.045	0.044	0.043	0.046	0.045	0.044	0.069	0.067	0.066	0.090	0.088	0.086	0.628	0.616	0.599
Na	2.023	1.995	1.927	2.055	2.025	1.961	2.043	2.014	1.949	2.102	2.053	1.999	1.843	1.809	1.758
K	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.005	0.001	0.004
total	15.213	15.000	14.487	15.227	15.000	14.528	15.218	15.000	14.513	15.362	15.000	14.606	15.285	15.000	14.575
M_{1-3}	5.000	4.961	4.517	5.000	4.930	4.520	5.000	4.919	4.498	5.000	4.859	4.520	4.423	4.574	3.846
M_4	2.000	2.000	1.970	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
NaM_4	1.810	1.956	1.927	1.829	1.955	1.956	1.825	1.933	1.934	1.741	1.912	1.914	1.372	1.193	1.401
A	0.213	0.039	—	0.226	0.070	0.005	0.218	0.081	—	0.361	0.141	0.085	0.471	0.426	0.357

* total Fe calculated as FeO and Fe^{2+}, respectively
*** total Fe calculated as Fe^{3+} } on the basis of 23 oxygen
** calculated for 15 cations per unit cell

XXX/b. táblázat: A XXX/a. táblázat amfibol elemzéseinek átszámitása 23 /O/-t tartalmazó elemi cellára Rock /1987/, illetve Droop /1987/ módszerével

	1.		2.		3.		4.		5.	
	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b
Si	7,851	7,855	7,867	7,869	7,898	7,900	7,768	7,771	7,493	
Al^{IV}	0,149	0,145	0,133	0,131	0,102	0,100	0,232	0,229	0,507	
Al^{VI}	1,549	1,554	1,567	1,569	1,566	1,568	1,389	1,392	1,015	
Fe^{3+}	0,510	0,489	0,437	0,421	0,376	0,362	0,588	0,567	0,000	
Ti	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,385	
Fe^{2+}	1,772	1,793	1,756	1,772	1,844	1,857	1,760	1,782	2,234	
Mg	1,168	1,167	1,240	1,239	1,215	1,215	1,263	1,262	1,176	
Ca	0,044	0,044	0,045	0,044	0,068	0,067	0,090	0,089	0,628	
Na	2,000	2,000	2,036	2,036	2,026	2,026	2,075	2,075	1,843	
K	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	
Összesen:	15,04	15,05	15,08	15,08	15,09	15,10	15,16	15,17	15,28	
M_{1-3}	4,999	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	4,810	
M_4	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	
NaM_4	1,956	1,953	1,954	1,954	1,931	1,931	1,910	1,908	1,372	
A	0,044	0,047	0,084	0,083	0,095	0,095	0,165	0,167	0,475	
ásványnév az IMA /1978/ rendszer szerint	ferro-glaukofán		ferro-glaukofán		ferro-glaukofán		ferro-glaukofán		ferro-galukofán /Ti- és Ca-dús, Si- szegény/	

nem értékelhető

Jelölések: a - Rock /1987/, b - Droop /1987/ } Fe^{2+} - Fe^{3+} átszámitási eljárását követve

Table XXXI: List of rock samples from the basement of the Igal Unit selected for metamorphic petrological research

location /village/	bore	core	depth /m/	rock type	age
Ujfalu	U-I.	1.	3369.0-3372.0	dolomite /"crystalline"/	P
Ujfalu	U-I.	4.	3700.5-3702.5	metasandstone	P
Sávoly	Sáv-7.	5.	1467.0-1471.0	dolomitic clay-marl	T
Sávoly	Sáv-9.	3.	1406.5-1410.0	ankeritic limestone breccia	T
Sávoly	Sáv-9.	4.	1584.0-1587.0	intermediate-basic/?/ metavolcanite	T
Sávoly	Sáv-9.	5.	1650.0-1655.0	carbonatic, brecciated metavolcanite	T
Sávoly	Sáv-9.	6.	1765.5-1768.5	carbonatic metavolcanite	T
Nikla	Nik-1.	17.	1858.0-1862.0	banded pelitic limestone/marl	T
Buzsák	Bu-K-1.	4.	1065.0-1069.0	I: limestone, II: claystone /metatuffite?/	T
Buzsák	Bu-K-1.	5.	1125.0-1128.5	I: ankeritic limestone, II:brecciated limestone	T
Buzsák	Bu-K-1.	6.	1195.0-1199.0	a/ ankeritic marl intercalated with b/ sandy dolomite	T
Öreglak	Ög-1.	29.	2487.5-2489.5	Calcareous slate /pelitic/silty/	T
Öreglak	Ög-1.	30.	2528.0-2531.0	brecciated, carbonatic slate /pelitic/silty/	T
Semjénháza	Sem-2.	13.	3241.5-3247.0	a/ limestone; b/ dolomitic limestone /I/ and cipollino /II, III/	T
Semjénháza	Sem-2.	14.	3300.0-3302.5	slate /silty, with metasandstone lenses/	T
Semjénháza	Sem-2.	15.	3334.0-3336.0	slate /silty, carbonatic/	T
Semjénháza	Sem-2.	16.	3377.0-3381.5	dolomite /brecciated/	T
Semjénháza	Sem-2.	17.	3432.5-3435.0	brecciated slate /pelitic-silty: Ia and IIa, silty-psammitic: Ib and IIb/, metasandstone /III/	T
Semjénháza	Sem-3.	7.	3154.0-3156.5	metarhyolite-tuff	T
Semjénháza	Sem-3.	11.	3313.0-3314.5	carbonatic metasandstone /schistose/	T
Semjénháza	Sem-3.	14.	3545.5-3548.0	magnesitic anhydrite rock with slate fragments	T
Semjénháza	Sem-3.	18.	3767.0-3775.0	brecciated dolomite with anhydritic fissure filling	
Murakeresztúr	Mu-1.	4.	3304.0-3308.0	limestone, partly brecciated	T
Murakeresztúr	Mu-1.	5.	3345.0-3350.0	shale/a/ and metarhyolite tuffite contacts/b and c/	T
Bajcsa	Bajcsa-M-1.	2.	3076.0-3078.0	banded chert/slate	T
Liszó	Liszó-1.	18.	2363.5-2365.0	shale /marly/	T
Liszó	Liszó-1.	19.	2415.5-2416.5	shale /with carbonate + quartz bands, lenses/	T
Liszó	Liszó-1.	20.	2467.0-2468.0	laminated dolomite	T
Pátró	Pátró-1.	10.	1692.0-1692.6	banded, carbonatic, psammitic siltstone	T
Pátró	Pátró-1.	12.	1851.0-1854.0	banded slate /silty/pelitic/	T
Pátró	Pátró-1.	14.	1964.0-1969.5	limestone /"crystalline"/	T
Iharosberény	Ib-1.		1838.0	slate /siliceous/	T
Iharosberény	Ib-1.		1839.0	slate /siliceous/	T
Iharosberény	Ib-1.		1842.4	slate /siliceous/	T
Iharosberény	Ib-1.		1848.0	slate /siliceous/	T
Iharosberény	Ib-1.		1849.4	slate /siliceous/	T
Iharosberény	Ib-1.		1944.7	slate /siliceous/	T
Iharosberény	Ib-2.	20.	2248.0-2249.0	slate /siliceous, carbonatic/	T
Inke	Inke-I.	10.	4551.0-4553.0	intermediate metavolcanite /tuff?/	T
Inke		11.	4657.0-4659.0	metarhyolite tuff	T
Inke		12.	4790.0-4791.0	serpentinite	T
Inke		13.	4870.0-4871.0	limestone /"crystalline"/	T
Inke		14.	4880.5-4881.5	carbonatic metatuffite /rhyolitic?/	T
Inke		15.	4946.0-4947.0	slate	T
Inke		16.	4999.0-5000.0	carbonatic slate /pelitic, siliceous/	T
Inke	Inke-9.	12.	1715.5-1721.5	spilite /metabasalt/	T
Inke	Inke-9.	13.	1727.0-1729.0	spilite /metabasalt/	T
Pat	Pat-1.	20.	2002.5-2005.5	a/ silty sandstone /M/; b/ brecciated dolomite marble	/T/
Pat	Pat-1.	21.	2005.5-2007.5	brecciated dolomite marble	T
Pat	Pat-1.	22.	2094.0-2097.0	brecciated dolomite	T
Pat	Pat-1.	23.	2107.0-2109.0	brecciated dolomite and dolomite marble	T
Pat	Pat-2.	8.	2056.5-2058.0	brecciated calcite-dolomite marble	T
Pat	Pat-2.	10.	2108.0-2110.5	brecciated calcite-dolomite marble	T
Pat	Pat-2.	16.	2262.5-2264.5	dolomitic limestone /"crystalline"/	T
Pat	Pat-2.	17.	2300.0-2301.0	dolomitic limestone /"crystalline"/	T
Pat	Pat-2.	18.	2333.0-2334.0	dolomite /"crystalline", partly brecciated/	T

P - Permian, T - Triassic,

Table XXXII: Mineral composition of basement rocks, Igal Unit /XRD data/

Sample	quartz	plagioclase /albite/	kalifeldspar	illite-muscovite	pyrophyllite	chlorite	vermikulite	kaolinite	illite/smectite mixed-layer	smectite	calcite	dolomite	ankerite	siderite	magnesite	pyrite	hematite	goethite	rutil	gypsum	anhydrite	baryte	chrysotile
U-I.1.	o			o							o	+				o							
U-I.4.	x	x		x		x						tr				tr							
Sáv-7.5/a	x	o						o	x		x	x				o			tr				
Sáv-7.5/I	x			x				o			o	x				o			tr				
Sáv-9.3.	o	tr		tr				tr			+		x			tr							
Sáv-9.4.	x	x	x	x		tr		o			x												
Sáv-9.5.	x			tr				x					x			x						o	
Sáv-9.6.	x	x		x		x		tr			o						o							
Nik-1.17/a	x	tr		x		o		o	o		x	tr				tr							
Nik-1.17/b	o	o		o		o		o			+					tr			tr				
Bu-K-1.4/I.	tr	tr	tr	tr		tr		tr			+					tr		tr					
Bu-K-1.4/II.	x		x	x				x	o		o												
Bu-K-1.5/I.	o			tr				tr			+		o			tr							
Bu-K-1.5/II.	tr					tr		tr	tr		+					tr							
Bu-K-1.6/a	x			o				o			o		+			tr							
Ög-1.29.	x	x		x		x					x					tr			tr				
Ög-1.30.	x			x		x		o			x	o		o		tr			tr				
Sem-2.13/a	o			o				o			+	tr				tr		tr				tr	
Sem-2.13/bI.	o			o							x	x				o							
Sem-2.13/bII.	o			o							x		x			tr			tr				
Sem-2.13/bIII.	o			x				tr			+		x			tr	tr		tr				
Sem-2.14.	x	o		x				o			o		x			o							
Sem-2.15.	x	x		x				tr			x		o			tr							
Sem-2.16.	o			o							o	+				o							
Sem-2.17/Ia.	x			x							tr		x			o			tr				
Sem-2.17/Ib.	+			x									o			o			tr				
Sem-2.17/IIa	x			x												o	o		o	tr		tr	
Sem-2.17/IIb	x			x								x				o	o	tr				o	
Sem-2.17/III	x			x							x	o				o							
Sem-3.7.	+			x												tr							
Sem-3.11.	x			x							o	x				tr				o			
Sem-3.14.	o			o		tr									o						+		
Sem-3.18.												+									x		
Mu-1.4.	tr			tr			tr				+	o				tr							
Mu-1.5/b-c	x	x		tr	o			o			o					tr							
Bajcsa-M-1.2.	x			x	tr			o					x			tr			tr				
Liszó-1.18.	x		tr	x				o			x	tr				tr							
Liszó-1.19.	+		tr	o				o			x	o											
Liszó-1.20.	tr			tr				tr			tr	+				tr							
Pátró-1.10.	x	x		o		x					o		x			tr							
Pátró-1.12.	x	x		x		x		o			o			o		tr			tr				
Pátró-1.14.	tr	tr		tr		tr		tr			+	tr				tr							
Ib-1./all/	+			x		/tr/		x			o			o		o			tr			/tr/	
Ib-2.20.	+			x		x		x				o		o					tr				
Inke-I.10.	x	x		x							/tr/	x		x			o						
Inke-I.11.	x	o		x		o						tr		o			tr						
Inke-I.12.						x																	+
Inke-I.13.	tr		tr	tr		tr		tr			+			tr		tr							
Inke-I.14.	x	tr	x	x							o	x		tr		o							
Inke-I.15.	x	o	tr	x		x										o							
Inke-I.16.	x		tr	x								x				o							
Inke-9.12-13.	o	+				x	o				x					tr							
Pat-1.20/a	x	x		x		o		o	x		tr								tr				
Pat-1.20/b	tr	tr		tr				tr			tr	+				tr							
Pat-1.21-23.	o			tr							o	+				tr							
Pat-2.8.	o							o			x	+				tr							
Pat-2.10.	tr			tr				tr			x	+											
Pat-2.16-17.	o			tr							+	x				tr							
Pat-2.18.	o			o				tr			o	+				tr							

