

maggior parte della deformazione interna nelle falde stesse. È anche la fase durante la quale si raggiunge l'acme del metamorfismo.

D2 («Fase Ducan-Ela», *Creataceo superiore*) - Non sono state riconosciute pieghe legate a questa fase. Una deformazione D2 è testimoniata dai movimenti lungo la Faglia normale Trupchun-Mezzaun, la Faglia di Slingia e la Linea del Gallo.

D3 («Fase Blaisun», *Eocene*) - Durante il Terziario le intere Dolomiti dell'Engadina sono state traslate verso N sopra le unità nord-penniniche, oggi affioranti nella Finestra dell'Engadina. Durante questi movimenti l'intera struttura a falde D1 viene ripiegata secondo assi orientati WNW-ESE. Questa fase ha limitati effetti alla scala dell'affioramento e produce soprattutto pieghe a grande scala a piano assiale subverticale o talora immergenti verso S nella Falda dell'Ortles. Questa fase deformativa non altera in modo sostanziale la geometria creatasi alla fine della fase D1.

D4 («Fase Turba»), D5 («Fase Domleschg») (*Oligocene*) - Finora non sono state riconosciute in quest'area evidenze di estensione relative alla Fase Turba e di piegamento attribuibili alla Fase Domleschg. Deformazioni post-collisionali (post-D5) sono invece legate all'attività lungo la Linea dell'Engadina e lungo la Faglia di Glorenza.

2. - STRATIGRAFIA

Durante gli ultimi anni sono stati eseguiti numerosi lavori a carattere stratigrafico e sedimentologico sulle formazioni mesozoiche affioranti nelle Dolomiti dell'Engadina (DÖSSEGER *et alii*, 1982; FURRER, 1985; FRANK, 1986; MADER, 1987; NAEF, 1987; EBERLI, 1988; FROITZHEIM, 1992; FURRER, 1993; BERRA, 1994). Questi studi fanno seguito, dopo parecchi anni, a quelli effettuati da studiosi dell'Università di Milano in tutta l'alta Valtellina (PIETRACARPINA, 1958; POZZI, 1959b; POZZI & GIORCELLI, 1959; POZZI, 1960); POZZI, 1960b; GELATI & ALLASINAZ, 1964) e a ricerche analoghe condotte nell'adiacente territorio svizzero (HESS, 1953; KARAGOUNIS, 1962; SOMM, 1965).

Nel corso di questo lavoro non sono state effettuate indagini stratigrafiche di dettaglio, ad eccezione della Formazione di Allgäu affiorante nella parte centrale della Falda dell'Ortles (CONTI *et alii*, 1994).

2.1. - DESCRIZIONE DELLE FORMAZIONI

In questo capitolo sono descritte brevemente solo le formazioni riportate nelle carte geologiche allegate. Per una loro descrizione più dettagliata e per notizie sulle formazioni non affioranti nelle aree cartografate si veda BONSIGNORE *et alii* (1969), DÖSSEGER *et alii* (1982), FURRER (1985), EBERLI (1985), FRANK (1986), MADER (1987), NAEF (1987) e BERRA (1994). Per ogni formazione è riportata, tra parentesi, la citazione bibliografica della sua istituzione ed eventuali sinonimi con nomi di unità litostratigrafiche della letteratura geologica italiana.

In fig. 4 sono riportate alcune colonne stratigrafiche nell'area delle Dolomiti dell'Engadina.

Basamento ercinico

Lo studio delle formazioni pre-alpine affioranti nell'area delle Dolomiti dell'Engadina non rientra tra gli scopi del presente lavoro; a tale riguardo si rimanda ai lavori di BONSIGNORE *et alii* (1969), HOINKES & THÖNI (1993) e MAGGETTI & FLISCH (1993). Uno studio delle rocce del basamento è stato effettuato solo in prossimità delle principali superfici di accavallamento alpine, al fine di ricostruire l'evoluzione progressiva delle microstrutture che si sviluppano nelle quarzo-miloniti derivanti dalla deformazione progressiva di rocce paleozoiche.

