

Coll.



SERVIZIO GEOLOGICO
D'ITALIA

Largo S.Susanna 13 - ROMA

2



CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

SCALA 1:50'000

Coll. 1

F. 028 - LA MARMOLADA

LA MARMOLADA



014 Bressanone	015 Brunico	016 Dobbiaco
027 Bolzano	028 LA MARMOLADA	029 Cortina d'Ampezzo
044 Predazzo	045 S. Martino di Castrozza	046 Longarone

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA
alla scala 1:50.000

NOTE ESPLICATIVE

del

F° 028

LA MARMOLADA

A. Brondi, M. Mittempergher, M. Panizza
D. Rossi, E. Somnavilla, F. Vuillermin

I N D I C E

INTRODUZIONE	Pag. 5
I) - STRATIGRAFIA	» 7
A) PERMICO	» 7
Complesso Vulcanico Atesino, Gruppo riolitico	» 7
Arenarie di Val Gardena	» 8
Formazione a Bellerophon	» 8
B) TRIASSICO	» 9
Formazione di Werfen (Scitico)	» 9
Strati a Dadocrinus gracilis e Conglomerato di Richthofen (Anisico inferiore)	» 10
Dolomia del Serla (Anisico medio-superiore)	» 10
Calcare di Contrin (Anisico medio-superiore)	» 10
Formazione di Livinallongo (Ladinico inferiore)	» 11
Calcare della Marmolada (Ladinico inferiore)	» 11
Dolomia dello Sciliar inferiore (Ladinico inferiore)	» 11
Complesso eruttivo medio-triassico (Ladinico superiore - Carnico inferiore?)	» 12
Formazione di Wengen (Ladinico superiore)	» 15
Formazione di S. Cassiano (Carnico inferiore)	» 16
Dolomia dello Sciliar superiore (Carnico inferiore)	» 17
Dolomia di Dürrenstein (Ladinico superiore - Carnico inf.)	» 17
Formazione di Raibl (Carnico superiore)	» 18
Dolomia Principale (Norico)	» 18
C) GIURASSICO e GRETACICO	» 18
Calcarì grigi di Fanes (Lias inferiore e medio)	» 18
Rosso Ammonitico Veronese (Dogger - Mal)	» 19
Marne del Puez (Cretacico inferiore)	» 19
D) DEPOSITI DEL QUATERNARIO	» 19
Depositi alluvionali o di versante sottostanti a depositi morenici (Pleistocene)	» 19
Depositi morenici pleniglaciali (Würm)	» 19
Depositi morenici stadiali (Tardo Würm e Olocene)	» 20
Depositi alluvionali (Olocene non attuale)	» 20
Depositi torbosi palustri (Olocene)	» 20
Depositi colluviali e falde detritiche (Olocene)	» 20
Depositi alluvionali (Attuale)	» 20
Copertura eluviale (Attuale)	» 20
II) - TETTONICA	» 21
III) - GEOMORFOLOGIA	» 22
IV) - IDROGEOLOGIA	» 24
V) - DISSESTABILITÀ	» 27
VI) - BIBLIOGRAFIA	» 29

INTRODUZIONE

(E. SOMMAVILLA)

L'area rappresentata nel Foglio La Marmolada a Scala 1:50.000 comprende buona parte delle Dolomiti Occidentali ed un piccolo lembo di quelle Orientali. Corrisponde alla parte centro-orientale dell'area coperta da F. M. Marmolada a Scala 1:100.000 ed inoltre ad una stretta fascia appartenente al bordo occidentale del Foglio Cortina d'Ampezzo.

Rispetto al Foglio Geologico M. Marmolada 1:100.000, il nuovo 50.000 presenta, oltre al maggior dettaglio permesso dalla scala maggiore, parecchie differenze qualitative, di cui le più importanti sono:

- 1) la distinzione in piani ed orizzonti della Formazione di Werfen, con la conseguente messa in evidenza della fase tettonica anisica, e della conseguente lacuna stratigrafica;
- 2) la suddivisione delle formazioni carbonatiche medio-triassiche in due livelli, uno essenzialmente ladinico inferiore (eteropico alla Formazione di Livinallongo) e l'altro carnico inferiore;
- 3) una nuova suddivisione stratigrafica delle vulcaniti triassiche ed una loro distinzione più precisa in base al meccanismo di eruzione e di eventuale rideposizione, con conseguente aiuto per la localizzazione dei centri di eruzione e della fase tettonica collegata al vulcanismo;
- 4) la rinnovata cartografia delle formazioni di copertura quaternaria, distinte chiaramente dal punto di vista stratigrafico e dei processi di deposizione;
- 5) una tettonica più precisa, ottenuta con l'aiuto del maggior dettaglio stratigrafico raggiunto soprattutto nel rilevamento dei sedimenti scitici e delle vulcaniti mediotriassiche.

Rispetto al Foglio Cortina d'Ampezzo 1:100.000, il rilevamento risulta completamente rinnovato.

Del Foglio Bolzano 1:50.000, l'attuale edizione del Foglio La Marmolada è la prosecuzione verso Est, fatta con gli stessi criteri, e dagli stessi autori per quanto riguarda le formazioni triassiche sedimentaria e vulcanica.

Nell'area del Foglio La Marmolada 1:50.000 affiorano essenzialmente la serie sedimentaria permo-triassica e la serie vulcanica mediotriassica. Ad esse si aggiunge un lembo molto piccolo di vulcaniti del Complesso Porfirico Atesino del Permiano inferiore, localizzate all'angolo nordoccidentale del foglio, e pochi lembi di formazioni giurassiche e cretache.

Il rilevamento delle formazioni sedimentarie è stato eseguito da D. ROSSI, quello dei complessi eruttivi da E. SOMMAVILLA, mentre la copertura quaternaria è stata cartografata da M. PANIZZA. Hanno collaborato, rilevando essenzialmente una zona al bordo sudorientale del foglio (cfr. quadro dei rilevatori), G. CALDERONI per il sedimentario e G. Bozzo per l'eruttivo.

La storia della ricerca geologica nella Regione Dolomitica si può trovare ampiamente illustrata nel primo Capitolo di «Le Dolomiti» di P. LEONARDI e collab. (1967) e, più brevemente, per quanto riguarda la zona della Marmolada, in apertura delle Note illustrative del Foglio M. Marmolada 1:100.000 (1969). Nei due volumi di «Le Dolomiti» e nella vasta documentazione cartografica ad essi allegata sono riassunti ampiamente gli studi geologici compiuti su questa regione fino alla data di pubblicazione di quell'opera. Vi sono contenuti inoltre i risultati inediti ottenuti, al momento della edizione di tale monografia, soprattutto dalla scuola di Ferrara.

Per quanto riguarda gli studi posteriori alla stampa dell'opera suddetta e del Foglio M. Marmolada 1:100.000, segnaliamo il lavoro di A. Bo-

SELLINI e D. ROSSI (1970) sul significato delle cosiddette «scogliere triassiche» e sul loro rapporto con i sedimenti della Formazione di Livinallongo, quello di P. L. ROSSI, G. SIMBOLI e E. SOMMAVILLA (1974) sulla serie vulcanica dei dintorni della Marmolada e quelli di M. PANIZZA (1973) e M. PANIZZA e A. CARTON (1976) sulla geomorfologia delle Dolomiti. Per la parte vulcanica, nel preparare la legenda del foglio e queste Note, si è potuto tener conto anche delle ricerche in corso condotte in collaborazione dagli Istituti di Geologia di Bologna e di Ferrara e di Mineralogia di Bologna (A. CASTELLARIN, P. L. ROSSI, G. SIMBOLI, E. SOMMAVILLA e A. DE LUCA, in stampa) sui rapporti tra attività vulcanica, tettonica e sedimentazione medio-triassiche nel Gruppo del Buffaure.

Servizio Geologico
BIBLIOTECA



C024491



I - STRATIGRAFIA

A - PERMICO

COMPLESSO VULCANICO ATESINO

(A. BRONDI e M. MITTEMPERGER)

Costituisce un'estesa e potente successione di lave, tufi e ignimbriti, in alternanza con più modesti livelli vulcanico-sedimentari e sedimentari. Affiora entro un'area compresa tra la Val di Funes (a Sud di Bressanone) e Trento.

Dal basso all'alto è suddivisibile in tre Gruppi:

A - Gruppo latit-andesitico e dacitico, con termini rioldacitici al limite delle latit-andesiti, comprendente prevalentemente lave e tufi, con intercalazioni di conglomerati ed arenarie.

B - Gruppo rioldacitico, essenzialmente ignimbritico, con modeste e discontinue intercalazioni sedimentarie.

