

Formazione di Chanèls (Aptiano superiore-Turoniano medio) (DÖSSEGER *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).

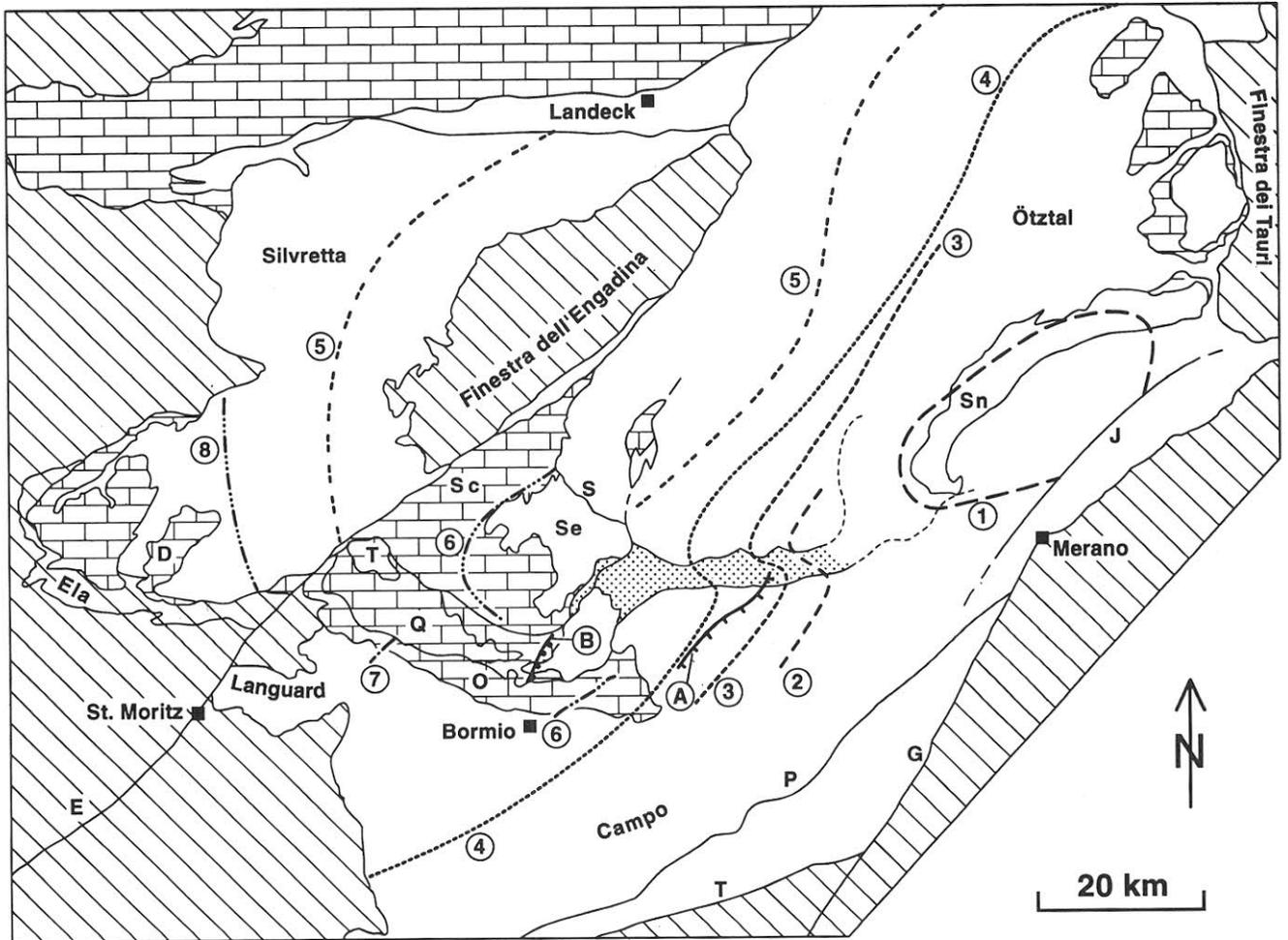
Mentre numerose informazioni sul metamorfismo alpino sono disponibili nella Falda dell'Ötztal, nel Basamento di Sesvenna e nella Falda di Campo, un minor numero di lavori ha preso in considerazione il metamorfismo nei sedimenti delle Dolomiti dell'Engadina. Esso viene generalmente attribuito da FREY *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