Nel basamento della Falda di Campo, lungo l'Accavallamento dello Zebrù, prevalgono filladi sericitico-cloritiche (Filladi di Bormio) e ortogneiss a muscovite; nel Basamento di Sesvenna predominano invece gneiss a muscovite e biotite. È interessante notare come nelle unità di basamento, ora in posizione strutturale più elevata (Cristallino della Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch, Falda dell'Ötztal), siano presenti litologie del tutto assenti nella Falda di Campo e nel Basamento di Sesvenna. Questi litotipi (Serie del Passo dei Pastori: scisti a sillimanite e granato, scisti a biotite, anfiboliti, marmi, pegmatiti) si ritrovano nuovamente nella Serie del Tonale (BONSIGNORE *et alii*, 1969).

Alcune considerazioni possono essere fatte sul basamento della Falda di Campo tra il Massiccio dell'Ortles, la Linea di Peio e la Val Venosta. ANDREATTA (1951) distingue in quest'area un dominio settentrionale («a» in tav. 1) in cui prevalgono «miscascisti e paragneiss a due miche di mesozona», ed un dominio meridionale («b» in tav. 1) costituito in maggioranza da «filladi quarzifere». Sulla base di nuove osservazioni, questi due domini possono essere interpretati come due distinte unità tettoniche

all'interno della Falda di Campo. L'unità meridionale si sarebbe accavallata sopra quella settentrionale durante la prima fase deformativa alpina (D1), con un senso di trasporto verso W. A favore di questa interpretazione vi sono i seguenti indizi:

a) il contatto tra le due unità è tettonico e presenta quarzo-miloniti con lineazioni E-W e senso di trasporto verso W. Queste miloniti proseguono verso W fino alla base della Falda dell'Ortles, dove deformano sedimenti del Trias inferiore-medio nell'area dello Zumpnell-P.ta Alta;

b) il granito permiano di Martell (271 Ma) è situato lungo il contatto tra le due unità e presenta una forte deformazione alpina (BOCKEMÜHL, 1988);

c) ancora più a E, al di fuori dell'area riportata in tav.1, l'unità delle «filladi quarzifere» è discordante rispetto alle unità sottostanti ed ha una forte sovraincisa alpina. In quest'area si sviluppa una lineazione orientata E-W e un'orientazione cristallografica preferenziale nei livelli di quarzo che indica un trasporto tettonico verso W (BERGER, 1989).

Tra le altre formazioni del basamento è da segnalare la presenza dello Gneiss Chiaro (STELLA, 1894; BORIANI & COLOMBO, 1979) in tutti i casi in cui è conservato il contatto stratigrafico originario basamento/sedimenti. Ciò accade sia in Val Müstair (DÖSSEGGER, 1974) in corrispondenza del contatto Sesvenna/S-charl, che nella zona dell'Alpe Trela (CONTI *et alii*, 1994), dove si è localmente conservato il basamento originario della Falda dell'Ortles.

Formazione di Ruina (Permiano) (DÖSSEGGER, 1974)

«Verrucano» di BONSIGNORE *et alii* (1969). Si tratta di riodaciti, tufi ed ignimbriti, alternate a livelli subordinati di depositi clastici. Questi ultimi possono derivare dal rimaneggiamento del materiale vulcanico o dall'erosione di rocce del basamento. Lo spessore di questa formazione è molto variabile ed è legato allo sviluppo, durante questo periodo, di graben orientati WNW-ESE (DÖSSEGGER, 1974). Il riempimento di tali graben crea variazioni significative dello spessore della formazione anche su piccole distanze. Nello spazio di 4 km si passa infatti da spessori di oltre 400 m (Val Müstair) ad aree in cui non si ha deposizione (Val Avigna, N di Val Müstair).

Nell'area di Alpe Trela (Falda dell'Ortles) sono presenti esclusivamente alcune decine di metri di vulcaniti permiane a composizione riodacitica (CONTI *et alii*, 1994, «Trela Volcanics»).