C - Gruppo riolitico, essenzialmente ignimbritico, con intercalazioni sedimentarie di spessore variabile ma, localmente, di notevole potenza.

Il Gruppo B succede al Gruppo A con continuità stratigrafica e, in qualche punto, risulta addentellato con la sua parte superiore. Il Gruppo C è invece separato dal gruppo sottostante da una discontinuità stratigrafica, legata ad un collasso vulcano-tettonico che ha creato, nella zona di Bolzano, una fossa di sprofondamento orientata W-NW / E-SE con dislivelli di oltre 1000 metri. Le vulcaniti del Gruppo C hanno interamente colmato la depressione.

La serie vulcanica presenta, in corrispondenza della fossa vulcano-tettonica, uno spessore di oltre 2000 metri (calcolando le parti erose).

Nell'area coperta dal Foglio La Marmolada a Scala 1:50.000, il Complesso Vulcanico Atesino affiora solo su una superficie di pochi chilometri quadrati, localizzata all'angolo nord-occidentale del Foglio (a Nord di Ortisei). Vi è rappresentato solo il Gruppo riolitico (C) con le unità sottoelencate. Si può affermare però, sulla base di facili interpolazioni e di dati geofisici, che il Complesso Vulcanico Atesino è presente, al di sotto della serie sedimentaria permo-triassica, su buona parte (quella occidentale) dell'area compresa nel foglio.

Il gruppo riolitico (C) è composto dai seguenti elementi:

43 - ρ^{W2} - IGNIMBRITI

Colore rosso, rosso-violaceo o grigio-rosa. Fessurazione verticale fitta e distinta, frattura di percussione molto netta. Fenocristalli feldspatici di colore bianco-carnicino, con dimensioni di 2-4 mm. I fenocristalli, eudrali, costituiscono fino a circa il 35% del totale. Lo spessore di questa unità, che nella zona di Bolzano, in corrispondenza della depressione vulcanotettonica, raggiunge i 1200 metri, qui non arriva ai 100 m.

42 - ρ^{T2} - TUFII ED IGNIMBRITI

Banchi di colore grigio-verdastro chiaro, con aspetto granulare, massivi e privi di fessurazione, con caratteristici inclusi riolitici tondeggianti, di colore rosso-fegato, a cristalli di quarzo limpidi, massa afanitica e frattura di percussione molto netta. Frequenti i prodotti di rimaneggiamento. Al tetto, modeste bancate di ignimbriti ($41, \rho^{WT2}$) di colore viola o rosa chiaro, a piccolissimi feldspati rosa, caratterizzate da una fessurazione verticale fitta e regolare. Lo spessore massimo è di 30 metri.

40 - ρ^{W_3} - IGNIMBRITI

Bancate di colore rosso-mattone chiaro, molto compatte ed omogenee, fatta eccezione per limitate porzioni della sommità (tessitura a lenti tronche e irregolari) e della base (locale tessitura a bolle e a fiamme). Fessurazione verticale mediamente regolare e fitta, frattura di percussione netta. I fenocristalli, piccoli ed eudrali, rappresentano fino al 45% della compagine. Lo spessore è di poche decine di metri. Qualche chilometro a Ovest del limite del foglio, nella bassa Val Gardena, questa unità raggiunge però 250 metri di potenza.

39 - PE² - ARENARIE DI VAL GARDENA (SASSONIANO)

(A. BRONDI)

Nell'area compresa nel presente Foglio assumono la potenza di 50-200 metri. Fuori del Foglio, nel Blaetterbach (Rio delle Foglie), presentano in parte caratteri di ambiente marino, confermato anche dalla presenza, in alcuni livelli calcarei delle parti basali, di fossili come «*Orthoceras*» sp., «*Nautilus*» sp. e (?) «*Parapronorites*» sp. In generale però presentano un'origine fluvio-lacustre, testimoniata dalla presenza di intercalazioni argillose e calcaree, di tipiche impronte di fondo, di sedimentazioni incrociate di tipo fluviale, di accumuli di sostanze organiche vegetali. Fra i fossili vegetali sono state riconosciute specie riferibili a «*Lepidodendron*» e «*Lebachia*».

In generale i caratteri stratigrafici sono i seguenti:

- parti basali: conglomerati fluviali a ciottoli vulcanici ed arenacei, con locali livelli gessiferi. Colore grigio;
- parti medio-inferiori: bancate di notevole spessore varianti da arenarie grossolane e siltiti. Frequenti cross-bedding fluviali, ripple-marks e load casts. Colore da rosso, prevalentemente legato alle granulometrie sottili, a grigio. Locali bancate eoliche di colore rosso;
- parti superiori: fitte intercalazioni di arenarie da medie a sottilissime, notevolmente classate. In alto frequenti livelli carbonatici. Frequenti detriti e letti vegetali. Cementazione carbonatica. Le colorazioni grige prevalgono su quelle rosse. Possono contenere mineralizzazioni sedimentarie ad uranio, galena, pirite, malachite e blenda.

38 - PE³ - FORMAZIONE A BELLEROPHON (TURINGIANO)

(D. ROSSI)

Potenza variante da 50 metri (a S) a 150 metri (a NE). La parte inferiore è evaporitica, con dolomie cariate, gessi e argille. Nella parte superiore invece sono state individuate (B. ACCORDI, 1959) due aree a caratteristiche ambientali diverse, con la deposizione di due distinte facies, una sudoccidentale che continua l'ambiente evaporitico della parte inferiore («*facies fiammazza*»), con dolomie polverulente e cariate, ad intercalazioni gessose ed argillose, ed una nordorientale, decisamente marina, con calcari bitumosi ad alghe e foraminiferi («*facies badiota*»).

Nel presente Foglio, la facies badiota prevale in Val Badia, mentre la facies fiammazza è già quasi completamente affermata in Val di Fassa.

Nella facies badiota tra le alghe sono presenti: *Dasycladaceae* (ad es. *Mizzia velebitana* SCHUB.), *Gymnocodiaceae* (in prevalenza *G. bellerophonis* ROTH.), *Solenoporaceae* (frequente *S. centurionis* PIA). I foraminiferi sono rappresentati dai seguenti generi: *Geinitzina*, *Nodosarina*, *Globivalvulina*, *Hemigordius*, *Agathammina*, *Pachypbloia*. La macrofauna è presente solo in limitate aree: si trovano brachiopodi (ad es. i generi *Comelicana* ed *Athyris*) e gasteropodi, tra i quali prevalgono i Bellerofontidi.

B - TRIASSICO

FORMAZIONE DI WERFEN (SCITICO)

(D. ROSSI)

La potenza varia da 150 a 300 metri circa. Ciò è dovuto allo smantellamento operato dall'erosione instauratasi in una certa fase dell'Anisico inferiore (A. BOSELLINI, 1964a, 1968).

È costituita da un insieme di membri ed orizzonti ben caratterizzati e delimitati nettamente da brusche variazioni litologiche, distribuiti su una vasta area senza cambiamenti apprezzabili. L'ambiente deposizionale della Formazione di Werfen evolve da una piattaforma di tipo carbonatico alla base, talora con impedita circolazione ed instaurazione di ambienti evaporitici (Orizzonte di Andraz), ad una piattaforma con fondali terrigeni bassi ed estesi (Membro di Campill). Verso la fine ritorna la sedimentazione carbonatica sottile.

37 - T c¹ - MEMBRO DI MAZZIN

Potenza 50-60 metri. Complesso uniforme di calcari micritici marnosi, grigi e grigio-scuro, in strati di 5-15 cm di spessore, con nodulosità probabilmente dovute a rottura delle parti del limo calcareo già parzialmente consolidate (D. ROSSI, 1962). Tra i microfossili sono molto frequenti gli Ostracodi. I macrofossili sono scarsi: si può trovare la *Lingula tenuissima* BRONN., ed inoltre Lamellibranchi soprattutto dei generi *Pechten* ed *Eumorphotis*. L'ambiente di deposizione va riferito ad una piattaforma di tipo carbonatico.

36 - T s¹ - ORIZZONTE DI ANDRAZ

Potenza 10-15 metri. Sottile livello di dolomie marnose intercalate ad argilliti e siltiti di colore prevalentemente rosso e giallo. Le dolomie e le argille sono in lamine millimetriche e straterelli centimetrici («*ritmite dolomica*» di D. ROSSI, 1962, «*doloritmite rossa*» di A. BOSELLINI, 1964a) Saltuarie intercalazioni di gesso, dolomie cariate e dolomie farinose. Assenti i fossili. Particolarmente erodibile, è solitamente modellato a cengia: ciò lo rende distinguibile anche a distanza. Rappresenta un episodio di ambiente evaporitico.