Austroalpino superiore:

-  Sedimenti mesozoici
-  Basamento paleozoico
-  Miloniti della Val Venosta
-  Unità inferiori: Austroalpino inferiore, Penninico, Sudalpino

Se: Sesvenna Sc: S-charl Q: Quattervals
 O: Ortles D: Ducan Sn: Schneeberg/Monteneveve
 E: Linea dell'Engadina
 P: Linea di Peio T: Linea del Tonale
 G: Linea delle Giudicarie S: Faglia di Slingia
 J: Linea di Jaufen

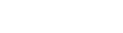
-  1 : Staurolite in, cloritoide out ($\approx 550-600^{\circ}\text{C}$, Purtscheller et al., 1987; Schmid & Haas, 1989)
-  2 : Staurolite in, cloritoide in ($\approx 520^{\circ}\text{C}$, Schmid & Haas, 1989)
-  3 : Granato in ($\approx 480-490^{\circ}\text{C}$, Schmid & Haas, 1989)
-  4 : Cloritoide in ($\approx 440^{\circ}\text{C}$, Thoni, 1981; Purtscheller et al., 1987; Schmid & Haas, 1989)
-  5 : Stilpnomelano in ($\approx 300-350^{\circ}\text{C}$, Thöni, 1981)
-  6 : Cristallinità dell'illite ($\approx 300^{\circ}\text{C}$, questo lavoro, Kürmann & Richter, 1989; Henrichs, 1993; Kürmann, 1993)
-  7 : Cristallinità dell'illite ($\approx 200^{\circ}\text{C}$, questo lavoro, Kürmann & Richter, 1989; Henrichs, 1993)
-  8 : Cristallinità dell'illite ($\approx 200^{\circ}\text{C}$, questo lavoro, Dunoyer de Segonzac & Bernoulli, 1976)
-  A : Transizione "subgrain rotation"- "grain boundary migration" in quarzo-miloniti
-  B : Transizione cataclasi-plasticità in quarzo-miloniti

Fig. 5 - Distribuzione delle temperature durante il metamorfismo alpino nelle Falde Austroalpine superiori delle Dolomiti dell'Engadina e aree circostanti.

- Alpine metamorphism in the Upper Austroalpine nappes of Engadine Dolomites and adjoining areas.

E durante la messa in posto delle falde. Al fine di stabilire se tale variazione di temperatura è presente anche nei sedimenti della Falda dell'Ortles, uno studio sul grado metamorfico di tali sedimenti è stato compiuto con il metodo della cristallinità dell'illite. Tale metodo è stato applicato anche ai sedimenti della Falda di Ela per discutere la possibilità di una correlazione tra la Falda dell'Ortles e la Falda di Ela attraverso la Linea dell'Engadina. Inoltre un confronto con le unità sovrastanti e sottostanti è stato effettuato misurando campioni provenienti dalla copertura sedimentaria della Falda Silvretta (Ducan), dall'Unità del Mezzaun («Corn Zug» e sedimenti sottostanti) e dalla Falda del Bernina (Valle del Monte).

Per rendere omogenei e confrontabili tra loro i risultati ottenuti, i campioni sono stati raccolti sempre nei livelli più argillitici della Formazione di Allgäu; nella Falda Silvretta, ove tale formazione non è purtroppo conservata, essi sono stati raccolti nella Formazione di Kössen. La preparazione e le procedure di misurazione sono le stesse per tutti i campioni (KISCH & FREY, 1987; KISCH, 1991): polverizzazione con una macina ad anelli («disc mills») per 30 secondi e quindi in un mortaio di agata, decarbonatizzazione con acido acetico, sedimentazione «air-dried» senza saturazione con glicolilene o altro.