Formazione di Chazforà (Trias inferiore) (DÖSSEGGER, 1974)

«Verrucano» e «Arenarie variegata» di BONSIGNORE *et alii* (1969). Questa formazione testimonia la progressiva diminuzione dell'attività estensionale e di deposizione di materiale continentale in graben. Conglomerati massivi contenenti elementi della Formazione di Ruina e del basamento passano progressivamente verso l'alto ad arenarie e siltiti. Lo spessore è molto variabile e raggiunge il suo massimo (> 650 m) in Val Müstair (DÖSSEGGER, 1974).

Formazione di Fuorn (Trias inferiore-?Anisico) (DÖSSEGGER, 1974)

«Arenarie variegata» e parte della «Formazione di Val Pila» di BONSIGNORE *et alii* (1969). Durante la deposizione di questa formazione si ha la transizione da una sedimentazione di tipo continentale ad una sedimentazione marina carbonatica. Arenarie e siltiti sono alternate a livelli carbonatici che aumentano progressivamente di spessore verso l'alto.

Formazione di S-charl (Anisico-Ladinico) (DÖSSEGGER & MÜLLER, 1976)

Dolomie chiare finemente stratificate alternate a calcari grigi microspartiti. La parte inferiore della formazione presenta intercalazioni sabbiose e siltitiche, breccie intraformazionali e livelli tufacei.

Formazione di Turettas (Ladinico) (DÖSSEGGER, 1974)

Dolomie scure finemente stratificate. Presenti talvolta orizzonti bituminosi e livelli chiari costituiti da breccie.

Formazione di Vallatscha (Ladinico) (EICHENBERG, 1986)

«Wettersteindolomit» (ZÖPPRITZ, 1906; SPITZ & DYHRENFURTH, 1914) e «Formazione dell'Alpe Trela» (MARTINA, 1958). È costituita da dolomie chiare con bancatura decimetrica contenenti frequenti Diplopore e Gasteropodi. Testimonia una sedimentazione carbonatica in ambiente da intra- a supra-tidale.

Formazione di Altein (Ladinico) (EICHENBERG, 1986; FRANCH, 1986)

«Strati di Val Lunga» (MARTINA, 1958). Alternanze di calcari scuri a grana fine e dolomie. Carat-

teristica è la presenza di silice stratiforme e in noduli di origine diagenetica. Intercalazioni tufitiche compaiono nella parte alta della formazione.

Formazione di Parai-Alba (Ladinico) (FRANK, 1986)

Dolomie di colore grigio-chiaro ben stratificate a granulometria lutitica, spesso con intercalazioni argillose.

Gruppo del Raibl (Carnico) (FRANK, 1986)

Dolomia di Valle Lunga (BONSIGNORE *et alii*, 1969). All'interno di questo gruppo può essere distinta una base costituita da carnioli e gessi alternati ad argilliti e cornioli (Formazione di Mingèr), che verso l'alto passano a dolomie alternate ad arenarie e siltiti (Formazione di Fanez). Questa variazione testimonia il passaggio da una sedimentazione evaporitica di tipo sabkha a condizioni lagunari (SCHAAD, 1995).

Dolomia Principale (Norico) (BONSIGNORE *et alii*, 1969)

Formazione di Plator-Cristallo (POZZI, 1959b), Dolomia del Cristallo (GELATI & ALLASINAZ, 1964). Dolomia microspartita ben stratificata di colore grigio chiaro deposta in ambiente di «back reef» e intertidale. Una successione stratigrafica completa della formazione è conservata solo nella Falda di S-charl al Pass dal Fuorn (fig. 4). In tutte le altre aree delle Dolomiti dell'Engadina non è possibile una stima dello spessore originario in quanto i contatti al tetto o alla base sono tettonici o erosionali. Lo spessore maggiore è preservato nella parte orientale della Falda dell'Ortles (>1500 m), la sua riduzione a zero, osservabile sempre nella Falda dell'Ortles andando verso W, è da attribuirsi alla tettonica alpina.

Mentre nella Falda dell'Ortles la Dolomia Principale è rappresentata da sedimenti carbonatici continui in facies di piattaforma, nella Falda di Quattervals si instaura prima una successione calcareo-dolomitica e poi una esclusivamente calcarea. Lo sviluppo di bacini all'interno della Dolomia Principale della Falda di Quattervals può essere messo in relazione con eventi distensivi durante il Norico (SOMM, 1965; BERRA, 1994).