35 - T cm¹ - MEMBRO DI SIUSI

Potenza 50-60 metri. Complesso omogeneo di calcari micritici, marnosi, grigi, a strati di 5-10 cm di spessore, spesso laminari, con interstrati millimetrici di marne ed argille marnose. È assai ricco di resti fossili: vi è compresa la maggior parte di quelli appartenenti agli «*Strati di Siusi*» (P. LEONARDI, 1935); tra questi prevale *Claraia clarai* EMM. Pure frequenti i generi *Homomya*, *Peluromya*, ecc. È riferibile a fondali di piattaforma carbonatica di bassa energia.

34 - T cb¹ - OOLITE A GASTEROPODI

Potenza da 50 a 70 metri. Fitta serie di alternanze di calcari micritici grigi e rosati in strati sottili (2-3 cm), di argille rosse e verdi, di calcari ad ooliti e piccoli Gasteropodi; sono pure presenti calcari farinosi giallastri, calcari detritici grigi e rossi, brecce intraformazionali rossastre («*Conglomerato di Koken*»). Resti fossili abbondanti ma mal conservati; frequenti anche le tracce del passaggio di organismi sul fondo. L'insieme delle caratteristiche fa pensare a fondali piatti ed estesi, qua e là emergenti dall'acqua e sbarranti specchi d'acqua ipersalini.

33 - T a¹ - MEMBRO DI CAMPILL

Potenza 0-80 metri. Caratteristico colore rosso vinato; ripetute alteranze di siltiti, e subordinatamente di arenarie fini, quarzoso-micacee, in strati di 10-15 cm di spessore, e di calcari siltosi ed oolitici. Frequenti, ma mal conservati, i fossili (Lamellibranchi, qualche Ammonite, rari Asteroidi, frequenti impronte di fondo). Molto diffuse le « increspature di fondo » (*ripple-marks*), impronte di carico (*load-casts*), strutture di essiccamento (*mud-cracks*), ecc. Il sedimento è la testimonianza di bassifondi e secche soggetti ad apporto terrigeno ed a temporanee emersioni (*mud-cracks*).

32 - T cs¹ - MEMBRO DI VAL BADIA

Potenza 0-40 metri. Presente quasi solamente in Val Badia, è costituito da calcari marnosi grigi, spesso siltosi, sottilmente stratificati, alternati a siltiti micacee grige. Molti i resti fossili: *Tiroltes cassianus* QUENST., *Natiria costata* MÜNST., *Turbo rectecostatus* HAUER., ed inoltre *Eumorphotis*, *Pecten*, *Myophoria*, *Gervilleia*. La minor quantità di materiali terrigeni rispetto al membro precedente fa pensare ad un approfondimento della zona.

31 - T cp² - STRATI A DADOCRINUS GRACILIS E CONGLOMERATO DI RICHTHOFEN (ANISICO INFERIORE)

(D. Rossi)

Potenza complessiva 15-20 metri. Alla base dell'Anisico vi è spesso un bancone conglomeratico, con matrice siltoso-argillosa, potente al massimo qualche metro, formato di ciottoli provenienti soprattutto dalla sottostante formazione di Werfen (Conglomerato di Richtofen). L'ambiente di sedimentazione varia da quello di spiaggia a quello fluvio-torrentizio (R. DAL CIN, 1967) e corrisponde ad una fase di smantellamento dovuta ad emersione, che ha interessato vaste aree delle Dolomiti, asportando in varia misura, la serie werfeniana.

Sopra il Conglomerato di Richtofen, o direttamente sopra la formazione di Werfen, giace una debole serie (5-10 m di potenza) di siltiti rosse mal stratificate e prive di fossili, seguita da 5-10 m di marne e calcari marnosi e siltosi grigio-verdastri, con frequenti frustoli carboniosi e con *Dadocrinus gracilis* BUCH.

29 - T d² - DOLOMIA DEL SERLA (ANISICO MEDIO-SUPERIORE)

(D. Rossi)

Potenza 50-150 metri. Bancone dolomitico formato da dolomie microgranulari, bianche, porose; si presenta massiccio oppure a stratificazione grossolana. La dolomitizzazione diagenetica tardiva (D. ROSSI, 1967a) ha cancellato quasi completamente le strutture originarie della roccia; solo raramente sono ancora riconoscibili resti di alghe calcaree, tra cui *Diplopora annulatissima* PIA, *Diplora triasina* SCHAUB., *Pysoporella pauciforata* GÜMBEL. Doveva costituire un sedimento carbonatico di piattaforma, con deposito uniforme, bioclastico, a prevalenti frammenti di alghe calcaree avvolti da limo calcareo.

30 - T c² - CALCARE DI CONTRIN (ANISICO MEDIO-SUPERIORE)

(D. Rossi)

Nel gruppo della Marmolada e nella Val del Cordevole il bancone dolomitico del Serla viene totalmente o parzialmente sostituito da una formazione calcarea nota col nome di Calcare di Contrin. Il Calcare di Contrin mostra le strutture originarie ancora ben conservate e presenta

una notevole uniformità in senso verticale ed orizzontale. È formato in gran prevalenza da limo calcareo ben consolidato, cosparso di innumerevoli frammenti di alghe calcaree; le superfici di stratificazione sono talora abbondanti e spesso è presente una laminazione dell'ordine del millimetro (D. Rossi, 1962).

28 - T c³ - FORMAZIONE DI LIVINALLONGO (LADINICO INFERIORE)

(D. Rossi)

Potenza 0-100 metri. Complesso di strati relativamente unitario, intercalato fra Dolomia del Serla al letto e la Dolomia dello Sciliar Inferiore oppure le vulcaniti, al tetto.

Le facies più rappresentative si possono riunire in quattro gruppi principali (D. Rossi, 1964, 1965).

Il primo gruppo, potenza max 30 m, è dato da una serie di ritmiti silicee e siliceo-calcaree a radiolari e prevale nella parte inferiore.

Il secondo gruppo, potenza max 50 m, è quello dei calcari nodulari costituenti soprattutto la parte mediana: ritmiti calcareo-silicee, con intercalazioni, lenti o noduli di calcari micritici, con lamellibranchi a guscio sottile.

Al terzo gruppo, potenza max 30 m, appartengono i calcari laminati, litologicamente simili ai calcari nodulari salvo l'assenza delle nodulosità e della silice. Prevalgono nella parte alta.

Il quarto gruppo è costituito da una tufite sialica denominata « Pietra verde ».

I macrofossili sono scarsi. Localmente possono assumere importanza i Lamellibranchi col genere *Daonella* (*D. taramelli* MOJS., *D. badiotica* MOJS., ecc.) ed i cefalopodi (*Protrachyceras curionii* MOJS., *P. reitzi* BOECKH, *Arpadites arpadis* MOJS., *Proarcestes trompianus* MOJS., ecc.).

La Formazione si è deposta in bacini racchiusi tra corpi carbonatici di mare sottile in via di sviluppo; la profondità dei bacini è andata gradualmente aumentando nel Ladinico inferiore, fino a raggiungere il suo massimo verso la fine del piano.

27 - T cm³ - CALCARE DELLA MARMOLADA (LADINICO INFERIORE)

(D. Rossi)

Il Calcare della Marmolada è presente in corrispondenza di una fascia relativamente ristretta, allungata da NE e SW, che comprende la Marmolada, la Vallaccia (ad Est di Vigo di Fassa), la Viezzena (a Nord di Bellamonte), i gruppi del Latemar e del Cornon di Fiemme. Al di fuori di questa fascia, pressoché continua, è rappresentato solo in lembi ridotti ed isolati (ad es. al Col Rodella).

Le caratteristiche fondamentali della formazione sono: la frequenza di livelli a detrito calcareo, spigolosi e di variabili dimensioni; la frequenza di strutture di incrostazione; la presenza di diplopore, crinoidi, gasteropodi, brachiopodi, lamellibranchi, cefalopodi e di qualche ridotta zolla a coralli in posizione di crescita; la struttura generalmente massiccia, con superfici di stratificazione scarse, discontinue ed irregolari; la sovrarelevazione rispetto ai sedimenti circostanti, dimostrata dall'immersione verso l'esterno delle poche superfici di stratificazione presenti. La presenza può raggiungere valori attorno 800 metri.

26 - T d³ - DOLOMIA DELLO SCILIAR INFERIORE (LADINICO INFERIORE)

(D. Rossi)

Potenza 0-800 metri. I dati riguardanti le formazioni carbonatiche ladino-carniche sono stati raccolti da A. BOSELLINI e D. ROSSI. Parte di tali dati sono stati presentati a Calgary (Canada) durante il Simposio sulle scogliere organizzato dalla AAPG nel 1970.