Legend: + dominant />50%/
x abundant /10-50%/
o subordinate /1-10%/
tr traces /<1%/

Table XXXIII: "Crystallinity" and b_o data of illite-muscovite

sample or sample group	whole rock and acid insoluble residue samples									< 2 µm fraction samples					
	IC/Δ°2θ/									IC/Δ°2θ/					
	2°/min			1/2°/min			b_o/Å/			2°/min			1/2°/min		
	$\bar{x}$	s	n	$\bar{x}$	s	n	$\bar{x}$	s	n	$\bar{x}$	s	n	$\bar{x}$	s	n
U-I.4.	0.255	-	1	0.186	-	1	8.992	-	1	-	-	-	-	-	-
Sáv-7.5/a	0.536	-	2	0.449	-	2	8.993	-	2	0.535	-	1	0.507	-	1
Sáv-7.5/I	0.403	-	2	0.351	-	2	9.006	-	2	0.471	-	2	0.419	-	2
Sáv-9.3.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.936	-	1	-	-	-
Sáv-9.4,6.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.329	-	2	0.837	-	1
Nik-1.17/a-b	0.504	-	2	0.495	-	2	9.013	-	1	0.906	-	2	0.807	-	1
Bu-K-1.4/I.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.161	-	1	-	-	-
Bu-K-1.4/II.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.507	-	2	-	-	-
Bu-K-1.5/I.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.318	-	2	-	-	-
Bu-K-1.5/II.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.286	-	2	1.231	-	1
Bu-K-1.6.	0.468	-	1	-	-	-	8.990	-	1	0.680	-	1	0.548	-	1
Ög-1.29-30.	0.286	0.048	6	0.241	0.027	4	[8.996]	-	3	0.327	-	2	0.280	-	1
Sem-2 and -3															
carbonatic rocks incl. cipollino /Sem-2.13,16/:	0.241	0.031	5	0.177	0.053	5	9.010	0.010	5	0.242	-	3	0.191	-	3
slates /Sem-2.14,15/:	0.256	0.024	4	0.177	0.025	4	[9.024]	0.008	4	-	-	-	-	-	-
brecciated slate, metasandstone /Sem-2.17., Sem-3.11./:	0.355	0.037	6	0.292	0.054	6	9.017	0.007	6	0.362	0.042	6	0.303	0.049	6
metariolite-tuff /Sem-3.7./:	0.442	-	1	0.312	-	1	-	-	-	0.671	-	1	0.663	-	1
Mu-1.4/a-b	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.040	-	2	-	-	-
Mu-1.5/b /metarhyolite tuffite/:	0.614	-	2	-	-	-	9.006	-	1	1.268	-	1	-	-	-
Mu-1.5/c /shale/:	0.666	-	-	-	-	-	8.995	-	1	0.652	-	1	0.555	-	1
Bajcsa-M-1.2.	0.345	-	1	0.258	-	1	-	-	-	0.290	-	1	0.205	-	1
Liszó-1.18.	0.374	-	3	0.319	-	3	9.028	-	2	0.383	-	2	0.339	-	2
Liszó-1.20.	0.527	-	1	0.412	-	1	9.008	-	1	0.342	-	1	-	-	-
Pátró-1.10.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.329	-	1	0.286	-	1
Pátró-1.12.	0.460	-	1	0.413	-	1	9.005	-	1	0.601	-	1	0.551	-	1
Pátró-1.14.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.271	-	1	0.172	-	1
Ib-1. 1839.0-1944.7 m	0.360	0.036	6	0.322	0.024	6	9.000	0.004	6	0.371	0.048	6	0.308	0.052	6
Inke-I.10.	0.297	0.054	4	0.210	-	2	9.025	0.010	4	0.391	-	3	0.263	-	1
Inke-I.11.	0.262	0.029	7	0.186	0.010	5	9.028	0.005	7	0.287	0.087	5	0.242	0.087	6
Inke-I.14.	0.357	-	2	0.312	-	2	9.017	-	2	0.358	-	2	0.325	-	2
Inke-I.15.	0.238	-	1	0.178	-	1	[8.994]	-	1	0.266	-	1	0.231	-	1
Inke-I.16.	0.227	-	3	0.194	-	3	9.025	-	3	0.272	-	3	0.196	-	3
Pat-1 and -2															
silty sandstone /Pat-1.20/a/	0.303	-	1	-	-	-	9.008	-	1	0.380	-	1	0.282	-	1
brecciated dol.marble and dolomite /Pat-1.21,22,23;Pat-2.8,10./:	0.365	-	3	0.308	-	3	9.008	-	3	0.583	-	4	0.543	-	4
dolomitic limestone /Pat-2.16,17/:	0.280	-	2	0.261	-	2	9.012	-	2	0.217	-	2	0.167	-	1
dolomite /Pat-2.18/:	0.353	-	1	-	-	-	9.020	-	1	0.234	-	1	0.147	-	1

$\bar{x}$ - average; s - standard deviation; n - number of samples; [ ] - b_o value, applied for pressure estimation

Table XXXIV: Coal petrographic characterization and vitrinite reflectance values /measured by Cs.Lantai/

sample	coalified particles	n	R_{random}	R_{max}	R_{min}	ΔR/bireflectance/
U-I.4.	autochtonous anthracite	50	3.05 /0.25/	3.43 /0.26/	2.47 /0.40/	0.96 /0.46/
Nik-1.17.	bituminous coal + allochtonous graphite flakes	3	1.74	1.82	1.53	0.29
Sem-2.17/Ia,b	graphite		not measurable			
Mu-1.5/b	metaanthracite	30	4.05 /0.48/	5.45 /0.59/	2.68 /0.67/	2.77 /1.01/
Mu-1.5/c	metaanthracite	35	4.61 /0.62/	5.66 /0.83/	3.46 /0.56/	2.20 /0.87/
Pátró-1.12.	autochtonous anthracite	20	3.06 /0.68/	3:50 /0.66/	2.22 /0.47/	1.28 /0.68/
Ib-2.20.	fine-grained anthracite			not measurable		
Inke-I.16.	fine-grained anthracite			not measurable		

n = number of measurements

average
/standard deviation/

Table XXXV: Average chemical composition of coexisting calcite and dolomite in carbonatic metamorphic rocks /EDX electron microprobe analyses made by I.Fórizs/

sample	Sem-2.13/b/II				Pat-2.10.			
number of measurement	7		6		5		5	
mineral	calcite		dolomite		calcite		dolomite	
	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s
	weight %							
$MgCO_3$	1.47	0.64	41.82	1.84	1.55	0.26	45.12	0.47
$CaCO_3$	96.46	1.35	54.82	1.01	97.99	1.56	55.76	1.03
$MnCO_3$	0.04	0.04	0.02	0.04	0.11	0.16	0.12	0.09
$FeCO_3$	0.36	0.21	3.18	0.20	0.28	0.41	0.17	0.22
total	98.33		99.50		99.93		101.17	
	mole %							
$MgCO_3$	1.77	0.77	46.44	1.44	1.83	0.32	48.88	0.28
$CaCO_3$	97.87	0.93	50.98	1.47	97.83	0.48	50.89	0.43
$MnCO_3$	0.04	0.04	0.02	0.04	0.10	0.14	0.10	0.07
$FeCO_3$	0.32	0.19	2.57	0.16	0.24	0.35	0.13	0.17

$\bar{X}$ - average

S - standard deviation

Table XXXVI: Metamorphic temperatures of carbonatic rocks in ^{o}C calculated by carbonate geothermometric methods

Sample	T_1	T_2	T_3	T_4	T_5	T_6
Sem-2.13/B/II	365	375	347	345	365	375
Pat-2.10.	364	-	345	/350/	371	377

T_1 and T_2 : calculated by equations /3/ and /4/ of Bickle and Powell /1977/

T_3 and T_4 : calculated by equations /1/ and /2/ of Powell et al. /1984/

T_5 and T_6 : calculated by equations /23/ and /31/ of Anovitz and Essene /1987/

XXXVII. táblázat: A Barcs-Ny-i terület (Dráva-medence) kishőmérsékletű metamorf kőzeteinek félvantitatív ásványos összetétele (röntgendiffraktométeres adatok súly-%-ban)

	number of samples	quartz	plagioclase (albite)	potash feldspar	illite-muscovite	chlorite	kaolinite	smectite	calcite	dolomite (ankerite)	siderite	pyrite	hematite	goethite	anhydrite	baryte	rutile
Barcs-West area																	
dolomite marble (partly brecciated)	4	3 1-9	3 0-11		5 2-11				1 0-3	86 73-93		tr 0-2					tr 0-tr
cipollino-like dolomite marble with phyllite bands	7	12 4-19	3 0-11	tr 0-3	15 5-21	5 0-10		tr 0-1	tr 0-tr	64 48-82		tr 0-2					tr 0-2
albite-rich (metasomatic?) dolomite marble	1	2	31		1					66		tr					
cipollino-like dolomite marble with anhydrite	3	9 9-13	3 0-7		9 4-17	tr 0-1				51 34-75		tr tr-1			27 11-46		tr tr-1
dolomite marble with metarhyolite tuff	1	7	12		10					70		1					
carbonate phyllite (banded, cipollino-like)	4	23 13-39	3 0-12		35 26-44	8 0-19			4 0-15	25 4-44		1 tr-3		tr 0-tr	tr 0-tr	tr 0-tr	tr 0-1
phyllite	1	30			59				3			6					2
phyllite with psammitic bands	3	48 42-52			47 36-57		tr 0-tr			3 0-5	1 0-4		tr 0-1				tr 0-tr
metasandstone with phyllitic bands	2	55 51-59			32 31-33					9 3-14		tr 0-1			3 0-7		tr 0-tr
metasandstone	4	77 50-91		1 0-3	14 7-35				3 0-11	4 1-12		tr 0-1	1 0-1				tr 0-1
metarhyolite (quartz porphyroid)	4	61 50-86	10 1-14	9 0-19	18 10-33		tr 0-tr		2 0-6	tr 0-2	tr 0-1		tr 0-tr				
metarhyolite tuff	1	42	16	18	20					3			1				
intermediate metavolcanite	3	15 10-18	7 4-11	10 6-16	41 28-55		tr 0-tr			21 14-29	1 0-4		4 3-5				1 1-1

average
minimal-maximal values; tr - traces

XXXVIII. táblázat: Dolomit-ankerit kémiai összetétele és az elemi cella kation tartalma. Barcs-Ny-2.8 magminta: metaaleurit sávos fillit. Elektronmikroszondás elemzés eredményei. Elemző: Nagy G.