Formazione di Kössen (Retico) (FURRER, 1993)

Formazione di Fraele (POZZI, 1959b), Calcarea del Leverone (BONSIGNORE *et alii*, 1969). Intercala-

zione di calcari, marne e argilliti fossilifere testimonianti una sedimentazione di mare basso e lagunare. Durante il lavoro di campagna nella parte centrale della Falda dell'Ortles sono stati cartografati i vari membri che compongono questa formazione (tav. 4). Alla base vi è il Membro di Alplhorn in cui a prevalenti argilliti sono intercalati calcari e dolomie. Verso l'alto si passa al Membro di Ramoz caratterizzato da bancate carbonatiche di spessore metrico alternate ad argilliti. Il Membro sommitale (Mitgel) è costituito da calcari e argilliti ben stratificate, caratterizzato dalla presenza di ooidi.

Calcarea di Culmet (?Hettangiano) (FURRER, 1993)

È un orizzonte carbonatico di ca 10 m di spessore che segna il passaggio dalla Formazione di Kössen alla Formazione di Allgäu. Il carattere massivo e il colore chiaro ne fanno un orizzonte guida facilmente riconoscibile anche in panorama.

Formazione di Allgäu (Giurassico inferiore-medio) (EBERLI, 1985)

Formazione del Monte Motto (Pozzi, 1959b), Calcarea di Valle del Monte (BONSIGNORE *et alii*, 1969). Alternanze di calcari e marne a cui sono intercalati risedimenti carbonatici quali brecce, conglomerati e torbiditi. La Formazione di Allgäu risulta deposta durante le fasi giurassiche di apertura della Tetide. La presenza di risedimenti testimonia una sedimentazione contemporanea all'attività di faglie normali. Nelle Dolomiti dell'Engadina faglie sinsedimentarie giurassiche sono conservate nella Falda dell'Ortles a P. Chaschauna (FROITZHEIM, 1988), Il Motto (EBERLI, 1985; NÄGELI, 1985) e tra M. Torracchia e Cima Doscopa (CONTI *et alii*, 1994); nella Falda di S-charl a Piz Lischana (MADER, 1987).

Formazione di Blais (Radiolariti) (Giurassico medio-superiore) (DÖSSEGGER *et alii*, 1982)

Radiolariti e argilliti silicee di colore rosso-verdastro. Indicano dell'instaurarsi di una sedimentazione nettamente pelagica in tutta l'area.

Formazione di Russenna (Titoniano|Berriasiano-Barremiano|Aptiano inferiore) (DÖSSEGGER *et alii*, 1982)

Alternanze di calcari micritici e argilliti rosso-verdi. Si ritrovano calpionelle, aptici, radiolari e foraminiferi.