I risultati ottenuti sono riportati in tab. 1, fig. 6 ed in fig. 7. In fig. 6 sono indicati con simboli diversi le località che ricadono nel campo della diagenesi, dell'anchizona e dell'epizona (= facies scisti verdi inferiore); il campo dell'anchizona è stato ulteriormente suddiviso in due parti. I valori di $^{\circ}\Delta 2\theta$ presi come limite tra i vari campi (0.25 e 0.42), sono quelli indicati da Kübler (1990) e oggi ampiamente accettati (Frey, 1987; Kisch, 1990). I valori di temperatura di 200 e 300 °C corrispondono approssimativamente al passaggio diagenesi-anchizona e anchizona-epizona, come proposto da FREY *et alii* (1980) e FREY (1986), e confermato dagli studi di KÜRMAN & RICHTER (1989) e HENRICH (1993).

I risultati sono illustrati anche in fig. 7. I valori di cristallinità dell'illite relativi alla Falda dell'Ortles e alla Falda di Ela sono riportati in un profilo schematico orientato circa E-W (fig. 7a) in cui le ordinate rappresentano la distanza dei vari campioni dalla Linea dell'Engadina. In tale figura è possibile notare che:

a) nella Falda dell'Ortles si ha un aumento dell'Indice di Kübler ($^{\circ}\Delta 2\theta$) verso W, cioè il grado metamorfico aumenta verso E;

b) nella Falda di Ela tutti gli affioramenti esaminati rientrano nel campo dell'anchizona, e nessun gradiente E-W è osservabile;

c) la Linea dell'Engadina separa nei pressi di S-chanf due falde con grado metamorfico diverso: la parte occidentale della Falda dell'Ortles (diagenesi) è infatti direttamente a contatto con la parte orientale della Falda di Ela (anchizona).

Sulla base di questi risultati è da escludere una correlazione tra la Falda dell'Ortles e la Falda di Ela attraverso la Linea dell'Engadina. La Linea dell'Engadina deve avere, almeno in quest'area, la natura di una faglia lungo cui il blocco orientale (Falda dell'Ortles) viene abbassato e giustapposto con il blocco occidentale (Falda di Ela) con grado metamorfico maggiore. Queste osservazioni sono in accordo con l'interpretazione di SCHMID & FROITZHEIM (1993), che considerano la Linea dell'Engadina una faglia normale immergente verso SE.

La Falda dell'Ortles non rappresenta perciò la continuazione della Falda di Ela a E della Linea dell'Engadina, ma una falda che si trovava, rispetto alla Falda di Ela, ad un livello strutturale più elevato prima dei movimenti lungo la Linea dell'Engadina.

Per quanto riguarda i risultati ottenuti nei sedimenti della Falda Silvretta (Ducan), nell'Unità del Mezzaun e nella Falda del Bernina, essi confermano sostanzialmente quelli di DUNOYER DE SEGONZAC & BERNOULLI (1976) e di HENRICH (1993):

a) la parte occidentale della Falda Silvretta ha un grado metamorfico minore rispetto alla sottostante Falda di Ela paragonabile con quello della parte occidentale della Falda dell'Ortles;

b) l'Unità del Mezzaun e la Falda Bernina mostrano un metamorfismo più elevato rispetto alla Falda dell'Ortles e paragonabile con quello della Falda di Ela. Su queste basi è possibile dimostrare ulteriormente l'appartenenza delle suddette falde a due livelli strutturali distinti: uno più elevato (Austroalpino superiore) che comprende la Falda dell'Ortles e la Falda Silvretta, ed uno inferiore (Austroalpino inferiore) che comprende la Falda di Ela, l'Unità del Mezzaun (e l'Unità del Murtiröl) e la Falda Bernina.