La Dolomia dello Sciliar Inferiore costituisce l'ossatura del Gruppo del Catinaccio ed il nucleo dei gruppi dolomitici del Sasslungo e del Sella e dà luogo ad un corpo carbonatico con potenza rapidamente variabile da 800 a 0 m in un'area relativamente limitata. È una dolomia microgranulare, porosa, notevolmente pura, dolomitizzata in fase diagenetica tardiva (D. ROSSI, 1967a).

Vi sono spesso segni della giacitura originaria con inclinazioni fino a 30° (« Uebergussichtung » di MOJSISOVICS).

Gli edifici carbonatici si sono sviluppati verso l'alto e lateralmente da un primo nucleo contemporaneo ai primi sedimenti di Livinallongo. Lungo le successive scarpate di raccordo tra il corpo carbonatico ed i sedimenti di Livinallongo rotolavano detriti carbonatici angolosi, strappati dalla sommità dell'edificio. Gli edifici carbonatici nel loro sviluppo raggiunsero una potenza di 800-1000 metri, mentre la Formazione di Livinallongo non ha superato il centinaio di metri. La differenza tra questi spessori ci indica l'entità della sopraelevazione dell'edificio sui fondali circostanti.

COMPLESSO ERUTTIVO MEDIO-TRIASSICO

(E. SOMMAVILLA)

L'area compresa nel Foglio La Marmolada a Scala 1:50.000 viene a cadere all'interno della regione in cui affiora il distretto vulcanico medio-triassico delle Dolomiti, che rappresenta la parte principale del complesso eruttivo triassico della Regione Alpina.

Questo distretto vulcanico si estende, oltre i limiti del foglio, un po' a Ovest e a Nord (Alpe di Siusi, M. Sciliar, alta Val Badia) e soprattutto a Est (Dolomiti Orientali) e a Sud (Monzoni, dintorni di Moena e Predazzo e fianchi settentrionali del Gruppo delle Pale di S. Martino).

Entro l'area del foglio sono presenti solo vulcaniti (le formazioni intrusive, che, in base a studi relativamente recenti, appartengono allo stesso complesso eruttivo, compaiono poco più a Sud, ai Monzoni e nei dintorni di Predazzo). Si possono suddividere in due gruppi, distinti per età e per i caratteri petrochimici.

Il primo gruppo è rappresentato da un solo tipo vulcanologico: la « Pietra verde », tuftite a composizione essenzialmente riodacitica, che si trova intercalata ai sedimenti carbonatico-silicei che costituiscono le facies principali della Formazione di Livinallongo.

Tutte le altre formazioni e facies vulcaniche si possono far appartenere ad un secondo gruppo, perché, anche se numerose e varie dal punto di vista giaciturale, presentano una notevole uniformità chimico-petrografica e cronostratigrafica. Sono infatti tutte comprese entro un campo che sta tra le composizioni medie dell'andesite, della latite e dei basalti, con caratteri shoshonitici⁽¹⁾, e risultano datate, almeno quelle primarie, nel Ladinico superiore (solo i « Conglomerati della Marmolada » sono, in parte, sicuramente carnici inferiori).

L'ambiente di eruzione è sicuramente submarino per la stragrande maggioranza delle vulcaniti medio-triassiche rinvenute allo stato di deposito primario entro l'area del foglio. Lo si può dedurre dai caratteri strutturali (strutture a pillows, ialoclastiche, tuftiche) e dai rapporti di giacitura con le rocce sedimentarie. C'è qualche incertezza sull'ambiente di deposito primario dei « Conglomerati della Marmolada ». Strutture scorie di possibile lava subaerea si ritrovano, nell'area del foglio, solo in rarissimi affioramenti, per esempio nella parte più alta della serie, al Buffaure. Caratteri subaerei più chiari si rinvengono solo fuori dai margini del foglio, a Ovest (M. Sciliar) e a Sud (Predazzo).

Si possono distinguere le seguenti facies vulcaniche e vulcano-sedimentarie.

25 - T_b³- CAOTICO ETEROGENEO (AGGLOMERATI LADINICI)

Le caratteristiche principali di questa formazione sono:

- distribuzione in corpi dalla forma di lente irregolare con giaciture talvolta discordanti rispetto alla serie triassica medio-inferiore con cui vengono a contatto;
- passaggio, alla base, a rocce fortemente fratturate, suddivise in brandelli dislocati tra loro e iniettate da filoni sedimentari di breccia eguale a quella degli « Agglomerati » sovrastanti⁽¹⁾;
- natura degli elementi: in netta prevalenza sedimentaria con un massimo (e in molti punti con l'esclusività) di frammenti della parte più alta della serie (Calcare della Marmolada e Formazione di Livinallongo), percentuali minori di frammenti di rocce anisiche e scitiche (forse presenti però in qualche punto rari ciottoli di « porfido » permiano inferiore) e di lave, tufti e breccie piroclastiche ladiniche;
- dimensioni enormi di alcuni blocchi di calcare o dolomia ladinici o anisici, generalmente al letto della formazione;
- presenza frequente, verso il tetto, di piastre di calcare stratificato della Formazione di Livinallongo, orientate circa secondo la giacitura della formazione, di dimensioni notevoli secondo la superficie degli strati (fino a 10-15 m) e di spessore relativamente piccolo (2-3 m);
- grossolana gradazione e presenza dei blocchi maggiori dove l'« Agglomerato » è più potente;
- al tetto frequentemente banco con cenni di stratificazione e con granulometria relativamente fine (Ø max. = pochi centimetri);
- matrice parzialmente piroclastica.

Sulla base di questi elementi (cfr. CASTELLARIN A., ROSSI P.L., SIMBOLI G., SOMMAVILLA E., DE LUCA A., in stampa) si può attribuire a questa formazione una messa in posto in ambiente sottomarino, per distacchi di frana e trasporto con meccanismo flusso-turbiditico. Alla origine però, per spiegare le frane, le discordanze, la tettonizzazione e i filoni sedimentari, è necessario ipotizzare delle dislocazioni tettoniche; per spiegare la matrice, occorre pensare a fenomeni piroclastici, probabilmente collegati alla tettonica. Le dislocazioni potrebbero aver interessato la serie, in qualche punto fino al Permico inferiore (a meno che gli elementi di porfido non siano piroclasti).

Purtroppo non è stato possibile cartografare questa tettonica triassica. Risultano ovviamente ladiniche le faglie che interessano solo i terreni precedenti alle vulcaniti.

24 - T₃¹- COLATE DI LAVA A CUSCINI (PILLOWLAVAS)

Sono costituite da accumuli di *pillows* con qualche intercalazione di lava semiglobulare e di ialoclastite in lenti o sacche. Gli *intrapillows* sono costituiti da ialoclastite o, più di rado, da sedimento marino arenaceo-pellico. In quest'ultimo caso, negli *intrapillows* sono presenti talvolta fossili del Ladiniano superiore (es. *Daonella lommelli* WISSM.), che permettono di datare in quest'età l'attività effusiva principale.

Le colate a *pillows* rappresentano la parte prevalente della serie vulcanica nelle zone occidentali (Val Gardena, Val Duron). Procedendo verso Est, aumentano sempre più altri tipi di lava, ialoclastiti, breccie e conglomerati. Le lave a cuscino riprendono con notevole potenza (200 m) al M. Migogn, al di sopra delle altre vulcaniti.

Al microscopio mostrano una struttura porfirica con fenocristalli in prevalenza di plagioclasio (An 65-70% circa), secondariamente di pirosseno e raramente di olivina (spesso alterata).

La massa di fondo è vetrosa in corrispondenza delle croste, granulare (plagioclasii, pirosseni, ossidi e prodotti di alterazione) nelle parti interne dei *pillows*.

Il chimismo si aggira attorno al tipo latit-andesitico (mugearitico secondo la Classif. di RITTMANN).

(1) Cfr. CASTELLARIN A., ROSSI P. L., SIMBOLI G., SOMMAVILLA E., DE LUCA A., in stampa.

(1) La distinzione tra « Agglomerati » e serie tettonizzata e iniettata risulta spesso difficile; gli affioramenti incerti sono stati cartografati come « Agglomerati ».

23 - T³β¹' - COLATE LAVICHE A STRUTTURE VARIE

Intercalate alle colate a *pillows* o in sostituzione laterale di esse, vi sono, soprattutto nel Gruppo del Buffaure, lave con strutture varie: semiglobulari, protoclastiche, a fessurazione irregolare o vagamente colonnare, molto più raramente scoriacee. Sono colate o lembi di colata che rappresentano termini (e talvolta costituiscono zone) di passaggio tra le lave a *pillows* e le breccie di cuscini o le lave autoclastiche. Le strutture scoriacee, presenti in pochissimi punti nelle lave stratigraficamente più alte (al Buffaure), potrebbero rappresentare episodi di effusione subaerea simili a quelli più evidenti dello Sciliar e di Predazzo (Monte Agnello).