	Fe-poor parts			Fe-rich parts	
	a)	b)	c)	a)	b)
Al_2O_3	0.02	0.04	0.05	0.04	0.06
FeO*	7.51	7.25	7.07	8.70	8.96
MgO	16.13	16.52	16.62	15.48	15.24
MnO	0.31	0.37	0.20	0.48	0.56
CaO	27.48	27.43	27.53	27.52	27.11
Total:	51.45	51.61	51.47	52.22	51.93
	numbers of cations on the basis of 6 (O)				
Al	0.001	0.002	0.002	0.002	0.003
Fe^{2+}	0.209	0.200	0.196	0.241	0.250
Mg	0.799	0.812	0.819	0.764	0.758
Mn	0.009	0.010	0.020	0.013	0.016
Ca	0.978	0.970	0.975	0.976	0.969
Total:	1.996	1.994	2.012	1.996	1.996

*Total Fe calculated as FeO and Fe^{2+}, respectively

XXXIX. táblázat: Az illit-muszkovit (fengit) metamorf zóna- és nyomásjelző paraméterei (röntgendiffraktométeres adatok a Barcs-Ny-i terület kishőmérsékletű metamorfitjairól)

Rock type	whole rock, and insoluble residue samples* IC (°2 θ)		b_o (Å)	<2 μm Ø fractions** IC (°2 θ)	
	2°/min	1/2°/min		2°/min	1/2°/min
dolomite marble (partly brecciated)	0.354 (4)	0.213 (3)	9.015 (3)	0.599 (2)	0.560 (2)
cipollino-like dolomite marble with phyllite bands	0.289 (0.111 12)	0.180 (0.097 10)	9.019 (0.012 11)	0.418 (0.118 6)	0.348 (0.134 6)
cipollino-like dolomite marble with anhydrite	0.309 (2)	0.237 (2)	9.024 (2)	0.317 (1)	0.207 (1)
dolomite marble with metarhyolite tuff	0.368 (1)	0.323 (1)	9.008 (1)	0.501 (1)	0.392 (1)
carbonate phyllite (banded, cipollino-like)	0.257 (0.030 8)	0.190 (0.050 8)	9.030 (0.011 8)	0.341 (4)	0.286 (4)
phyllite	0.259 (1)	0.196 (1)	9.031 (1)	0.257 (1)	-
psammitic phyllite and phyllitic metasandstone (banded)	0.255 (0.027 8)	0.172 (0.023 8)	9.038 (0.007 8)	0.298 (4)	0.238 (4)
metasandstone	0.203 (4)	0.098 (4)	9.021 (0.017 5)	0.285 (4)	0.186 (4)
metarhyolite and tuff	0.247 (0.030 5)	0.200 (3)	9.017 (4)	0.319 (0.033 5)	0.286 (0.045 5)
intermediate metavolcanite	0.242 (4)	0.177 (4)	9.046 (4)	0.330 (3)	0.280 (3)

*unoriented powder preparations

**sedimentated, thin layer, highly oriented preparations

average / (standard deviation number of measurements)

average / (number of measurements)

XL. táblázat: A világos K-csillám kémiai összetétele súly-%-ban és az elemi cella kation számai (Barcs-Ny-2.8 magminta: metaaleurit sávos fillit). Elemző: Nagy G.

	1	2	3	4	5	12	average	standard deviation
SiO_2	48.44	48.48	48.64	48.65	48.19	48.08	48.41	0.23
TiO_2	0.56	0.54	0.72	0.60	0.76	0.63	0.64	0.09
Al_2O_3	25.98	26.52	25.72	27.02	25.85	25.65	26.12	0.54
*FeO	5.06	5.40	5.39	5.18	5.66	5.26	5.33	0.21
MnO	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.04	0.02	0.01
MgO	2.51	2.58	2.70	2.35	2.56	2.56	2.54	0.11
CaO	-	0.02	0.01	0.01	0.01	0.19	0.04	0.05
Na_2O	0.07	0.08	0.08	0.06	0.06	0.06	0.07	0.01
K_2O	11.06	11.09	11.14	11.08	11.07	11.17	11.10	0.04
total:	93.70	94.71	94.42	94.97	94.19	93.58	94.26	0.55
			numbers of cations on the basis of 22 (O)					
Si^{IV}	6.712	6.658	6.706	6.650	6.672	6.694	6.682	0.026
Al^{VI}	1.288	1.342	1.297	1.350	1.328	1.306	1.318	0.026
Al	2.955	2.950	2.885	3.002	2.889	2.903	2.931	0.046
Ti	0.058	0.056	0.075	0.062	0.079	0.066	0.066	0.009
*Fe^{2+}	0.586	0.620	0.622	0.592	0.656	0.612	0.615	0.025
Mn	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.004	0.002	0.001
Mg	0.518	0.528	0.554	0.479	0.528	0.530	0.523	0.025
Ca	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.020	0.005	0.008
Na	0.020	0.020	0.021	0.022	0.015	0.017	0.019	0.003
K	1.955	1.943	1.959	1.932	1.955	1.984	1.955	0.017
total:	14.095	14.121	14.119	14.092	14.126	14.136	14.115	0.018

*total Fe calculated as FeO and Fe^{2+}, respectively

XLI. táblázat: A metamorf aljzat kőzeteinek és <2 µm szemcseméretű, világos K-csillámban gazdag frakcióinak K-Ar és Rb-Sr izotópgeokronológiai adatai Balogh Kad. et al. (1990) szerint

Sample	Depth, m	Rock type	Fraction	K, weight %	$^{40}Ar/rad/$, ccSTP/g	$^{40}Ar/rad/$, rel %	Age, Ma*	Fraction	$^{87}Sr/^{86}Sr$	^{86}Sr, ppm	^{87}Rb, ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr/at$	Model age $^{1.42}_{0.708}$ T, Ma
Barcs-Ny-3.12.(1/5-1/7)	4198 - 4200	plagioclase-bearing (biotite)-muscovite schist						whole rock	0.7333±0.0034	8.92	41.43	4.59±0.05	387±52
Barcs-Ny-3.12.(1/5-1/7)	4198 - 4200	(with partial albitization of plagioclase and perfect chloritization of biotite)						<2 µm: sericite	0.7236±0.0029	12.25	59.89	4.95±0.05	222±41
Barcs-Ny-3.12.(1/5-1/7)	4198 - 4200		muscovite+chlorite	4.466	5.173×10^{-5}	91	276±11						
Barcs-Ny-3.12.(1/5-1/7)	4198 - 4200		plagioclase (partly albitized)	1.085	9.2703×10^{-6}	88	207.6±8						
Barcs-Ny-2.11.(1)	4099 - 4100	metarhyolite						whole rock	0.7294±0.0040	9.30	97.65	10.38±0.10	145±27
Barcs-Ny-2.11.(1)	4099 - 4100	metarhyolite	muscovite (sericite)	5.580	8.989×10^{-5}	87	41.0±1.6						
Barcs-Ny-2.11.(1)	4099 - 4100	metarhyolite	albitized kalifeldspar	1.569	5.2109×10^{-6}	85	83.5±3.2						
Barcs-Ny-2.11.(1)	4099 - 4100	metarhyolite	<2 µm: sericite	6.395	7.1945×10^{-6}	56	28.8±1.2	<2 µm: sericite	0.7596±0.0004	4.3	119.80		122±15
Barcs-Ny-3.11.(1/3)	3989 - 3990	metarhyolite						whole rock	0.7383±0.0030	7.27	82.70	11.25±0.10	189±23
Barcs-Ny-3.11.(1/3)	3989 - 3990	metarhyolite	<2 µm: sericite	7.535	5.187×10^{-6}	70	17.64±0.7						
Barcs-Ny-3.11.(1/11)	3989 - 3990	metarhyolite	whole rock	6.080	6.242×10^{-6}	81	26.3±1.0	whole rock	0.7828±0.0040	3.32	91.28	27.19±0.30	193±11
Barcs-Ny-6.2.(1)	3925 - 3933.5	metarhyolite	<2 µm: sericite	6.993	5.106×10^{-6}	49	18.7±0.8						
Barcs-Ny-3.10.(3/7)	3912 - 3919	intermediate metavolcanite						whole rock	0.7201±0.0035	7.23	64.63	8.83±0.09	96±28
Barcs-Ny-3.10.(4/15)	3912 - 3919	intermediate metavolcanite	<2 µm: sericite	7.558	8.676×10^{-6}	67	29.3±1.1	<2 µm: sericite	0.7182±0.0030	6.04	59.27	9.70±0.10	74±22
Barcs-Ny-3-10.(4/15)	3912 - 3919	intermediate metavolcanite	<2 µm: sericite	6.739	6.9734×10^{-6}	59	26.4±1.1	<2 µm: sericite	0.7193±0.0035	9.24	79.55	8.51±0.09	93±27
Barcs-Ny-3.10.(1/5)	3912 - 3919	dolomitic metasandstone						<2 µm: sericite	0.7234±0.0034	19.24	105.15	5.40±0.05	200±44
Barcs-Ny-2.6.(3)	3898 - 3905	phyllite (psammitic)						<2 µm: sericite	0.7155±0.0040	18.17	72.72	3.97±0.04	132±70
Barcs-Ny-2.6.(5)	3898 - 3905	phyllite (psammitic)	<2 µm: sericite	6.960	7.1716×10^{-6}	54	26.3±1.1						
Barcs-Ny-2.6.(8)	3898 - 3905	phyllite (psammitic)						<2 µm: sericite	0.7163±0.0030	5.98	74.86	12.37±0.10	47±17
Barcs-Ny-2.8.(4)	3961 - 3969	phyllite	<2 µm: sericite	7.225	8.4710×10^{-6}	55	29.9±1.2						
Barcs-Ny-1.10	3788.5 - 3797	phyllite (carbonatic)	<2 µm: sericite	7.532	1.0313×10^{-5}	65	34.9±1.4						
Barcs-Ny-3.9.(17/7)	3852 - 3869	cipollino						<2 µm: sericite	0.7168±0.0040	4.48	77.55	17.09±0.20	36±16

*ages with standard deviations. Calculated with atomic constants suggested by Steiger and Jäger (1977)

XLII. táblázat: A Balaton-lineamens északi környezetéből vizsgált mélyfúrási magminták jegyzéke, kőzettípusai, az illit-muszkovit és a diszperz, szénült szervesanyag jellemzői (a vitrinit reflexióképesség méréseket Horváth Z.A. végezte)