Sulla base dei risultati ottenuti e tenendo conto dei dati pubblicati, in fig. 5 sono state riportate le temperature raggiunte durante il metamorfismo alpino nelle falde austroalpine superiori nell'area delle Dolomiti dell'Engadina.

TAB. 1 – *Cristallinità dell'illite: ubicazione campioni misurati e risultati ottenuti*

– Illite «Cristallinity»: sample location and results

Camp. n°	Formazione	Località	Coordinate *	$\circ A_{20}CuK\alpha$	Deviazione standard	Unità tettonica
1	Allgäu	Valle Pettini	815.050/158.025	0.356	0.007	Falda dell'Ortles
2	Kössen	Valle Cancano	821.275/157.450	0.281	0.006	Falda dell'Ortles
3	Allgäu	Valle Saliente	804.950/161.500	0.466	0.026	Falda dell'Ortles
4	Allgäu	Valle Saliente	805.400/160.700	0.358	0.013	Falda dell'Ortles
5	Allgäu	Lago S. Giacomo	815.650/159.075	0.345	0.017	Falda dell'Ortles
6	Plattenkalk	Lago S. Giacomo	817.250/157.650	0.277	0.010	Falda dell'Ortles
7	Kössen	Lago di Cancano	819.800/157.550	0.335	0.007	Falda dell'Ortles
8	Allgäu	Canale Torto	810.050/159.325	0.369	0.014	Falda dell'Ortles
9	Allgäu	Canale Torto	810.225/159.175	0.386	0.011	Falda dell'Ortles
10	Allgäu	Canale Torto	810.475/158.500	0.361	0.009	Falda dell'Ortles
11	Allgäu	Val Müschauns	801.250/165.850	0.486	0.040	Falda dell'Ortles
12	Allgäu	Val Müschauns	801.125/165.165	0.696	0.019	Falda dell'Ortles
13	Allgäu	Val d'Es-cha	788.100/164.050	0.377	0.011	Falda di Ela
14	Allgäu	Val d'Es-cha	788.050/164.200	0.314	0.006	Falda di Ela
15	Allgäu	Val d'Es-cha	787.950/164.300	0.323	0.012	Falda di Ela
16	Allgäu	Val d'Es-cha	787.600/164.425	0.315	0.008	Falda di Ela
17	Allgäu	Albulapass	784.425/162.375	0.346	0.005	Falda di Ela
18	Allgäu	Albulapass	784.150/162.675	0.328	0.006	Falda di Ela
19	Allgäu	Crap Alv	780.525/161.925	0.243	0.007	Falda di Ela
20	Allgäu	Palpuogna	779.700/161.950	0.274	0.007	Falda di Ela
21	Allgäu	Naz	778.075/162.850	0.334	0.016	Falda di Ela
22	Allgäu	Giardana	777.750/165.050	0.295	0.007	Falda di Ela
23	Allgäu	Bergün	777.100/167.050	0.304	0.014	Falda di Ela
24	Kössen	Gretji	780.900/173.075	0.388	0.014	Falda Silvretta (Ducan)
25	Kössen	Gretji	781.300/173.300	0.491	0.014	Falda Silvretta (Ducan)
26	Kössen	Chrachenhorn	781.550/173.425	0.556	0.020	Falda Silvretta (Ducan)
27	Kössen	Gretji	781.125/173.450	0.497	0.014	Falda Silvretta (Ducan)
28	Allgäu	Lago S. Giacomo	816.850/159.020	0.304	0.020	Falda dell'Ortles
31	Kössen	Lago di Cancano	819.020/156.925	0.352	0.010	Falda dell'Ortles
32	Allgäu	Piz Uter	795.850/161.150	0.379	0.006	U. Mezzaun ("Corn Zug")
33	Allgäu	Piz Uter	796.150/161.250	0.358	0.004	Unità del Mezzaun
34	Allgäu	Piz Arpiglia	796.700/161.800	0.288	0.008	Unità del Mezzaun
35	Allgäu	Piz Arpiglia	796.700/161.600	0.271	0.009	Unità del Mezzaun
37.1	Allgäu	Valle del Monte	802.325/151.150	0.299	0.011	Falda Bernina
37.2	Allgäu	Valle del Monte	802.425/151.125	0.266	0.008	Falda Bernina
37.3	Allgäu	Valle del Monte	801.625/151.900	0.331	0.013	Falda Bernina
43	Allgäu	Lago di Livigno	807.800/159.775	0.546	0.015	Falda dell'Ortles
44	Allgäu	Lago di Livigno	809.000/160.350	0.580	0.007	Falda dell'Ortles
45	Allgäu	Valle Alpisella	811.250/159.450	0.544	0.019	Falda dell'Ortles
46	Allgäu	Valle Alpisella	813.625/158.900	0.329	0.008	Falda dell'Ortles
47	Plattenkalk	Valle del Braulio	08.375/52.900 **	0.278	0.010	Falda dell'Ortles
48	Allgäu	Val Chaschauna	798.950/163.700	0.531	0.013	Falda dell'Ortles
49	Allgäu	Schanfs	794.575/165.850	0.288	0.010	Falda di Ela
50	Allgäu	God Flin	798.100/167.200	0.434	0.006	Falda dell'Ortles
51	Allgäu	Varusch	797.450/168.600	0.375	0.005	Falda dell'Ortles
52	Allgäu	Valle del Monte	801.300/152.525	0.304	0.008	Falda Bernina
53	Allgäu	Valle del Monte	801.150/152.650	0.284	0.006	Falda Bernina
54	Kössen	SW-Gretji	780.940/173.175	0.452	0.005	Ducan
55	Kössen	Chrummhürel	781.150/173.050	0.411	0.019	Ducan
56	Kössen	SW-Gretji	780.850/173.150	0.527	0.012	Ducan