Il chimismo e la composizione mineralogica sono eguali a quelle delle lave a *pillows*.

22 - T³β² - BRECCIE A FRAMMENTI DI CUSCINI (PILLOW-BRECCIAS)

Sono breccie derivate da colate a *pillows* per frammentazione dei cuscini durante o immediatamente dopo l'eruzione. Tale derivazione risulta evidente dalla forma di una parte dei clasti, dalla presenza di qualche *pillow* e di lenti di lava semiglobulare e dal fatto che la matrice è costituita da ialoclastite avente le caratteristiche delle croste dei cuscini. Sono presenti anche ialoclastiti in lenti.

Il chimismo è anche in questo caso eguale a quello delle *pillow-lavas*.

21 - T³β²' - COLATE DI LAVA AUTOCLASTICA AUTOSALDATA

La struttura è brecciata, con clasti costituiti da un unico tipo di lava, angolari o subangolari, di dimensioni prevalenti attorno ai 10-20 cm e con una matrice grossolana (prevalentemente 1-2 cm) di natura eguale ai clasti maggiori. Molto caratteristica è la saldatura degli elementi, che sono uniti tra loro da un velo vetroso, generalmente zeolitizzato (heulandite).

La genesi ipotizzata per questa formazione (cfr. P.L. ROSSI, G. SIMBOLI e E. SOMMAVILLA 1974) è quella di un'effusione sottomarina in cui la colata, a contatto con l'acqua, si frattura bruscamente in molti frammenti grossolani, che si autosaldano prima del completo raffreddamento.

Struttura e composizione sono simili a quelle delle lave descritte precedentemente; è sensibilmente inferiore però la quantità di fenocristalli, soprattutto di pirosseni e di olivina.

Il chimismo è latit-andesitico leggermente più sialico (quarzo-mugearico sec. la Classif. di RITTMANN) rispetto alla media delle altre lave.

Questa formazione è presente in alcune serie della parte centro-orientale del foglio, nelle quali forma un'unica bancata. Il massimo volume si ha nella Catena del Padon, dove affiora per qualche chilometro con uno spessore abbastanza costante, che arriva ai 40 m.

20 - T³β³. IALOCLASTITI

Sul margine occidentale del foglio (Val Duròn e alta Val Saltaria) vi è la parte orientale di una lente di ialoclastite di 5 km circa di diametro e di 300 m di spessore massimo. La roccia è massiccia (pochi centimetri di stratificazione, distinti solo verso il tetto) e ha la tessitura di una sabbia grossolana o di una brecciola minuta con granuli subangolari o angolari di vetro molto bollosi, frammisti a cristalli (o frammenti di cristalli) di augite e di plagioclasti.

clasi. La matrice e i riempimenti delle bolle sono costituiti da analcime, zeoliti e calcite. All'analisi chimica appare differenziata in senso sodico rispetto alla media delle lave della Regione Dolomitica (SACERDOTI M. e SOMMAVILLA E. 1962), ma si tratta molto probabilmente di un carattere secondario (cfr. ROSSI P. L., SIMBOLI G. e SOMMAVILLA E. 1974).

Oltre a questa lente, esistono altre ialoclastiti, le quali mostrano caratteri molto chiaramente turbiditici e si ritrovano prevalentemente nella parte inferiore della Formazione di Wengen. Perciò sono cartografate e descritte sotto questa voce.

19 - T³' - FORMAZIONE DI WENGEN (LADINICO SUPERIORE)

Nella parte inferiore della formazione si hanno in prevalenza ialoclastiti di origine lavica autoesplosiva (nel senso di TAZIEFF 1973), ridepositate subito dopo l'eruzione con meccanismo turbiditico, granulometria bimodale arenaceo-pellica, gradazioni, laminazioni, clasticità intraformazionali ecc.), e definibili perciò *tufiti ialoclastitiche turbiditiche*.

Sono costituite da granuli di vetro e da fenocristalli di pirosseno e di plagioclasti. Talora sono presenti pochi blocchi lavici e rari ciottoli o granuli di natura sedimentaria (calcarei ladinici inferiori).

Il chimismo si scosta da quello delle altre vulcaniti triassiche per una percentuale sensibilmente superiore in Sodio, per cui si dovrebbero definire oligoclas-andesiti o mugariti di tipo hawaiano. Però pare evidente (cfr. ROSSI P. L., SIMBOLI G. e SOMMAVILLA E. 1974) che questa differenza sia dovuta ad albitizzazione precoce, legata alle particolari modalità di messa in posto e che il chimismo originario potesse essere simile a quello delle altre vulcaniti.

Nella parte alta della formazione prevalgono invece sedimenti turbiditici misti (vulcanico-carbonatici). In questi depositi anche la frazione vulcanica appare risedimentata a distanza di tempo dall'eruzione.

Sono frequenti, in queste ultime turbiditi, i fossili del Ladinico superiore, come la Daonella lommeli WISSM.

18 - T³β⁴ - DICCHI E FILONI-STRATO (SILLS)

Sono numerosi i dicchi che per composizione e per rapporti di giacitura risultano appartenenti al Distretto vulcanico medio-triassico della Regione Dolomitica. Sono concentrati principalmente verso il margine centromeridionale del foglio (Costabella), dove formano un sistema subverticale (le inclinazioni sono tettoniche) di direzione ENE-WSW, e al bordo occidentale (margine orientale del Gruppo del Catinaccio), dove il sistema è orientato in senso NNW-SSE. Sono generalmente filoni molto estesi (parecchie centinaia di metri) e talvolta piuttosto potenti (fino a una decina di metri). Corrispondono molto probabilmente a condotti lavici fissurali e rappresentano le principali vie d'uscita delle lave. Queste sono andate a riempire il bacino che alla fine del Ladiniano inferiore si era creato tra il rilievo sottomarino della Marmolada e quello del Catinaccio-Sciliar e il più ampio bacino che si allargava a Nord di questi gruppi.

I *sills* sono localizzati entro livelli della Formazione di Livinalongo (Alpe di Siusi - S. Cristina, Padon), al limite Dolomia del Serla - Formazione di Livinalongo (Costabella) e più raramente entro gli strati della Formazione di Werfen (Val Monzoni).

Dal *sill* dell'Alpe di Siusi, il magma si è aperto una via d'uscita, poiché si ha un passaggio dal filone-strato a lave a *pillows*.

La petrografia e il chimismo dei dicchi e dei *sills* è uguale a quella delle colate, con una tendenza verso una maggior femicità (chimismo latit-basaltico) per qualche *sill*, nel quale si hanno differenziazioni femiche al letto.

Un altro tipo di subvulcanite è dato da grossi corpi semiglobulari (fino a una ventina di metri di diametro) presenti in alcuni punti entro o alla base di colate a *pillows* e aventi strutture da fessurazione radiale molto distinta.

17 - Tcg⁴ - CONGLOMERATO DELLA MARMOLADA

La tessitura prevalente è quella di un'arenaria, a granuli in netta prevalenza di origine vulcanica, inglobante ciottoli da subarrotondati ad arrotondati di lava. Vi è un cenno di suddivisione in banchi, data essenzialmente da una certa selezione granulometrica dei ciottoli, le cui dimensioni variano in media tra il decimetro e il metro. Mancano generalmente, nell'area del foglio, strutture da corrente o turbiditiche¹. Vi sono spesso invece canali di erosione. Il rapporto volumetrico ciottoli/matrice è molto variabile da banco a banco ed anche entro lo stesso livello. Le lave da cui i ciottoli provengono sono chimicamente e mineralogicamente molto simili tra loro e molto vicine alle colate e alle ialoclastiti sopra descritte. Vi sono invece delle variazioni di struttura (lave porfiriche, microgranulari, bollose ecc.).

La matrice arenacea è, almeno in parte, di origine ialoclastitica, molto probabilmente del tipo che deriva da croste di *pillows*. Anche i ciottoli sembrano, almeno in buona parte, derivare da *pillows*.

Per questi caratteri (cfr. P. L. ROSSI, G. SIMBOLI e E. SOMMAVILLA 1974 e A. CASTELLARIN, P. L. ROSSI, E. SOMMAVILLA, A. DE LUCA, in stampa) la genesi dei conglomerati appare complessa. Concorrono probabilmente più meccanismi all'origine e nella messa in posto. Per una parte dei conglomerati presenti entro l'area del foglio, si può ipotizzare all'origine un'effusione sottomarina a *pillows* e una messa in posto sotto forma di *pebblic sandflow*, preceduta probabilmente da emersioni dovute a dislocazioni per faglia (con conseguente formazione di falesie e ripide scarpate sottomarine). Per spiegare però l'enorme volume di questi conglomerati nella Regione Dolomitica, è, molto probabilmente, necessario ipotizzare anche l'esistenza di apparati vulcanici subaerei e il loro smantellamento.