Sample	Rock type	Illite — white mica group: whole rock samples IC (°2θ) 2°/min	whole rock samples IC (°2θ) 1/2°/min	b_o (Å)	<2 μm Ø fractions IC (°2θ) 2°/min	<2 μm Ø fractions IC (°2θ) 1/2°/min	Dispersed coalified material: vitrinite R_{random} (%)	other characteristics
Transdanubian Midmountains Unit								
Sáv-7.5/a	limestone breccia	0.665	0.559	-	0.535	0.507	-	-
Sáv-7.5/I	slaty, dolomitic clayey marl	0.403	0.351	-	0.471	0.419	-	-
Or-Ny-1.32	dolomite (with marl bands)	-	-	-	-	-	1.750	autochthonous vitrinite, reworked graphite
Or-Ny-1.34	silty, clayey marl	0.463	0.386	-	0.688	0.604	-	fusinite, reworked graphite
Or-Ny-1.35	sandstone	0.494	0.469	-	0.670	0.587	-	fusinite, reworked graphite
Or-Ny-1.36	sandstone	0.290	0.220	-	0.667	0.565	-	allochthonous graphite
Or-Ny-1.37	slate with sandstone lenses	0.338	0.275	8.998	-	-	4.713	anthracite+reworked graphite
Or-Ny-1.39	metasandstone with slate bands	0.320	0.219	9.002	0.274	0.282	4.867	anthracite
Or-Ny-1.40	slate with sandstone lenses	0.302	0.256	9.002	0.407	0.350	4.619	anthracite
Or-Ny-1.41	slate with sandstone lenses	0.293	0.274	9.007	0.324	-	4.542	anthracite+reworked graphite
Or-Ny-1.42	slate with sandstone lenses	0.341	0.246	9.005	0.383	0.313	-	anthracite+reworked graphite

Sample	Rock type	Illite — white mica group: whole rock samples IC (°2θ) 2°/min	whole rock samples IC (°2θ) 1/2°/min	b_o (Å)	<2 μm Ø fractions IC (°2θ) 2°/min	<2 μm Ø fractions IC (°2θ) 1/2°/min	Dispersed coalified material: vitrinite R_{random} (%)	other characteristics
Gel-1.19/a_1	metasandstone	0.363	0.244	8.993	0.336	0.274	-	anthracite+reworked graphite
Gel-1.19/a_2	metasandstone	0.329	0.283	8.998	0.361	0.343	-	anthracite+reworked graphite
Gel-1.19/a_3	metasandstone	0.352	0.251	8.991	-	-	-	
Pu-5.7/a	metasandstone	0.346	0.293	8.992	0.277	0.185	-	
Pu-5.7/b	metasandstone	0.329	0.307	8.995	0.419	0.311	-	
E-6.3	metasandstone with phyllitic bands	0.290	0.253	8.995	0.327	0.267	-	
E-6.4	metasandstone with phyllitic bands	0.293	0.225	8.998	0.249	0.263	-	
E-6.5	metasandstone with phyllitic bands	0.262	0.227	9.003	0.279	0.237	-	
E-6.6	metasandstone	0.296	0.220	9.019	0.286	0.200	-	

XLIII. táblázat: Alsóörsi Aleuritpala — formáció és a Balatonfőkajári Kvarcfillit formáció alapfeltárásainak összehasonlitási céllal vizsgált kőzettipusai és ezek illit-muszkovit paraméterei

minta	kőzettipus	illit - muszkovit csoport				
		teljes kőzet és oldási maradék minták			<2 µm ø frakciók	
		IC/002/,AD 2°/min	[Δ°2θ] 1/2°/min	b_o/Å/	IC/002/,AD 2°/min	[Δ°2θ] 1/2°/min
Regionális metamorf anchizónás képződmények						
Alsóörs-Lovas közötti útelágazás alapfeltárása						
Lovas-2.	aleuritpala /homokos/	0,317	0,291	8,999	0,292	0,249
Lovas-3.	aleuritpala /homokos/	0,287	0,214	9,011	0,246	0,168
Lovas-12.	aleuritpala /homokos/	0,315	0,240	9,010	0,305	0,228
Lovas-7.	agyag, aleuritpala	0,299	0,199	9,007	0,305	0,261
Lovas-1.	homokkőpala	0,364	0,255	9,003	0,255	0,191
Lovas-5.	homokkőpala	0,311	0,215	9,003	0,337	0,261
Lovas-6.	homokkőpala	0,270	0,215	9,003	0,278	0,197
Lovas-8.	homokkőpala	0,307	0,215	9,002	0,288	0,211
Lovas-9.	homokkőpala	0,305	0,204	8,999	0,254	0,188
Lovas-10.	homokkőpala	0,291	0,226	9,012	0,255	0,208
Lovas-11.	homokkőpala	0,314	0,203	9,016	0,397	0,220
Lovas-4.	metariolittufa	0,325	0,233	9,008	0,289	0,252
Lovas alapfeltárás	átlag /szórás/	0,309 /0,023/	0,226 /0,026/	9,006 /0,005/	0,292 /0,043/	0,220 /0,031/
Lovas alapfeltárás	/Lelkesné-Felvári nem korrigált adatainak átlaga/	0,276				
Alsóörs metariolit alapfeltárás						
Alsóörs-2.		-	-	-	0,239	0,196
Alsóörs-3/b		0,259	0,180	9,023	0,277	0,205
Alsóörs-4.		-	-	-	0,265	0,193
Alsóörs-5/a		0,237	0,191	9,017	0,237	0,191
Alsóörs-5/b		-	-	-	0,310	0,251
Alsóörs alapfeltárás átlag		0,248	0,185	9,020	0,270 /0,011	0,207 /0,025
Regionális metamorf epizónás képződmények						
Balatonfőkajár Somlyóhegy kvarcfillit alapfeltárás						
Bfk-1/a.		0,242	0,191	9,031	0,251	0,218
Bfk-2.		0,219	0,162	9,022	0,263	0,224
Bfk-3.		0,260	0,188	9,021	0,263	0,195
Bfk-4.		0,276	0,167	9,024	0,248	0,217
Bfk-5.		0,240	0,173	9,028	0,245	0,183
Bfk-6.		0,223	0,177	9,020	0,220	0,160
Bfk-7.		0,270	0,187	9,024	0,193	0,191
Bfk-8.		0,214	0,164	9,025	0,231	0,182
Somlyóhegyi alapfeltárás átlag /szórás/		0,243 /0,024/	0,210 /0,039/	9,024 /0,004/	0,239 /0,024/	0,196 /0,022/

XLIV. táblázat: Kontakt metamorf gránátszirt /Ortaháza Or-K-Z jelü mélyfúrás 10.sz. magminta/ andraditjának és hematitjának kémiai összetétele.
Elektronmikroszondás elemzés. Elemző: Nagy G.

mérési pont	andradit 1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	átlag / 1-7 /	szórás	hematit 8.
SiO_2	35,12	35,24	35,23	35,41	35,09	35,73	35,68	35,36	0,258	1,50
Al_2O_3	0,30	0,00	0,01	0,18	0,04	1,12	1,17	0,40	0,519	0,55
Fe_2O_3*	32,68	32,37	34,02	33,08	32,83	30,93	31,08	32,43	1,101	99,19
MgO	0,24	0,05	0,07	0,10	0,25	0,18	0,17	0,15	0,080	0,10
MnO	0,40	0,34	0,86	0,52	0,39	0,10	0,08	0,38	0,265	0,03
CaO	32,16	32,20	31,40	32,41	32,20	33,16	33,30	32,40	0,649	0,03
összesen	100,90	100,20	101,59	101,71	100,80	101,22	101,48	101,13		101,41 suly %

Kationszámok 24 oxigént tartalmazó elemi cellában

Si	5,902	5,960	5,898	5,910	5,910	5,945	5.925	5,922	0,023	0,311
Al	0,059	0,000	0,002	0,036	0,007	0,219	0,230	0,079	0,102	0,133
* Fe^{3+}	4,133	4,121	4,286	4,154	4,161	3,872	3,884	4,087	0,153	15,423
Mg	0,060	0,013	0,018	0,025	0,064	0,045	0,042	0,038	0,020	0,031
Mn	0,056	0,048	0,122	0,074	0,055	0,015	0,011	0,054	0,038	0,006
Ca	5,790	5,837	5,633	5,795	5,810	5,912	5,925	5,815	0,097	0,006
összesen	16,000	15,979	15,959	15,994	16,007	16,008	16,017	15,995		15,910

* az összes Fe Fe_2O_3-ban ill. Fe^{3+}-ban számolva

XLV. táblázat: Kisalföldi metamorfitok diszperz szénült szervesanyagának jellemzői Horváth Z.A. szerint

lelőhely /fúrás, magminta/	jellemzés, szénülésfok	vitrinit reflexióképesség /%/ n	R_{random}	R_{max}	R_{min}	ΔR
Mihályi-hátság és környezete						
Mihályi M-29.8, 8/A.	szénült szervesanyagot nem tartalmaz					
" M-30.8/5	- " -					
" M-25.13,14,15.	grafit /< 1 /um Ø/					
" M-13.9.	mikrogyürődéses, 50-100 /um hosszúságú grafit pikkelyek					
" M-19.12/II.	grafit pikkelyek					
" M-20.6.	mikrogyürődéses grafit pikkelyek					
" M-18.16.	autochton grafit pikkelyek + grafit-antracit átmenet /?/		nem mérhető*			
" M-28.19,20.	változó szemcseméretü, autochton grafit					
Ölbő Öl-2. 1834 m/A	grafit pikkelyek, grafit-antracit átmenet /?/		nem mérhető*			
" Öl-3. 14.	mikrogyürődéses, autochton grafit					
Szentgotthárd Szg-2.2.	sávokban dúsuló antracit szemcsék, ritkábban mozaik reflexiós metabituminit /az utóbbinál R_{random} = 5,356%/	26	3,930 /1,058/	5,647 /1,881/	1,841 /0,705/	3,806 /2,380/
Egyházasrádóc Rád-1.9.	kevés, nagy bireflexiójú metaantracit szemcse, még kevesebb, allochton grafit pikkely		nem mérhető*			
" Rád-1.11/a	2-3 /um hosszúságú /allochton?/ grafit pikkelyek					
" Rád-1.12.	kis bireflexiójú, autochton metaantracit, szálas, allochton grafit		nem mérhető*			
" Rád-2.3.	sok metaantracit szemcse, mozaikreflexiós metabituminit	50	4,518 /0,280/		nem mérhető*	
" Rád-2.4.	allochton/?/ szálas, kis szemcseméretü grafit					
" Rád-2.5.	allochton/?/ szálas, kis szemcseméretü grafit					
Nemeskolta-Takácsi-zóna						
Nemeskolta Kol-3.24.	autochton metaantracit és allochton grafit		nem mérhető*			
Ikervár Ike-9.6.	kis /ált. <3 /um Ø-jü/ metaantracit szemcsék és kevés, allochton grafit	6	4,453 /0,198/		nem mérhető*	
Ikervár Ike-9.7.	kevés, változó méretü metaantracit szemcse	6	4,077 /0,775/	5,757 /0,426/	2,397 /0,840/	3,360 /0,795/
Ikervár Ike-10.15.	antracit /főleg <3 /um Ø-jü/	7	3,910 /0,388/		nem mérhető*	
Takácsi Tak-1.19,21.	metaantracit /általában <3 /um Ø/	5	5,558 /0,403/		nem mérhető*	
Tét Tét-3.8.	metaantracit	31	4,419 /0,215/	5,008 /0,578/	3,725 /0,599/	1,283 /1,030/
Tét Tét-4.4.	kevés, allochton/?/ grafit pikkely					
Tét Tét-5.15.	kis szemcseméretü, autochton antracit, bitumenes átitatódás, allochton grafit pikkelyek	6	3,873 /1,116/	5,387 /0,355/	3,228 /0,818/	2,158 /0,714/
Vaszar Vasz-DNy-1.3.	metaantracit /a/ és mozaik reflexiós metabituminit /b/	a/ 11	5,328 /0,112/	5,668 /0,214/	5,095 /0,196/	0,574 /0,315/
		b/ 34	5,657 /0,511/	7,685 /0,680/	3,658 /1.096/	4,027 /1,357/