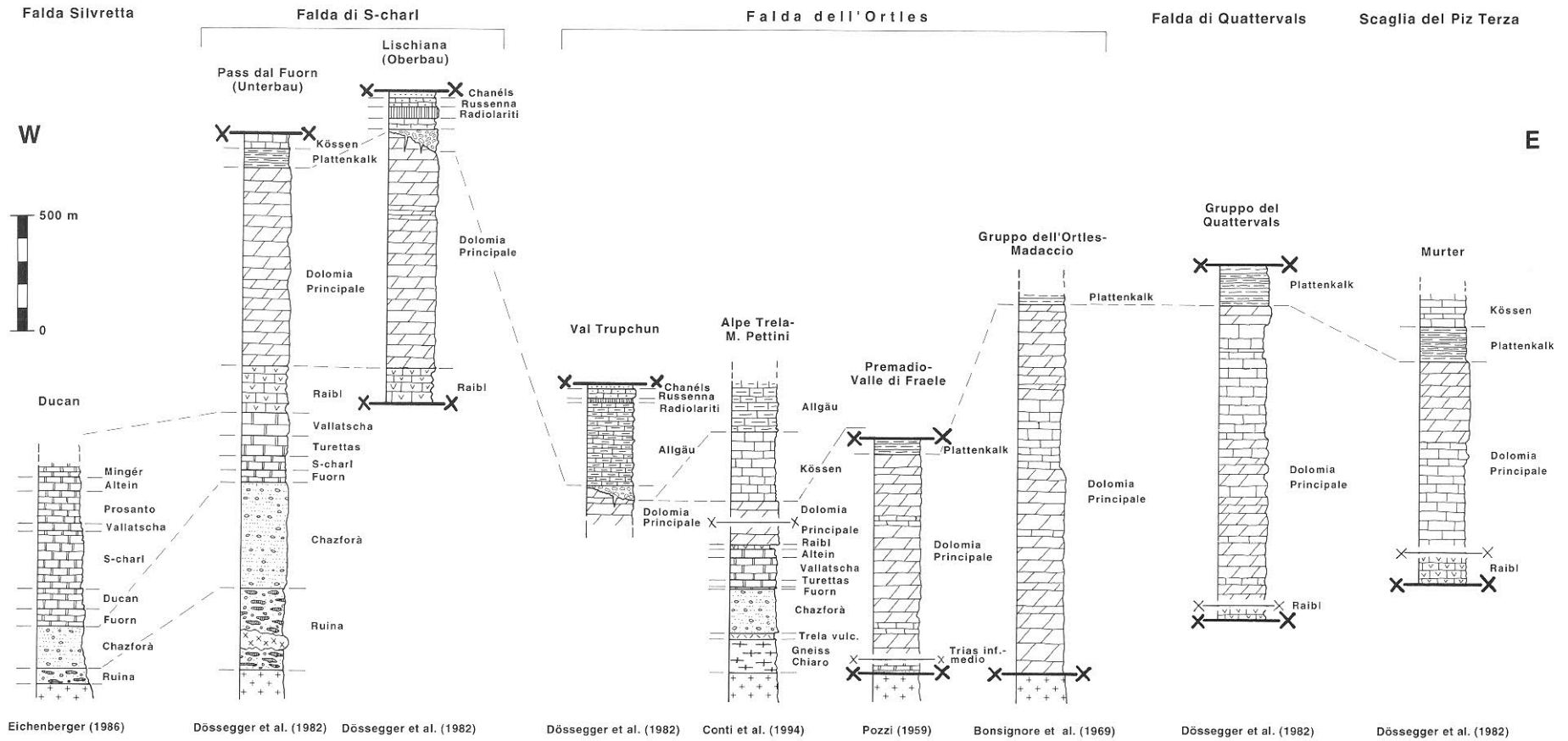


Fig. 4 – Sezioni stratigrafiche nelle Dolomiti dell'Engadina. La posizione relativa delle falde è basata sulla ricostruzione di fig. 69.

– Stratigraphic sections in the tectonic units of the Engadine Dolomites. Relative nappe position is from fig. 69.

Formazione di Chanèls (Aptiano superiore-Turoniano medio) (DÖSSEGGER *et alii*, 1982)

Depositi emipelagici costituiti da alternanze di calcari e marne ricche in Globigerine e radiolari. È la formazione più giovane nelle Unità dell'Austroalpino superiore ed è conservata al nucleo di una sinclinale nella Falda dell'Ortles, in Val Trupchun (VILLA & POZZI, 1962; CARON *et alii*, 1982).

3. - METAMORFISMO ALPINO NELLE DOLOMITI DELL'ENGADINA

Nel basamento delle Falde Austroalpine a W della Finestra dei Tauri (Falda dell'Ötztal, Basamento di Sesvenna, Falda di Campo, Falda Silvretta) un metamorfismo alpino retrogrado si sovrappone alle paragenesi erciniche e più antiche (HOINKES & THÖNI, 1993). Questo è evidenziato dalla cloritizzazione e sericitizzazione di granato, biotite, staurolite e feldspati e dalla crescita di clorite, mica bianca e granato. Il metamorfismo alpino in quest'area è riferibile essenzialmente alle fasi deformative del Cretaceo superiore (fasi eoalpine) (GREGNANIN & PICCIRILLO, 1974; MILLER, 1986; WINKLER & BERNOULLI, 1986; FRANK *et alii*, 1987; SPIESS, 1987; WINKLER, 1988; HOINKES *et alii*, 1991; THÖNI & JAGOUTZ, 1993 e bibliografia citata). Lo studio dell'evoluzione pre-alpina di tali falde esula dai fini del presente lavoro, su tale argomento si vedano le rassegne di HOINKES & THÖNI (1993) e MAGGETTI & FLISCH (1993).