16 - Ta⁴ - FORMAZIONE DI S. CASSIANO (CARNICO INFERIORE)

(D. ROSSI)

Si tratta di una potente serie (dell'ordine di centinaia di metri) di biocalcareni, arenarie poligeniche, argilliti, calcari micritici, calcari oolitici, conglomerati, con frequenti blocchi di « calcari del Cipit » in alternanze di aspetto flyschoid. Verso l'alto vi sono conglomerati con Pachicardie (« Tufi a Pachicardie »).

È comunemente sovrapposta alla Formazione di La Valle. Il limite inferiore è graduale e si manifesta per mezzo di una diminuzione progressiva dei livelli ad elementi vulcanici e per un corrispondente aumento dei livelli ad elementi calcarei. La formazione è generalmente ricoperta da livelli carbonatici (Dolomia dello Sciliar superiore e Dolomia di Dürrenstein).

I « Tufi a Pachicardie » — livello assai caratteristico presente sull'Alpe di Siusi e al Passo Pordoi — costituiscono la parte più alta della formazione, al limite con gli strati di Raibl.

Spesso in prossimità dei corpi carbonatici sono inclusi blocchi di calcari organogeni che dovrebbero rappresentare frammenti dai corpi carbonatici sopraelevati.

I fossili sono molto frequenti, soprattutto a S. Cassiano in Val Badia; particolarmente significativi: *Thecosmilia granulata* KLIPST., *T. ru-*

(1) Vi sono però altrove (per es. a Sud) strutture embricate che indicano trasporti torrentizi o costieri.

gosa LAUBE, *Rhynchonella blasii* BITTN, *Spiriferina badiotica* BITTN e *S. cassiana* LAUBE, *Terebratula cassiana* BITTN, *Nucula strigillata* GOLDF., *Mytilus münsteri* KLIPST., *Avicula cassiana* BITTN., *Euomphalus cassianus* KOK., *Trochus bistriatus* MUENST., *Trachicerus aon* Mojs., *Encrurus cassianus* LAUBE e *Cidaris dorsata* BRAUN., ecc.

15 - Td^{4''} - DOLOMIA DELLO SCILIAR SUPERIORE (CARNICO INFERIORE)

(D. ROSSI)

È una dolomia massiccia, granulare, porosa, chiara, talora detritica. Ha spesso stratificazione inclinata (*Uebergangsschichten*). La potenza è dell'ordine di centinaia di metri.

Costituisce la parte superiore dei corpi carbonatici. Sovente ricopre direttamente la Dolomia dello Sciliar inferiore (Gr. del Sassolungo): in questo caso il limite risulta indistinto, perché le caratteristiche litologiche delle due dolomie sono assai simili. Altre volte è sovrapposta alla Formazione di S. Cassiano con limite assai netto (Gruppo di Sella, Gardena).

I resti fossili sono piuttosto rari e mal conservati, causa la modificazione diagenetica; si possono citare i Coralli, sovente in posizione di crescita, i Crinoidi, le incrostazioni algali, i Gasteropodi, i Lamellibranchi, le Diplopore.

14 - Td^{4'''} - DOLOMIA DI DÜRRENSTEIN (CARNICO INFERIORE)

(D. ROSSI)

Nelle Dolomiti di Braies (*Prags*) (J. PIA, 1937) e nelle Dolomiti Nord-orientali (D. ROSSI, 1964), la parte superiore della Dolomia dello Sciliar viene sostituita da una formazione dolomitica ben stratificata, denominata Dolomia di Dürrenstein, dal Picco di Vallandro (*Dürrenstein*), dove è stata scoperta per la prima volta (J. PIA, 1937).

La formazione è particolarmente potente ad Est, nelle Dolomiti Nord-orientali (Tre Scarperi (*Dreischusters*), Cadini di Misurina, Popera, ecc.), dove in qualche caso si avvicina al migliaio di metri; il suo spessore diminuisce gradatamente verso Ovest, per ridursi a zero ad Occidente delle Dolomiti di Braies, in corrispondenza della Val Badia. In questo modo il limite tra Dolomia dello Sciliar e Dolomia di Dürrenstein risale gradatamente da oriente verso occidente, avvicinandosi sempre più alla base degli Strati di Raibl e segnando il progressivo estendersi da Est verso Ovest dell'ambiente relativo.

L'estremità orientale di tale formazione entra nel F. Marmolada, in Val Badia, sotto forma di pochi e ridotti affioramenti.

La Dolomia di Dürrenstein è costituita prevalentemente da dolomie micritiche, spesso laminari, con numerosi vuoti di essiccamento, cui si associano frequentemente lamine stromatolitiche, livelli con pisoliti algali, livelli a *pellets* e banchi di Diplopore.

Il processo di dolomitizzazione si è qui compiuto contemporaneamente alla deposizione del sedimento, o in un tempo immediatamente successivo, prima che questo si consolidasse: ciò è dimostrato principalmente dalla scarsa porosità e dall'ottimo stato di conservazione delle strutture originarie.

I fossili non sono molto frequenti. Relativamente abbondanti le Diplopore. Vi sono poi rari nidi di lamellibranchi e di gasteropodi. Rari i coralli.

Circa l'ambiente di deposizione, si può dire che si sono alternate condizioni intercotidali (lamine stromatolitiche, dolomie micritiche, strutture da essiccamento ecc.) a condizioni subcotidali (pisoliti algali, nidi a Gasteropodi e Lamellibranchi, ecc.).

13 - T^{m4} - FORMAZIONE DI RAIBL (CARNICO SUPERIORE)

(D. Rossi)

Con la sua facile erodibilità, ne ha determinato terrazzi e forme dolcemente ondulate. È qui rappresentata da una fittissima alternanza di marne, argille, calcari, talora bituminosi, dolomie, areniti, calcaree e dolomitiche. La stratificazione è sempre fitta e decisa, la colorazione è vivace (toni verdi, rossi, gialli).

La formazione è situata tra dolomie compatte (Dolomia Sciliar superiore o Dolomia di Dürrenstein al letto, Dolomia Principale al tetto). Il suo spessore varia da pochi metri a qualche decina di metri.

La Formazione di Raibl contiene in prevalenza Lamellibranchi e Gasteropodi (coi generi *Modiola*, *Myophoria*, *Ostrea*, *Gervilleia*, *Mysidipotera*, *Pachycardia*, *Naticopsis*, *Coelostylina*, *Chemnitzia*, ecc.).

12 - T⁵ - DOLOMIA PRINCIPALE (NORICO)

(D. Rossi)

I caratteri distintivi della formazione (A. BOSELLINI, 1967) sono dati dalla stratificazione (in strati e banchi da qualche cm a qualche m di spessore), dalla presenza di interstrati argillosi di colore rossastro o verdastro e da livelli a lamine millimetriche (mm-ritmiche). I litotipi prevalenti sono: dolomie cristalline, dolomie laminate, dolomie stromatolitiche, breccie intraformazionali, micriti pelletifere, dolomie intraclastiche, dolomie oolitiche. Tra i macrofossili è qui abbastanza comune la *Worthenia contabulata* COSTA (*W. solitaria* BEN), mentre più rari sono i Megalodonti. Sono presenti strutture d'erosione, di essiccamento, di dilavamento, ecc.

La potenza varia da 250 a 500 metri.

La Dolomia Principale è riferibile a bassi, piatti ed estesi fondali carbonatici, lentamente subsidenti, con caratteristiche da intercotidali (livelli stromatolitici, sedimenti laminati, breccie intraformazionali, dolomie intraclastiche, ecc.), a subcotidali (dolomie cristalline in bancate massicce e porose, a *Worthenia* e *Megalodon*, dolomie oolitiche, micriti pelletifere), con episodi sopracotidali.

C - GIURASSICO e CRETACICO

(D. Rossi)

Le notizie qui esposte sono essenzialmente ricavate dalle note illustrative che accompagnano il Foglio geologico M. Marmolada a scala 1:100.000 (autori A. BOSELLINI per i Calcari Grigi di Fanes e il Rosso Ammonitico Veronese, A. LUCCHI GARAVELLO per le marne del Puez).

11 - G¹ - CALCARI GRIGI DI FANES (LIAS INFERIORE E MEDIO)

È presente nel Gruppo di Sella (Piz Boè) e nella Croda di Santa Croce (parte nordorientale del Foglio).