Jelölések: 5,657 /0,511/ átlag /szórás/ ; n = mintaszám; * szemcseméret <3 /um

R_{random} - véletlenszerü /átlagos/
R_{max} - maximális
R_{min} - minimális
} reflexióképesség olajimmerzióban mérve

ΔR /bireflexió/ = $R_{max} - R_{min}$ %

XLVI. táblázat: A kisalföldi metamorf aljzat illit kristályosság és b_o rácsparaméter értékei

	teljes kőzet és oldási maradék minták			<2 µm ø frakció	
	IC/002/,AD [Δ°2ϑ]		b_o/Å/	IC/002/,AD [Δ°2ϑ]	
	2°/min	1/2°/min		2°/min	1/2°/min
Mihályi-hátság és környezete /uralkodóan epizónás ~ zöldpala fáciesü kőzetek/					
1. Karbonátfillit, Mihályi-hátság /M-9,-10,-13,-18,-25,-28.sz.fúrás anyagai/	0,263 0,036 16	0,212 0,029 16	8,990 0,010 16	0,301 0,031 9	0,239 0,030 9
2. Karbonátfillit, Pecöli-terület /Pe-1.sz.fúrás anyagai/	0,236 2	0,178 2	9,040 1	0,269 1	0,226 1
3. Karbonátfillit, Ölbői-terület /Öl-2. és 3.sz.fúrás anyagai/	0,264 0,016 7	0,204 0,016 7	9,009 0,014 5	0,305 4	0,261 4
4. Karbonátfillit /az 1-3.sz területek átlagai/	0,261 0,030 25	0,207 0,026 25	8,996 0,017 22	0,300 0,034 14	0,247 0,041 14
5. Metahomokkő, Mihályi-terület /M-20,-27.sz.fúrás anyagai/	0,255 0,032 5	0,193 4	9,004 4	0,296 4	0,216 4
6. Intermedier-bázisos metavulkanit, Mihályi-hátság /MF-4,M-23,-24 és 29.sz.fúrás anyagai/	0,285 3	0,255 3	9,020 2	0,266 3	0,212 3
7. Intermedier-bázisos metavulkanit, Pecöli-terület /Pe-1.sz.fúrás mintái/	0,236 4	0,184 4	9,044 4	0,270 2	0,275 2
8. Metavulkanit /kloritpala/, Szentgotthárdi-terület /Szg-1.sz.fúrás mintái/	0,225 3	0,172 3	9,026 1	0,207 2	0,160 2
9. Metavulkanit /a 6-8.sz.területek átlagai/	0,247 0,046 10	0,190 0,039 10	9,035 0,012 7	0,250 0,071 7	0,215 0,081 7
10. Dolomit, Pecöli-terület /Pe-1.sz.fúrás mintája/	0,238 1		9,026 1	0,206 1	0,163 1
Nemeskolta-Takácsi-zóna /uralkodóan anchizónás kőzetek/					
11. Aleuritpala, Szentgotthárdi-terület /Szg-2.sz.fúrás mintája/	0,213 1	0,181 1	9,017 1	0,245 1	0,187 1
12. Agyag-, aleuritpala, Egyházasrádóci-terület /Rád-1,-2.sz.fúrás mintái/	0,279 0,022 10	0,218 0,025 9	9,003 0,005 10	0,302 0,038 10	0,230 0,045 8
13. Homokkőpala, Egyházasrádóci-terület /Rád-1,-2.sz.fúrás mintái/	0,263 3		9,012 3	0,253 2	0,229 2
14. 12-13. átlaga /Egyházasrádóc/	0,275 0,020 13	0,218 0,025 9	9,005 0,007 13	0,294 0,039 12	0,230 0,043 10
15. Aleuritos agyagpala, Nemeskoltai-terület /Kol-3.sz.fúrás mintái/	0,337 2	0,311 2	8,995 2	0,362 1	0,287 1
16. Homokkőpala, Nemeskoltai-terület /Kol-2,-3.sz.fúrás mintái/	0,339 3	0,287 3	8,996 3	0,341 2	0,290 2
17. 15-16. átlaga /Nemeskolta/	0,338 0,015 5	0,297 0,013 5	8,995 0,002 5	0,384 3	0,289 3
18. Aleuritos agyagpala, Ikervári-terület /Ike-9,-10.sz.fúrás mintái/	0,347 3	0,292 3	8,988 3	0,379 3	0,331 3
19. Homokkőpala, Ikervári-terület /Ike-11.sz.fúrás mintája/	0,418 1	0,334 1	9,006 1	0,429 1	0,349 1
20. 18-19.átlaga /Ikervár/	0,365 4	0,303 4	8,992 4	0,392 4	0,336 4
21. Nemeskolta és Ikervár átlaga /15-16. és 18-19./	0,351 0,036 9	0,303 0,031 9	8,994 0,008 9	0,373 0,049 7	0,316 0,044 7
22. Agyag-, aleuritpala, Takácsi-terület /Tak-1,-2.sz.fúrás mintái/	0,259 4	0,204 4	9,006 4	0,239 3	0,194 3
23. Homokkőpala, Takácsi-terület /Tak-1,-2.sz.fúrás mintái/	0,249 0,026 5	0,186 0,023 5	9,021 0,016 5	0,253 3	0,196 3
24. 22-23. átlaga /Takácsi/	0,253 0,026 9	0,194 0,023 9	9,014 0,014 9	0,246 0,024 6	0,195 0,017 6
25. Agyag-, aleuritpala, Téti-terület /Tét-4,-5.fúrás anyagai/	0,332 2	0,270 2	9,008 2	0,323 2	0,277 2
26. Metahomokkő, Téti-terület /Tét-3.sz.fúrás mintái/	0,322 2	0,270 2	9,000 2	0,344 2	0,293 2
27. 25-26.átlaga /Tét/	0,327 4	0,270 4	9,004 4	0,334 4	0,285 4
28. Metahomokkő, Vaszari-terület /Vasz-DNY-1.sz.fúrás anyaga/	0,267 1	0,222 1	9,026 1	0,290 1	0,254 1
29. 22-23, 25-26. és 28.átlaga /Takácsi,Tét,Vaszar/	0,275 0,040 14	0,218 0,039 14	9,012 0,013 14	0,282 0,049 11	0,233 0,047 11

Jelölések: átlag / szórás / mintaszám ; átlag / mintaszám

elemszám: ≥5 <5

XLVII. táblázat: A Kisalföld metamorf aljzatából K-Ar izotópgeokronológiai vizsgálatra kiválasztott minták jegyzéke

village	bore	core sample	depth (m)		rock type
1. Nemeskolta—Takácsi Zone (Transdanubian Midmountains Unit): mostly anchizonal rocks					
Ikervár	Ike-10.	15.	1750	— 1753	slate
Takácsi	Tak-1.	19.	1428.5	— 1431	sideritic slate
Takácsi	Tak-1.	21.	1442.5	— 1444.5	slate
Vaszar	Vasz-DNY-1.	3.	1893.5	— 1896.5	metasandstone
2. Mihályi Ridge and its southwestern continuation (Graz Paleozoic, Upper Austroalpine Nappe System): mostly epizonal, partly anchizonal rocks					
Szentgotthárd	Szg-2.	2.	981	— 984	slate (silty)
Egyházasrádóc	Rád-1.	9	2938	— 2942	slate (banded, clayey, silty)
Egyházasrádóc	Rád-2.	5.	2948	— 2950	slate (banded, clayey, silty)
Pecöl	Pe-1.	20.	2330.5	— 2332.5	neutral(?) metatuff
Ölbő	Öl-2.	16.	1821	— 1824	carbonate phyllite
Ölbő	Öl-2.	17.	1834	— 1836	brecciated dolomite schist with phyllite bands
Mihályi	M-28.	20.	2947.5	— 2949.5	carbonate phyllite
Mihályi	M-20.	7.	1504.5	— 1506.5	carbonatic metasandstone with phyllite bands

XLVIII. táblázat: A Kisalföld izotópgeokronológiai vizsgálatra kiválasztott teljes kőzet mintáinak ásványos összetétele, illit 'kristályosság', b_o rácsparaméter és vitrinit reflexióképesség adatai

Sample	mineral composition (weight %)*														illite - - muscovite crystallinity ($IC^{o}2\theta$) Kübler-index 2^{o}/min	$1/2^{o}$/min goniometer speed	b_o (Å)	vitrinite reflectance (%) R_{max}	R_{random}	R_{min}
	quartz	plagioclase (albite)	K-feldspar	illite--muscovite	paragonite	chlorite	kaolinite	calcite	dolomite	ankerite	siderite	hematite	pyrite	rutile						
1. Nemeskolta—Takácsi Zone (Transdanubian Midmountains Unit)																				
Ike-10.15.	23	11	-	28	-	38	-	-	-	-	-	-	tr	tr	0.394	0.364	8.988	n.m.	3.910	n.m.
Tak-1.19.	43	6	-	11	-	7	14	-	-	-	19	-	tr	tr	0.221	0.188	9.002	n.m.	5.558	n.m.
Tak-1.21.	13	17	-	31	-	38	-	-	-	-	tr	-	1	tr	0.256	0.199	9.012			
Vasz-DNY-1.3.	40	29	-	16	-	-	3	-	tr	-	12	-	-	-	0.267	0.222	9.026	5.668	5.328	5.095
2. Mihályi Ridge and its environment (Upper Austroalpine Nappe System)																				
Szg.2.2.	25	17	-	16	-	42	-	-	-	-	-	-	-	tr	0.213	0.181	9.018	5.647	3.930	1.841
Rád-1.9.	24	31	-	14	-	29	-	1	-	-	-	-	1	-	0.275	0.205	8.997	n.m.	n.m.	n.m.
Rád-2.5.	28	29	-	16	-	22	-	-	3	-	-	-	1	1	0.286	0.202	9.004	n.m.	n.m.	n.m.
Pe-1.20.	33	40	-	24	-	-	-	1	-	-	-	2	-	-	0.236	0.201	9.048	n.m.	n.m.	n.m.
Öl-2.16.	30	tr	2	40	-	-	4	11	3	-	10	-	-	-	0.267	0.219	9.007	n.m.	n.m.	n.m.
Öl-2.17.	12	-	-	13	-	2	1	2	70	-	-	-	-	tr	0.280	0.194	9.023	autochtonous graphite		
M-28.20.	17	-	-	44	7	1	-	-	-	31	-	-	-	-	0.297**	0.232**	8.986	-"-		
M-20.7.	45	3	-	9	-	-	3	23	-	9	8	-	-	tr	0.259	0.183	8.989	-"-		