* Coordinate in base alla Carta Nazionale Svizzera.

** Coordinate in base alla Carta d'Italia 1:50.000, Istituto Geografico Militare, Foglio n° 24-Bormio.

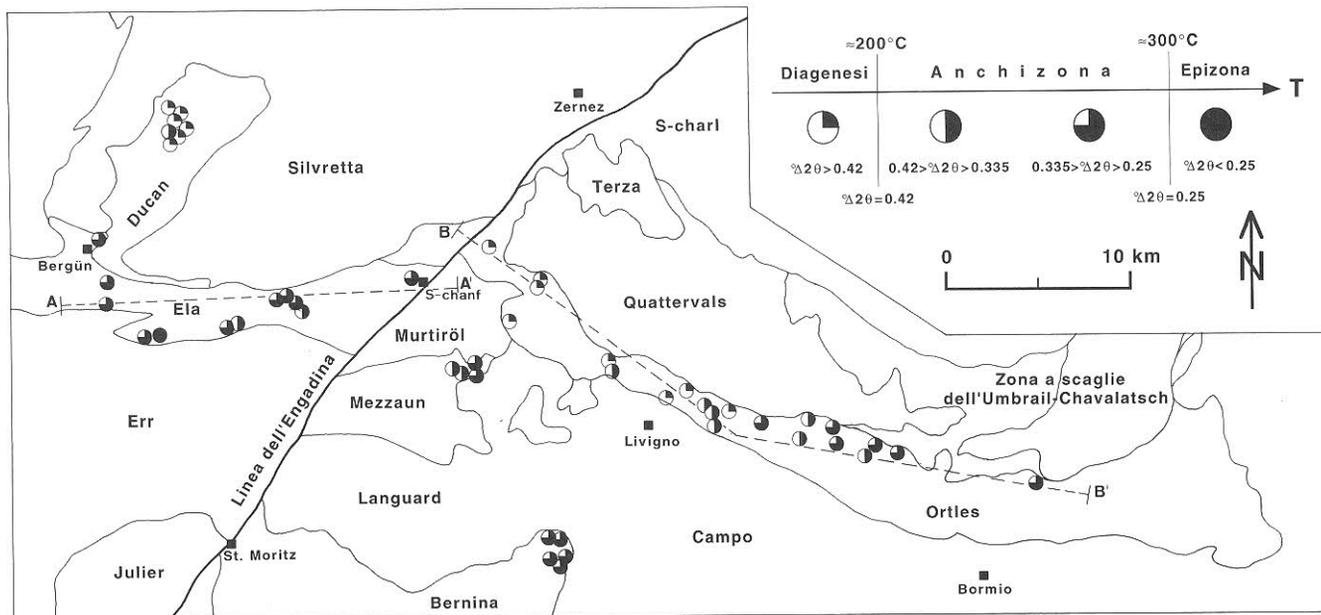


Fig. 6 - Cristallinit  dell'illite (Indice di K bler = $\circ\Delta 2\theta$) nei sedimenti della Falda di Ela, della Falda dell'Ortles, della Falda Silvretta (Ducan), dell'Unit  del Mezzaun e della Falda Bernina. A-A' e B-B' rappresentano le tracce dei profili di fig. 7 a.

- Illite «crystallinity» (K bler Index = $\circ\Delta 2\theta$) in Mesozoic sediments of the Ela nappe, Silvretta nappe, Ortler nappe, Mezzaun unit and Bernina nappe. A-A', B-B': profile in fig. 7 a.