Una zonazione del metamorfismo alpino è osservabile da E verso W nella Falda dell'Ötztal e nella sottostante Falda di Campo (fig. 5). Nell'area dello Schneeberg/Monteneve sono preservate condizioni anfibolitiche che diminuiscono progressivamente verso W fino ad arrivare alla facies scisti verdi nella parte orientale delle Dolomiti dell'Engadina (THÖNI, 1980a; THÖNI, 1980b; THÖNI, 1981; PURTSCHELLER *et alii*, 1987; THÖNI & HOINKES, 1987; SCHMID & HAAS, 1989). Le isograde del metamorfismo hanno un andamento NE-SW, quasi ortogonali cioè con la base della Falda dell'Ötztal e risultano solo parzialmente dislocate dalle Miloniti della Val Venosta: con questa geometria si possono interpretare come coevi i movimenti lungo le Miloniti della Val Venosta, lungo l'Accavallamento di Slingia e il metamorfismo nella Falda dell'Ötztal e nella Falda di Campo (SCHMID & HAAS, 1989).

Mentre numerose informazioni sul metamorfismo alpino sono disponibili nella Falda dell'Ötztal, nel Basamento di Sesvenna e nella Falda di Campo, un minor numero di lavori ha preso in considerazione il metamorfismo nei sedimenti delle Dolomiti dell'Engadina. Esso viene generalmente attribuito da FREY *et alii* (1974) e TRÜMPY (1980) alla facies degli scisti verdi inferiore. Tale grado metamorfico viene confermato dagli studi di THÖNI (1980a; 1981) nei sedimenti della parte orientale della Falda di S-charl: in quest'area (Val Müstair) le formazioni permo-scitiche (Ruina, Chazforà) mostrano infatti crescita di fengite/muscovite, clorite e stilpnomelano. Lo stesso autore (THÖNI, 1981) segnala la crescita di biotite nei sedimenti mesozoici della parte orientale della Falda dell'Ortles (Valle Solda).

Negli ultimi anni il metamorfismo nei sedimenti delle Dolomiti dell'Engadina è stato oggetto di studio da parte di ricercatori dell'Università di Bochum (KÜRMANN & RICHTER, 1989; HENRICH, 1993), applicando i metodi della cristallinità dell'illite e della riflettività della vetrinite. Secondo tali autori nella parte centro-settentrionale delle Dolomiti dell'Engadina si ha un aumento della temperatura da W (Scaglia di Piz Terza: 240 °C) verso E (Falda di S-charl e Cima Termine: 300 °C).

Nelle falde austroalpine a W della Linea dell'Engadina stime della temperatura raggiunta durante il metamorfismo alpino sono state effettuate da vari autori con il metodo della cristallinità dell'illite e della riflettività della vetrinite. Secondo KÜRMANN & RICHTER (1989) e HENRICH (1993) i valori di temperatura ottenuti nella Falda di Ela (230-300 °C) sarebbero confrontabili con quelli delle Dolomiti dell'Engadina e maggiori di quelli della Falda Silvretta. Ciò conferma i risultati di DUNOYER de SEGONZAC & BERNOULLI (1976). Secondo FERREIRO MÄHLMENN (1994) la situazione è più complicata ed esiste un gradiente di temperatura verticale sia all'interno della Falda di Ela che nei sedimenti di Ducan della Falda Silvretta; in entrambi i casi si avrebbe un aumento di temperatura verso il basso. Questo gradiente sarebbe stato acquisito probabilmente durante le fasi estensionali giurassiche e trasportato passivamente durante le fasi tettoniche alpine.

3.1. - «CRISTALLINITÀ» DELL'ILLITE

Come vedremo in seguito, studi sui meccanismi deformativi agenti nelle miloniti lungo l'Accavallamento Trupchun-Braulio e l'Accavallamento dello Zebrù indicano un aumento della temperatura verso