* — calculated by XRD method

tr — traces

n.m. — not measurable

** — broadened by paragonite

Boundaries of the anchizone: IC(2^{o}/min): 0.25—0.37 $^{o}2\theta$; IC($1/2^{o}$/min): 0.20 — 0.30 $^{o}2\theta$;

R_{random} = 5.0 — 3.0 %; R_{max} = 6.0 — 3.5%

XLIX. táblázat: A kisalföldi metamorf aljzatot alkotó kőzetek <2 µm szemcseméretű frakcióinak ásványos összetétele, illit 'kristályossági' indexei és K-Ar izotópos kor adatai (a K-Ar izotópos méréseket Balogh Kad. végezte)

Sample	<2 µm Ø fractions					mineral composition							illite crystallinity Kübler-index, IC $^{o}2\theta$	
	K, weight%	$^{40}Ar(rad)$, ccSTP/g	$^{40}Ar(rad)$, rel.%	Age, Ma**	standard deviation	illite-sericite	paragonite	chlorite	kaolinite	quartz	albite	rutile	2^{o}/min	$1/2^{o}$/min
1. Nemeskolta-Takácsi Zone (Transdanubian Midmountains Unit)														
Ike-10.15.	5.07	6.745×10^{-5} (6.691×10^{-5})	81	314 ±	13	+	-	+	-	o	-	-	0.427	0.385
Tak-1.19.	4.14	5.707×10^{-5}	75	325 ±	13	+	-	x	x	o	-	o	0.216	0.173
Tak-1.21.	7.29	1.023×10^{-4}	91	329 ±	13	+	-	x	-	-	-	o	0.246	0.216
Vasz-DNY-1.3.	5.34	7.037×10^{-5}	86	311 ±	13	+	-	-	x	o	o	o	0.290	0.254
2. Mihályi Ridge and its environment (Upper Austroalpine Nappe System)														
Szg-2.2.	4.56	2.629×10^{-5}	60	143 ±	6	+	-	+	-	o	o	o	0.245	0.187
Rád-1.9.	3.48	2.910×10^{-5}	72	203 ±	8	+	-	+	-	o	o	-	0.307	0.236
Rád-2.5.	5.34	3.013×10^{-5}	76	140 ±	6	+	-	+	-	o	o	o	0.322	0.259
Pe-1.20.	5.84	4.250×10^{-5}	65	178 ±	7	+	-	-	-	o	o	o	0.357	0.339
Öl-2.16	7.04	4.251×10^{-5}	94	149 ±	6	+	-	o	o	o	-	-	0.249	0.189
Öl-2.17.	7.73	5.687×10^{-5}	96	180 ±	7	+	x	o	o	o	-	o	0.298	0.241
M-28.20.	4.67	2.300×10^{-5} (2.148×10^{-5})	65	123 ±	5	+	x	o	-	-	-	-	0.336	0.252
M-20.7.	4.28	1.999×10^{-5}	72	116 ±	5	+	o	o	x	o	-	o	0.289*	0.221*
0.6 – 2 µm Ø fractions:														
Ike-10.15.	4.17	6.260×10^{-5}	97	348 ±	13									
Rád-2.5.	5.03	3.078×10^{-5}	86	151 ±	6									
<0.6 µm Ø fractions:														
Ike-10.15.	5.80	7.429×10^{-5}	97	302 ±	12									
Rád-2.5.	6.21	2.621×10^{-5}	80	106 ±	5									

\+ abundant
x subordinate
o traces
\- missing

Boundaries: of the anchizone: IC(2^{o}/min) = 0.28 – 0.44 $^{o}2\theta$; IC($1/2^{o}$/min) = 0.25 – 0.42 $^{o}2\theta$

* – broadened by paragonite

** – ages calculated with atomic constants suggested by Steiger and Jäger (1977)

L. táblázat: Alsóörsi Aleuritpala – formáció illit-muszkovitban gazdag $< 2/um$ szemcseméretü frakcióinak K-Ar izotópos adatai
Balogh Kad., Árváné-Sós E. és Pécskay Z. /1990/ nyomán

lelőhely		kőzettipus	szemcseméret frakció	K /súly %/	$^{40}Ar/rad/$ /%/	$^{40}Ar/rad/$ $/ncm^3/g/x10^{-5}$	K-Ar kor /millió év/
*Alsóörs-1.sz.fúrás	137,9 - 138,2 m	metariolittufa	$< 2/um$	3,946	80,7	5,197	311 ± 12
			$0,6 - 2/um$	3,961	57,0	5,300	315 ± 13
			$< 0,6/um$	5,119	85,9	6,343	294 ± 11,1
**Alsóörs metariolittufa alapfeltárás							
	2.sz. minta	metariolittufa	$< 2/um$	3,306	86,1	4,439	316 ± 12
	5a.sz. minta	metariolittufa	$< 2/um$	1,450	73,7	1,909	311 ± 12
**Alsóörs-Lovas közötti útbevágás /alapfeltárás/							
	2.sz. minta	agyag-, aleuritpala	$< 2/um$	4,578	96,5	6,334	325 ± 12
	7.sz. minta	metariolit vulkano-	$< 2/um$	5,582	96,3	7,464	315 ± 12
	12.sz. minta	klasztokkal	$< 2/um$	4,230	96,2	5,895	327 ± 12

*Lelkesné-Felvári Gy.
**Árkai P. } gyüjtése

A frakciók elkülönitését és ásvány-kőzettani vizsgálatát Árkai P. végezte.

FOTOTÁBLÁK

Dr. Árkai Péter

Budapest
1991

I. tábla

Világos csillám (a képen sötét) és klorit (a képen világos) sávok metahomokkő muszkovit-klorit aggregátumaiban. Visszaszórt elektron képek. A nagyobb nagyítású részeken (b.) észlelhető, hogy a világos csillám fázis (sötét sáv) inhomogén: 1-2 mikrométeres és kisebb, relatíve sötétebb (Na-dús) és világosabb (K-dús) foltok elnyujtott, lencsés váltakozásából áll. A K-dús rész domináns.
Minta: Alsószalmavár Asz-1. jelű fúrás 941,1 m: vörös színű metahomokkő.

A nagyítás mértéke a képek jobb alsó sarkában, mikrométerben kifejezve látható

A képeken használt jelölések:
Q - kvarc, Pl - plagioklász, Bt - biotit, Py - pirit, Ms - muszkovit

MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA KÖNYVTÁRA

I. tábla

a.)

b.)

c.)

II.tábla

Metahomokkő minta (Szalatnak-3. 141,9m) visszaszórt elektron képei az elemzési pontok (XVI.táblázat) feltüntetésével

a.) az első elemzési terület: kvarc és földpát (plagioklász) törmelékek között új képződésű biotit és pirit "kötőanyag"

b.)- c.) az 1-6 elemzési pontok (biotit) helye

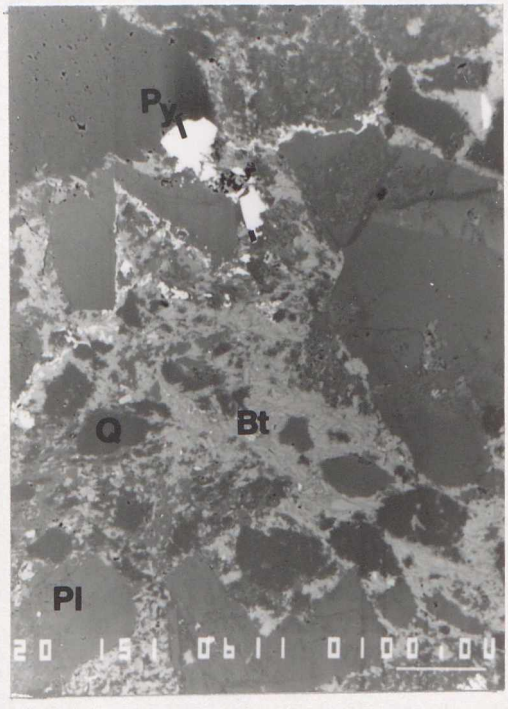
d.) a második elemzési terület szöveti képe: plagioklász és alárendelt mennyiségű kvarc törmelékek között új képződésű biotit

e.) elemzési pontok a második területen: 13 - muszkovit zárvány plagioklász törmelékben; 14 - plagioklász törmelék; 15-2o - új képződésű biotit pikkelyek

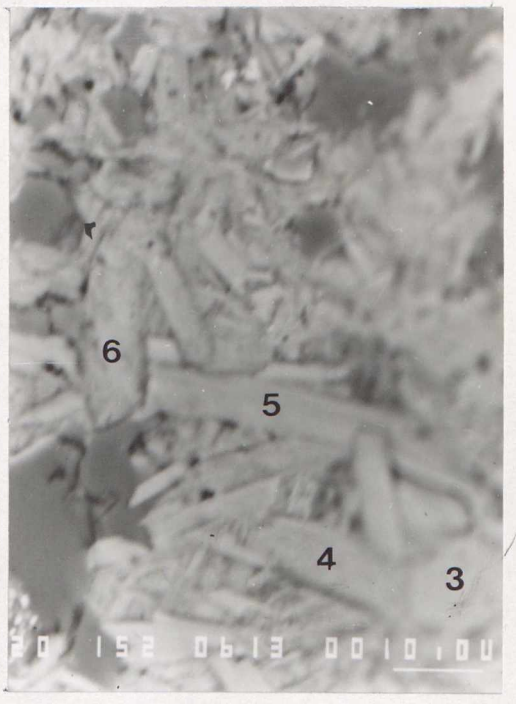
f.) a harmadik elemzési terület: plagioklász, kvarc és biotit törmelékek, a kötőanyagban új képződésű biotit

g.) elemzési pontok a harmadik területen: 7 és 11- idős, törmelékes biotit szemcse; 8-1o - új képződésű biotit pikkelyek; 12 - plagioklász törmelék

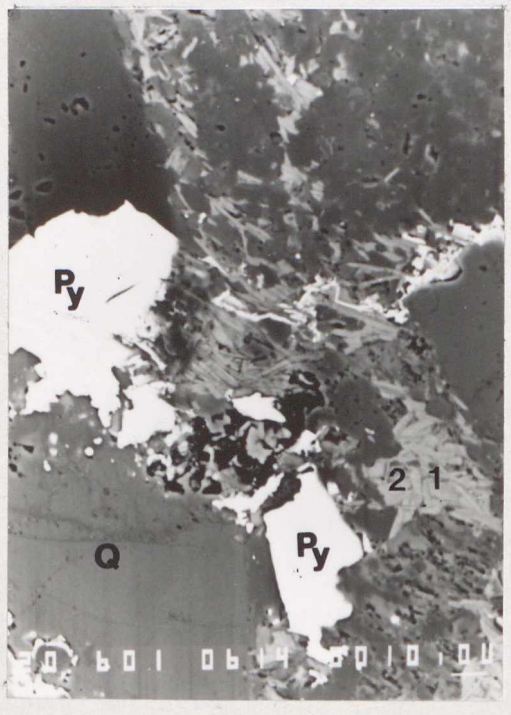
II. tábla



a.)