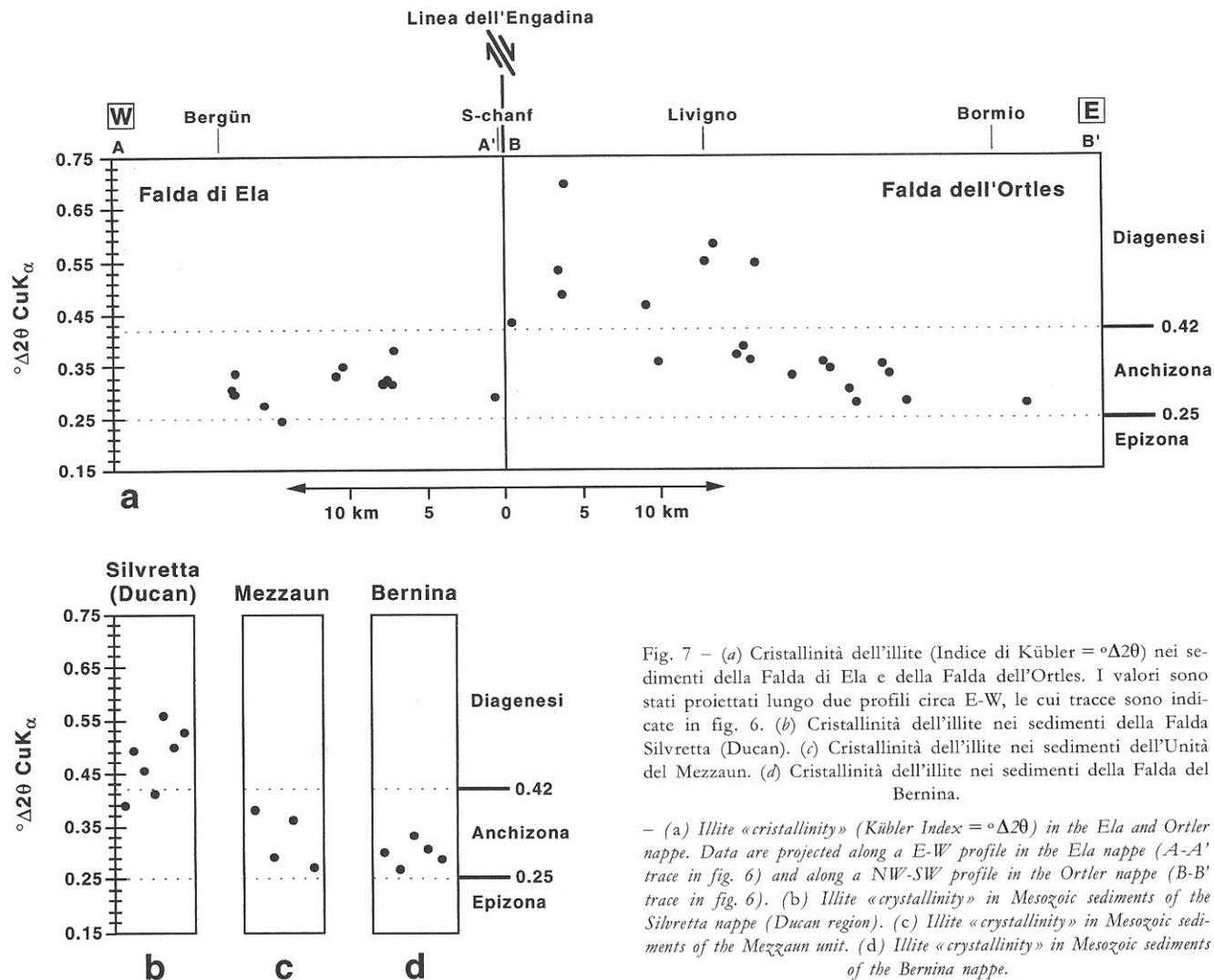


Fig. 7 - (a) Cristallinit  dell'illite (Indice di K bler = $\circ\Delta 2\theta$) nei sedimenti della Falda di Ela e della Falda dell'Ortles. I valori sono stati proiettati lungo due profili circa E-W, le cui tracce sono indicate in fig. 6. (b) Cristallinit  dell'illite nei sedimenti della Falda Silvretta (Ducan). (c) Cristallinit  dell'illite nei sedimenti dell'Unit  del Mezzaun. (d) Cristallinit  dell'illite nei sedimenti della Falda del Bernina.

- (a) Illite «crystallinity» (K bler Index = $\circ\Delta 2\theta$) in the Ela and Ortler nappe. Data are projected along a E-W profile in the Ela nappe (A-A' trace in fig. 6) and along a NW-SW profile in the Ortler nappe (B-B' trace in fig. 6). (b) Illite «crystallinity» in Mesozoic sediments of the Silvretta nappe (Ducan region). (c) Illite «crystallinity» in Mesozoic sediments of the Mezzaun unit. (d) Illite «crystallinity» in Mesozoic sediments of the Bernina nappe.

3.2. – ETÀ DEL METAMORFISMO