Si presenta in banchi regolari di 20-100 cm di spessore, alternati a sottili interstrati marnosi. La roccia è costituita prevalentemente da calcari micritici, calcari a *pellets*, calcari a lamellibranchi pelagici, calcari a Foraminiferi, Encriniti.

Lo spessore varia da 30 m circa al Piz Boè a 250 m sulla Croda di Santa Croce.

L'ambiente di sedimentazione corrisponde ad una piattaforma carbonatica neritica-laminare.

10 - G² - ROSSO AMMONITICO VERONESE (MALM-DOGGER)

Compare al Piz Boè e nel Gruppo Puez Gardenaccia. La parte superiore è un calcare nodulare micritico-pelletifero con ricca associazione a *Globochaete* e *Saccocoma*. La parte inferiore è massiccia, ricchissima di lamellibranchi pelagici. Lo spessore va da 4 a 10 m circa.

Nel Gruppo di Sella la formazione poggia in discordanza sulla parte basale dei Calcari grigi.

Nel Gruppo Puez-Gardenaccia invece la formazione sta direttamente sulla Dolomia Principale, con saltuari livelli di breccia basale.

Rappresenta un alto fondo in condizioni sfavorevoli alla sedimentazione. Si presume l'emersione durante il Malm superiore.

9 - C¹ - MARNE DEL PUEZ (CRETACICO INFERIORE)

Sono presenti nel Gruppo di Sella e nel Gruppo Puez-Gardenaccia.

Sopra il Rosso Ammonitico Veronese seguono in regolare successione il Valanginiano e l'Hauteriviano-Barremiano, formati rispettivamente di marne rossastre e potenti marne grige o grigio-verdastre ricche di fossili. Frequenti le lenti e i noduli di selce.

Dei fossili prevalgono gli Ammoniti tra cui si possono citare: *Phylloceras*, *Lythoceras*, *Costidiscus*, *Macroscaphites*, *Desmoceras*, *Crioceratites*, *Hamulina*, *Ptychoceras*, *Silesites*, *Puchellia*.

D - DEPOSITI DEL QUATERNARIO

(M. PANIZZA)

**8 - a¹ - DEPOSITI ALLUVIONALI O DI VERSANTE SOTTO-
STANTI A DEPOSITI MORENICI (PLEISTOCENE)**

Si tratta di depositi fluviali, torrentizi, di coni alluvionali o di versante a luoghi stratificati e generalmente cementati. Sono costituiti da elementi piuttosto grossolani (dai blocchi alle sabbie) e a luoghi arrotondati. Gli spessori variano da pochi metri fino a 20-30 metri (presso Vigo di Fassa). In conseguenza della loro posizione stratigrafica, ricoperti da depositi morenici Würmiani, sono da riferire ad un periodo interglaciale, probabilmente il Riss-Würm.

7 - mo^w - DEPOSITI MORENICI PLENIGLACIALI (WÜRM)

Questi sedimenti sono costituiti da un insieme di grossi massi abbastanza arrotondati, frammisti a materiale più fine, fino alle argille. Dal punto di vista litologico sono il più delle volte eterogenei, con elementi rispecchianti le rocce del bacino di alimentazione principale e più raramente anche di alcuni contigui: si possono verificare arricchimenti locali di tipi litologici affioranti nelle immediate vicinanze. Formano generalmente delle superfici terrazzate sui fondivalle attuali, con morfologie poco regolari e a luoghi con dossi e avvallamenti.

Si tratta di depositi abbandonati dai ghiacciai, che durante il periodo würmiano occupavano la regione dolomitica con una massa di ghiaccio che poteva raggiungere anche i 1500 metri di spessore, in corrispondenza delle vallate principali. Sono poco frequenti nel territorio, perché rielaborati e rideposti da processi geomorfologici successivi alla loro messa in posto. Affiorano soprattutto tra Campitello e Mazzin sul versante destro della Val di Fassa, tra il col di Lana e Caprile nella valle del Cordevole e infine nei pressi di S. Cristina in val Gardena.

6 - mo - DEPOSITI MORENICI STADIALI (TARDO WÜRM E OLOCENE)

Si tratta di accumuli disposti in forma di archi e di cordoni generalmente ben conservati, a luoghi sono separati da valli abbastanza profonde più o meno ostruiti da massi caduti dalle creste degli archi morenici stessi. La granulometria del materiale varia dai grossi massi al limo; il grado di smussamento è generalmente scarso, più sensibile negli elementi dei depositi più a valle e più antichi; dal punto di vista litologico mostrano una varietà di tipi rocciosi che riflette le formazioni affioranti a monte. Serie caratteristiche di archi morenici si osservano un po' dovunque, ad esempio sui versanti della Costabella, presso i passi Sella, Gardena e Valparola, a Nord del M. Padon e nella valle dei Monzoni.

5 - a² - DEPOSITI ALLUVIONALI (OLOCENE non attuale)

Gran parte dei fondi vallivi è ricoperta da un materasso di materiali alluvionali: si tratta di detriti costituiti da sabbie, ghiaie, ciottoli e massi, grossolanamente classati e con un certo grado di arrotondamento. Essi provengono da accumuli morenici o di versante rielaborati e rideposti dai corsi d'acqua in forma di superfici uniformi e poco inclinate. Generalmente il loro accumulo appare causato da sbarramenti della valle ad opera di corpi morenici, o di frana. Sono in genere terrazzati e occupano territori non suscettibili di essere sommersi da acque di inondazione torrentizia.

4 - t - DEPOSITI TORBOSI E PALUSTRI (OLOCENE)

Sono sedimenti generalmente fini o con abbondante matrice fine. Si tratta di depositi accumulatisi a monte di sbarramenti di diversa origine: morenica presso il Collaccio a Sud Ovest di Penia, per frana nell'alta val Duron o di natura strutturale a Nord del M. Padon.

3 - dt - DEPOSITI COLLUVIALI E FALDE DETRITICHE (OLOCENE)

Costituiscono i depositi quaternari più estesi e diffusi nel territorio, messi in posto dalla forza di gravità, con il concorso o meno delle acque di ruscellamento o delle valanghe.

Tutte le alte cime sono fasciate al piede da caratteristici ghiaioni molto acclivi, con angoli di scarpata intorno ai 35° 40°. Un'altra parte dei depositi mostra invece un pendio più dolce, una granulometria più fine e qualche accenno di stratificazione: si tratta di materiali d'accumulo per gravità rimaneggiati da acque di ruscellamento. Altri sedimenti, infine, che formano pendii molto dolci e che sono costituiti da materiali ancora più fini, sono stati messi in posto dalle sole acque di ruscellamento.

2 - a³ - DEPOSITI ALLUVIONALI (ATTUALE)

Costituiscono i sedimenti attuali dei corsi d'acqua, hanno granulometria dai massi alle sabbie, sono sciolti e occupano le aree soggette a inondazioni torrentizie.

1 e - COPERTURA ELUVIALE (ATTUALE)

Si tratta di materiali di degradazione fisica o chimica, rimasti in posto sulla roccia dalla quale provengono. Dal punto di vista litologico sono perciò molto uniformi, mentre da quello granulometrico le dimensioni dei detriti variano in relazione alle caratteristiche della roccia madre e al tipo dei processi di degradazione. Appaiono particolarmente frequenti nel territorio di Pralongià, nei pressi di Corvara in Badia.

II - TETTONICA

(D. Rosst)

La dettagliata definizione delle varie formazioni e soprattutto dei membri werfeniani ha permesso di conoscere la situazione tettonica con molto maggiore dettaglio, pur senza fornire elementi tali da portare variazioni sensibili ai lineamenti tettonici generali, così come erano stati definiti in precedenza. Per questo motivo le presenti note di tettonica sono tratte essenzialmente dalla parte tettonica delle note illustrative del F. M. Marmolada a scala 1:100.000.

Nell'area è compresa tutta la parte occidentale del sinclinorio dolomitico. L'andamento generale degli assi è secondo EW, spesso complicato da situazioni determinate dalla stratigrafia (in particolare l'aumento di spessore delle formazioni sedimentarie e la diminuzione di spessore del piastrone porfirico atesino, da W ed E; la presenza di potenti ma ridotte masse carbonatiche in eteropia con sedimenti più sottili e a comportamento meccanico diverso).

Da N a S sono stati definiti i seguenti elementi tettonici.

1) Zona sinclinale di Funes (passa per M. Tullo, Corno di Putia, Valle di Longiarù, La Valle). La piega è interessata da faglie vergenti a N, la più importante delle quali è la Linea di Funes.

2) Anticlinale del Passo Bronzoi. Nella sua parte più occidentale presenta il fianco settentrionale laminato o addirittura eliminato dalla linea di Funes.