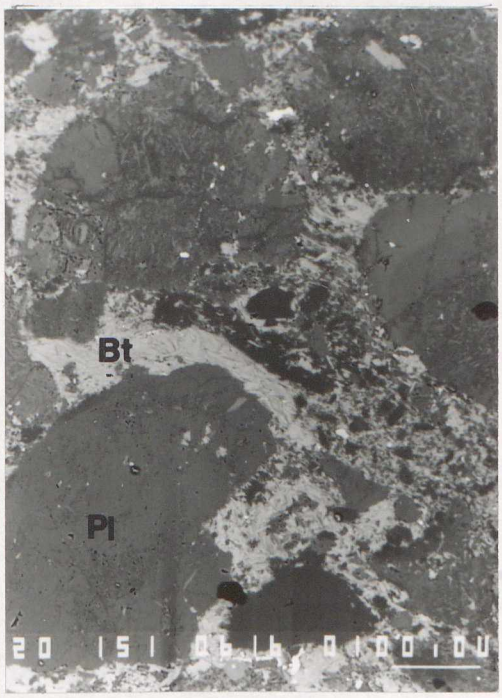


b.)

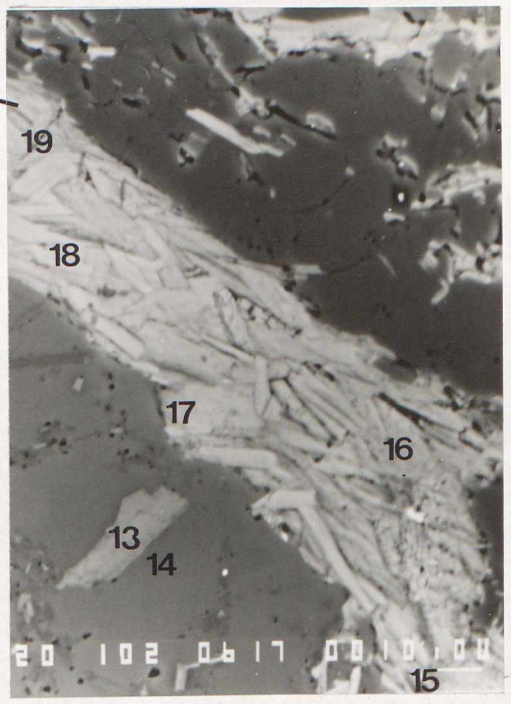


c.)

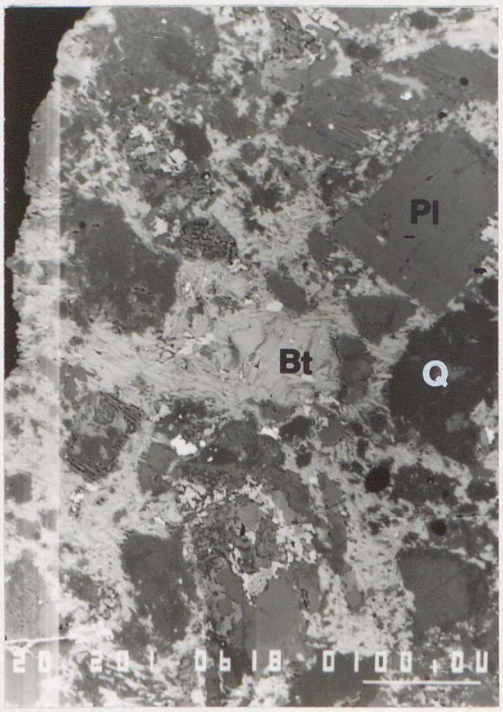
II. tábla folytatása



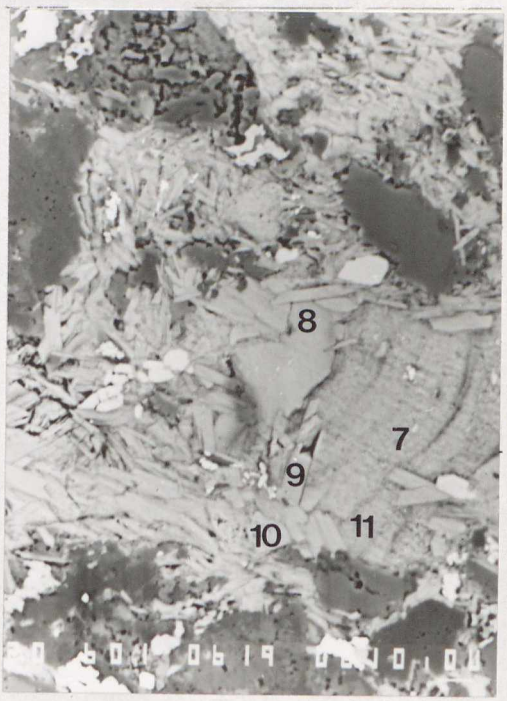
d.)



e.)



f.)



g.)

III.tábla

Sávos metahomokkő/agyag-, aleuritpala (Szalatnak-3. 17o,2m) visszaszórt elektron képei az elektronmikroszondás elemzési pontok feltüntetésével

a.) a második elemzési terület szöveti képe

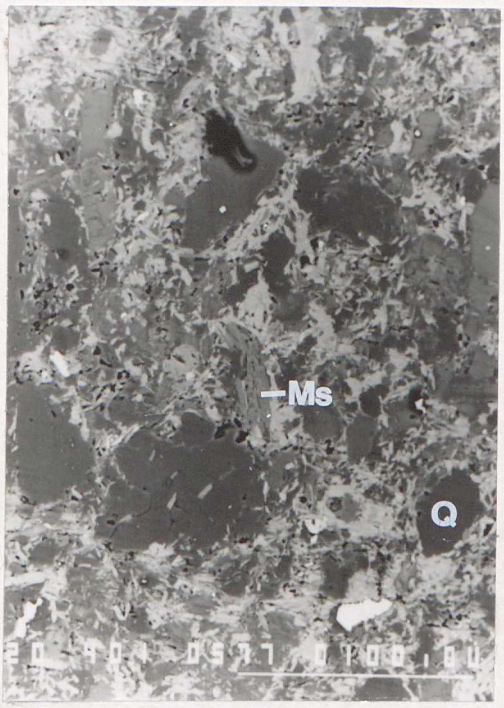
b.) az a.) kép középső részének kinagyított részlete: 19. és 2o.pont: deformált, törmelékes muszkovit 21.pont: új képződésű biotit

c.) -d.) deformált, törmelékes, részlegesen kloritosodott biotit pikkelyek (11., 13., 16., és 17. elemzési pont) és a törmelékes szemcséket "átnövő", új képződésű (metamorf) biotitok (9., 1o., 12., 14., 15. és 18. pont)

e.) -f.) kvarc, plagioklász (2., 5., 6. pont) és biotit (1., 4., és 8. pont) anyagú repedéskitöltés. A harmadik elemzési pont anyaga átmeneti jellegű a klorit és a biotit között

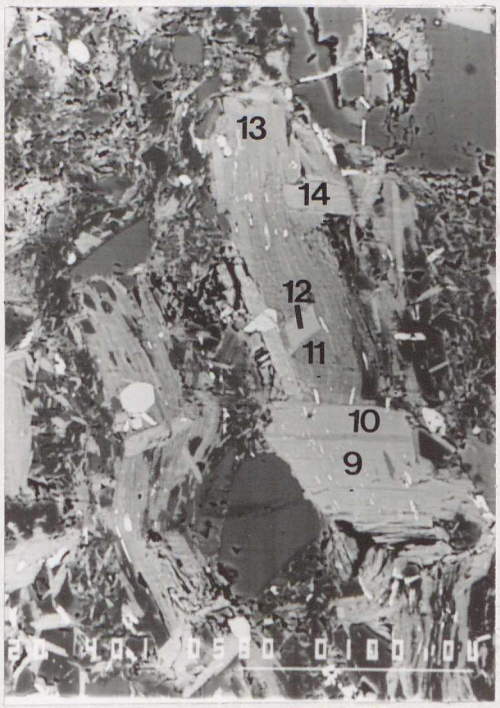
g.) -h.) biotit (világosabb sávok, 22. pont) és klorit (sötétebb részek, 23. és 24. pont) váltakozása

III. tábla

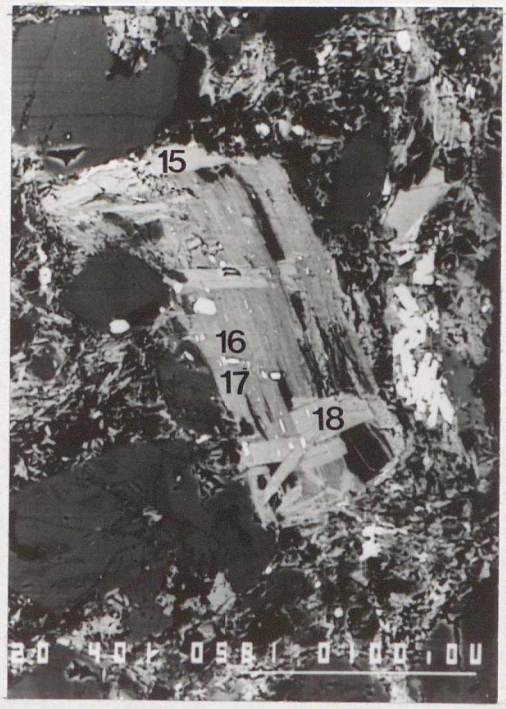


a.)

b.)



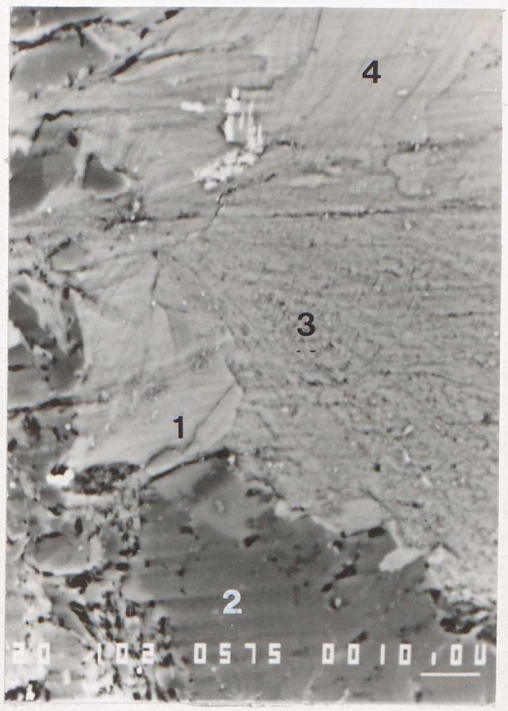
c.)



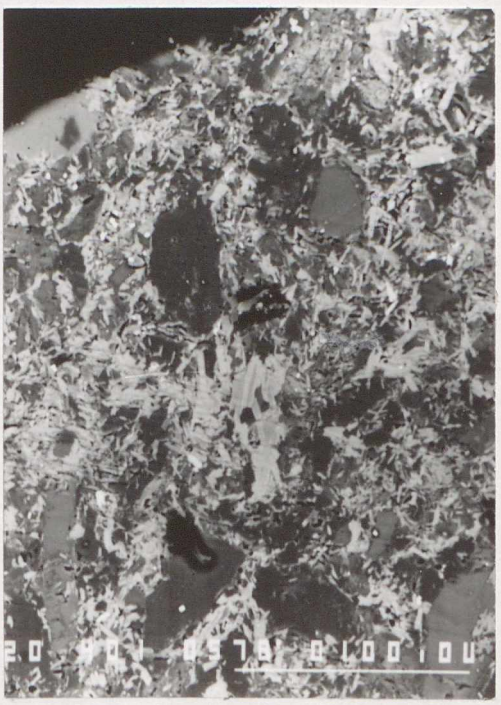
d.)