Datazioni su minerali di età alpina nell'area delle Dolomiti dell'Engadina sono state effettuate da THÖNI (1980a; 1980b; 1981; 1983; 1986) e THÖNI & HOINKES (1987), nella Falda Silvretta da THÖNI (1981), FLISCH (1986), SPIESS (1987) e HURFORD *et alii* (1989). A tali autori e a SCHMID & HAAS (1989) si rimanda per una discussione più ampia dell'argomento.

Dalla distribuzione regionale delle età ricavate con i metodi K/Ar e Rb/Sr su miche neofornate, si può affermare che l'evento metamorfico responsabile della retrocessione delle paragenesi erciniche e della crescita di nuovi minerali è attribuibile al Cretaceo superiore. Le miche sincinematiche nelle Miloniti della Val Venosta hanno anch'esse un'età variabile tra i 70 e i 100 Ma, mentre il metamorfismo e la foliazione nelle formazioni di Chazforà e Ruina della Falda di S-charl in Val Müstair hanno un'età di circa 90 Ma. L'utilizzazione del metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ in queste rocce ha fornito risultati analoghi (THÖNI & MILLER, 1987, 90 Ma).

Datazioni nel basamento della Falda Silvretta hanno ugualmente fornito età comprese tra 80 e 110 Ma.