III. tábla folytatása

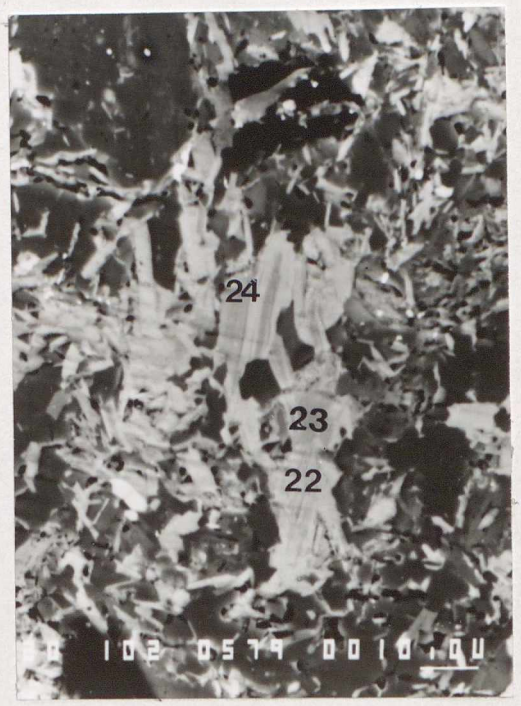
e.)



f.)



g.)



h.)

IV. tábla

Metahomokkő minta (Szalatnak-3. 172,7m) visszaszórt elektron képei az elemzési pontok feltüntetésével

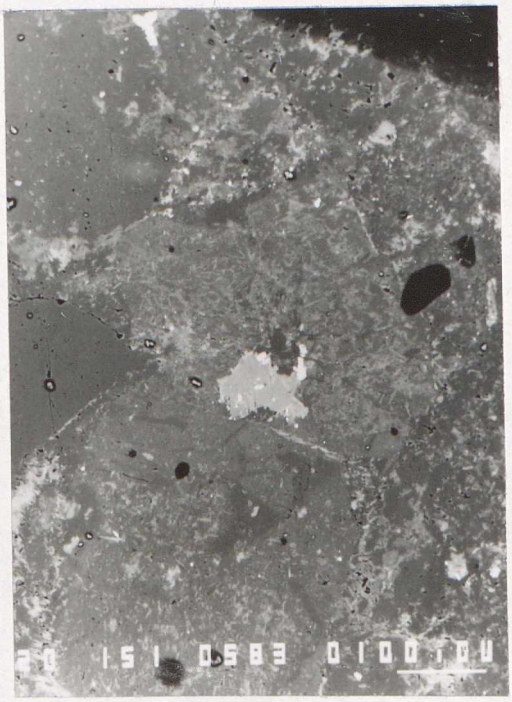
a.) törmelékes, kloritosodott biotit lemez (középen, világos folt)

b.) az a.) kép nagyított részlete: deformált, részlegesen kloritosodott törmelékes ,biotit (sötétebb rész: 1., 2., 4., 5., 6., 7., 9., pontok) és a törmelékes szemcse peremét alkotó, új (metamorf) képződésű biotit szemcsék (3., és 8., pontok)

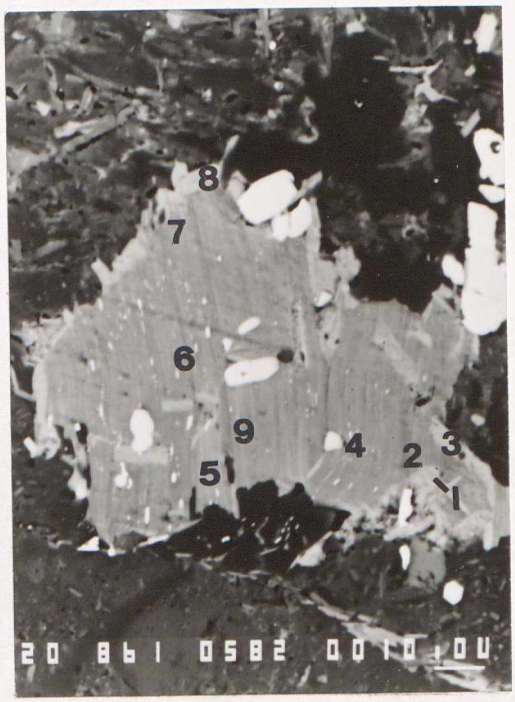
c.) kvarc, biotit, plagioklász, és klorit anyagú érkitöltés metahomokkőben

d.) az érkitöltés egyik részlete: biotit (1o.,11., 13., 14., 16., és 17.), klorit (15.) és plagioklász (12., 18.) elemzési pontokkal

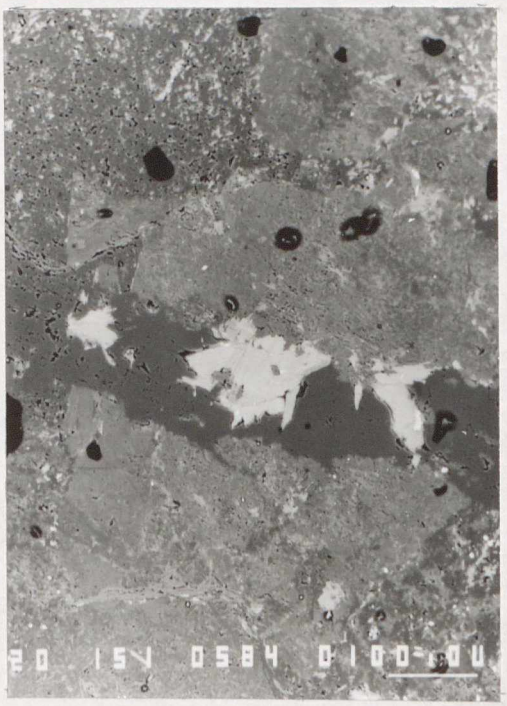
IV. tábla



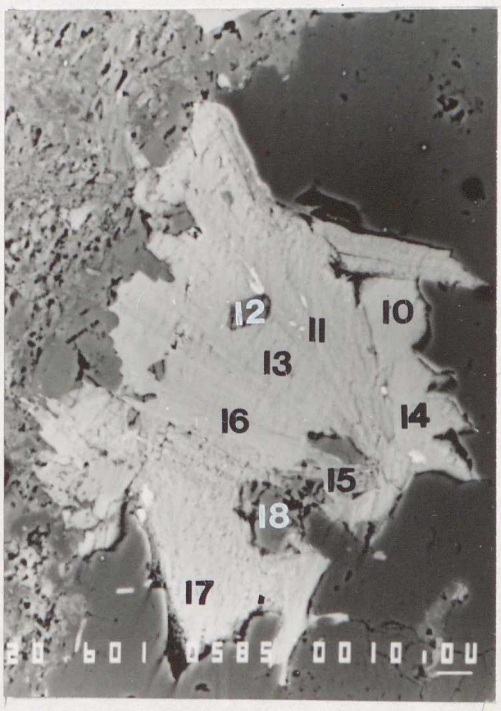
a.)



b.)



c.)



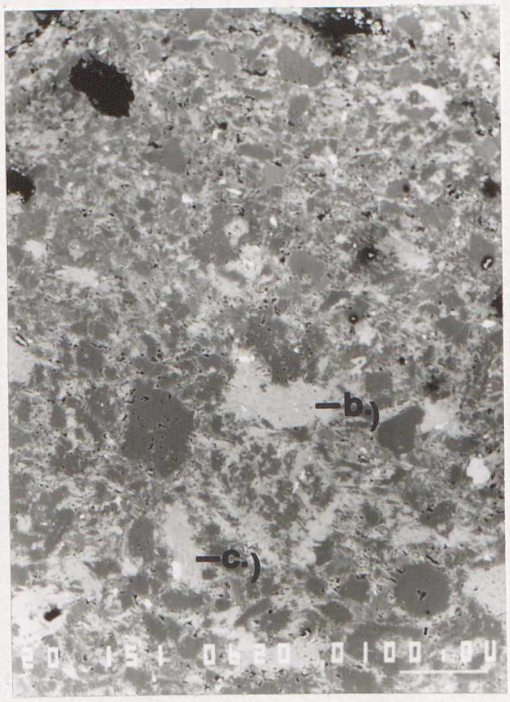
d.)

V. tábla

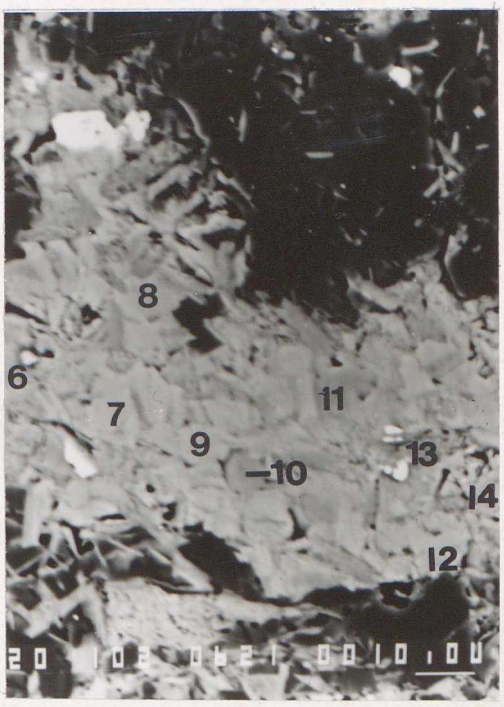
Metahomokkő lencsés, sávos agyag-, aleuritpala szövete. (Szalatnak-3. 353,0m). Visszaszórt elektron kép (a.) az elemzési helyek (b. és c.) feltüntetésével

b.)-c.) új képződésű (metamorf) biotitból és kloritból álló szemcsehalmazok és elemzési pontjaik. 1., 3., 7. -9., 12. és 14. pont : biotit; 2., 5., és 11., pont: klorit; 4., 6., 10. és 13. pont: biotit és klorit közötti átmeneti összetételű, feltehetően keverék (biotit és klorit szubmikroszkópos összenövéséből felépülő) fázisok

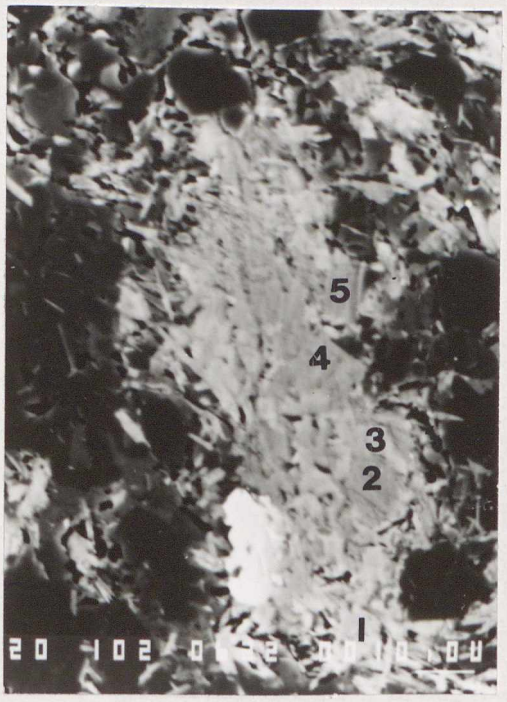
V. tábla



a.)



b.)



c.)