3.3. – DISCUSSIONE

Sulla base dei dati geocronologici disponibili è possibile affermare che durante il Cretaceo superiore si ha il metamorfismo della Falda dell'Ötztal, il sovrascorrimento lungo l'Accavallamento di Slingia, la formazione delle Miloniti della Val Venosta e il metamorfismo nelle sottostanti Falda di Campo, Falda di S-charl e Basamento di Sesvenna.

Come vedremo in seguito, il proseguimento delle Miloniti della Val Venosta può essere tracciato ulteriormente verso W nell'area delle Dolomiti dell'Engadina lungo l'Accavallamento dello Zembrù e l'Accavallamento Trupchun-Braulio; questi accavallamenti sono responsabili dell'attuale struttura a falde e dello sviluppo di pieghe nella Falda dell'Ortles. È perciò ragionevole supporre che:

a) l'attività lungo l'Accavallamento dello Zembrù e l'Accavallamento Trupchun-Braulio sia contemporanea con quella lungo l'Accavallamento di Slingia, cioè del Cretaceo superiore;

b) che il metamorfismo riconosciuto all'interno della Falda dell'Ortles sia anch'esso dovuto alle fasi coalpine (fase D1).

Essendo originati dal medesimo evento deformativo, i valori approssimativi di temperatura dedotti dalle misure di cristallinità dell'illite nella Falda

dell'Ortles, possono essere confrontati con quelli ricavati dalle paragenesi mineralogiche nella Falda di S-charl e nel Basamento di Sesvenna (fig. 5).

Un'importante osservazione già effettuata nella Falda dell'Ötztal e nelle Miloniti della Val Venosta può essere confermata nelle Dolomiti dell'Engadina: il grado metamorfico è progrado verso E.

Un gradiente nel metamorfismo è osservabile anche nella Falda Silvretta. Avvicinandosi alla finestra dell'Engadina infatti sono attualmente esposti livelli sempre più profondi della Falda Silvretta, portati alla superficie durante la fase di sollevamento terziarie legate ai movimenti lungo la Linea dell'Engadina.

4. – ANALISI MICROSTRUTTURALE E TESSITURALE

Al fine di ricostruire i movimenti relativi tra le varie falde particolare attenzione è stata prestata allo studio degli indicatori cinematici presenti nelle miloniti lungo le varie superfici di accavallamento.

Gli indicatori cinematici più frequenti sono: porfiroclasti asimmetrici, foliazioni complesse, orientazioni preferenziali della forma dei granuli, orientazioni cristallografiche preferenziali (fig. 8).

Porfiroclasti asimmetrici: appartenenti a questa categoria sono stati riconosciuti «*mica fish*» (fig. 8a) (EISBACHER, 1970; LISTER & SNOKE, 1984), clasti tipo σ (SIMPSON & SCHMID, 1983; PASSCHIER & SIMPSON, 1986), clasti tipo δ , clasti con dissoluzione (fig. 8b), orientazioni preferenziali indotte dalla presenza di clasti rigidi (GARCIA CELMA, 1982).

Foliazioni complesse: con questo termine si intende la presenza di foliazioni sviluppatasi contemporaneamente a quella milonitica principale. I più comuni tipi di foliazioni complesse utilizzate per determinare il senso di movimento sono legate allo sviluppo di superfici S-C (BERTHÉ *et alii*, 1979b; LISTER & SNOKE, 1984) e allo sviluppo di «*shear band*» (BERTHÉ *et alii*, 1979a; PLATT & VISSERS, 1980; WHITE *et alii*, 1980) fig. 8c. Con questo termine si intendono in questo lavoro discrete zone di taglio presenti in miloniti e con movimento sintetico rispetto al senso generale di trasporto. Il termine «*extensional crenulation cleavage*» viene invece riservato per un qualsiasi clivaggio di crenulazione sul quale sia possibile riconoscere movimenti normali. La differenza tra i due tipi di superfici è evidenziata dal fatto che le «*shear band*» sono sin-milonitiche, molto discontinue e dopo breve tratto si parallelizzano con la foliazione milonitica (fig. 8c). Nel caso di un «*extensional crenulation*