3) Sinclinale dell'Alpe di Siusi. È sdoppiata dall'anticlinale di Plan, formando la Sinclinale della Gardenazza a N e la Sinclinale del Sella a S. La Sinclinale dell'Alpe di Siusi è interessata da pieghe e pieghe-faglie con diversa vergenza, di difficile interpretazione, forse attribuibili a scivolamenti di grandi masse.

4) A S la situazione è più complessa per la presenza dei corpi carbonatici rigidi avvolti da sedimenti plastici. Si può comunque individuare l'anticlinale Alpe di Tires — Col Rodella — Belvedere — Padon — Alto Cordevole.

5) Segue la zona sinclinale del Buffaure e della Fedaià, tabulare ad W alquanto compressa ad E.

6) Anticlinale della Marmolada. Presenta notevoli complicazioni: si mostra quale flessura ad W, fino a Moena, e come vera e propria anticlinale più ad E, complicata da scaglie sovrascorse vergenti a S.

7) Sinclinale della Costabella. Anche questa struttura è complicata da scaglie, prevalentemente vergenti a S (fa eccezione il Col Ombert, costituito da scaglie vergenti a N). La Sinclinale della Costabella è ulteriormente complicata, ad W, dalla presenza del centro eruttivo dei Monzoni, che tuttavia resta al di fuori del presente Foglio.

III - GEOMORFOLOGIA

(M. PANIZZA)

La morfologia del territorio è dovuta al concorso di numerose cause: tettoniche, litologiche, climatiche e antropiche.

Dal punto di vista tettonico, il territorio è compreso nella fascia dell'orogenesi alpina: il rilievo presenta così frequentemente una forte energia che agevola i processi di degradazione meccanica; la direzione delle maggiori vallate è determinata dall'andamento di importanti linee di dislocazione, fasce di milonisi agevolano il fenomeno di disfacimento e di erosione. Anche la giacitura degli strati, in relazione all'orientazione dei versanti, ha influito sull'acclività di questi ultimi: pendii generalmente ripidi con assise a reggipoggio e dolci con strati a franapoggio.

Per quanto riguarda la litologia, la grande varietà di formazioni rocciose determina una morfogenesi di tipo selettivo, con versanti scoscesi e vette arditte in contrapposizione a pendii più dolci e forme prive di brusche rotture. In particolare le alternanze di termini litologici compatti e di formazioni facilmente degradabili, le eteropie di facies, i contatti tettonici di rocce a diversa costituzione e così via, danno luogo frequentemente a una morfologia di questo tipo, caratterizzata da dolci pendii, ripiani, cenge, ripide pareti rocciose o uniformi massicci montuosi. È il caso, ad esempio, dei dolci versanti arenaceo-marnosi permowerfeniani, sottostanti alle ripide pareti dei compatti banconi dolomitici della formazione del Serla o calcarei di quella di Contrin; è quello che si verifica quando i livelli marnoso-argillosi raibliani si intercalano tra assise calcareo-dolomitiche anisiche e scogliere ladino-carniche, formando una caratteristica cengia, come quella che contorna quasi in maniera continua il gruppo del Sella, alla quota di circa 2.500 m. Il paesaggio più caratteristico è comunque quello dei gruppi dolomitici, ove l'eteropia delle formazioni ladino-carniche determina l'isolamento, tra aree più depresse e a più dolce morfologia, delle cime dolomitiche, scolpite in forme di torri, guglie, creste e pinnacoli.

Per ciò che riguarda il clima, il paesaggio appare una conseguenza sia delle condizioni attuali, varie e differenti secondo l'altitudine e l'esposizione, sia di quelle che si sono avvicinate nel corso delle ultime ere geologiche. I climi caldo-umidi dall'Eocene al Miocene, temperato-umidi nel Pliocene e soprattutto quelli freddi alternati a temperati nel Pleistocene hanno determinato una successione di sistemi morfoclimatici, che hanno modellato il rilievo secondo processi e forme diversi: tale poligenesi è testimoniata dalle numerose paleoforme che compongono il paesaggio attuale. In particolare i ghiacciai, che durante il Pleistocene per quattro volte hanno occupato le vallate dolomitiche, hanno lasciato notevoli tracce di erosioni e di sedimenti; rocce montonate, valli sospese, accumuli morenici etc... Inoltre la confluenza in strette vallive di più lingue glaciali, durante una fase di progressione, ha provocato fenomeni di spinta sulle pareti rocciose con conseguenti deformazioni da « glaciopressione » in corrispondenza soprattutto di superfici di discontinuità strutturale. Con il ritiro dei ghiacciai si sono verificati intensi fenomeni di rimaneggiamento e di accumulo di detriti, successivamente fissati dalla vegetazione e incisi in terrazzi. L'incisione fluviale, l'instabilità delle pareti rocciose non più sostenute dai ghiacciai, i processi di degradazione

conseguenti al cambiamento del clima, le manifestazioni di neotettonica le attività umane e gli effetti dei fenomeni di glaciopressione hanno causato numerosi fenomeni franosi. Alcuni di questi e fra i più imponenti appaiono proprio connessi soprattutto alle ultime cause suddette: dopo il ritiro dei ghiacciai, lungo i piani di sconnessione, col concorso di altre cause più o meno determinanti, sarebbero avvenuti fenomeni di frana in massa ad esempio nelle valli di Monzoni e di S. Nicolò, dai monti Buffaure, Maerins e Cima Udici, nella Val Duron, dal M. Ponsin, nella Val Pettorina, dal M. Guda.

L'area compresa nel foglio « La Marmolada » rivela anche alcuni indizi geomorfologici di neotettonica, la convergenza dei quali può dare prove di movimenti diastrofici recenti (pliocenici o quaternari). Alcuni esempi possono essere la valle rettilinea a pareti scoscese, i fenomeni di frana e i gradini sui versanti, che si osservano in corrispondenza della Vallonga (Val Gardena); oppure le deviazioni torrentizie, i depositi terrazzati, le discontinuità piano-altimetriche di creste e i processi di degradazione, che si rilevano presso Corvara (Val Badia)*.

Il paesaggio infine ha subito e continua a subire profonde modificazioni ad opera dell'uomo in conseguenza soprattutto della realizzazione di strade, disboscamenti e nuovi complessi turistici.

* Questi fenomeni geomorfologici ed altri sono attualmente oggetto di studio e di valutazione da parte dello scrivente e dei suoi collaboratori (A. Carton, D. Castaldini, F. Mantovani, S. Piacente e R. Spina) in aree alpine e appenniniche, nell'ambito del Progetto finalizzato « Geodinamica », sottoprogetto « Neotettonica ».

IV - IDROGEOLOGIA

(F. VILLERMIN)

Il modello idrogeologico locale è estremamente complesso per la varietà dei lineamenti morfologici, per i caratteri stratigrafici ed infine per l'assetto strutturale; sono infatti presenti in successione alterna e con passaggi laterali di facies litotipi a permeabilità primaria, secondaria od impermeabili, articolati in svariati tipi di strutture acquifere.

Analizzando le caratteristiche litologiche delle unità cronostratigrafiche e classificandole in base al tipo di permeabilità, si riconoscono le seguenti unità idrogeologiche dal più recente al più antico:

Prima Unità - Quaternario: Alluvioni recenti attuali, alluvioni antiche e fluvioglaciali, spesso terrazzate, depositi morenici, morene rimaneggiate, conglomerati di breccie di falda ed interglaciali, detrito di falda, copertura eluviale. I depositi quaternari sono in prevalenza dotati di permeabilità primaria, includono tuttavia livelli e lenti limoso-argillosi, od a matrice limoso-argillosa dominante, che possono localmente assumere la funzione di substrato impermeabile degli acquiferi, e conferire a questa unità le caratteristiche di multiacquifero.

Seconda Unità - Cretacico inferiore, Malm-Dogger, Lias, Norico. È un'unità complessa che include: a) livelli carbonatici con interstrati marnosi (Marne del Puez, Rosso Ammonitico, Calcari Grigi di Fanes) a prevalente permeabilità secondaria per fessurazione, con locale articolazione in multiacquifero ad opera di livelli impermeabili a prevalente composizione marnosa; b) Calcari dolomitici e dolomie (Dolomia principale) a permeabilità secondaria e circolazione carsica.

— *Carnico Superiore:* costituito da marme ed argille con interstrati di calcari bituminosi, dolomia, areniti calcaree e dolomitiche, arenarie quarzose e depositi tufacei della formazione di Raibl, deve essere considerato impermeabile a macroscala e può quindi rappresentare il substrato impermeabile della seconda unità.

Terza Unità - Carnico inferiore: Complesso dolomitico (Dolomia di Dürrenstein, Dolomia dello Sciliar Superiore) è prevalentemente dotato di permeabilità secondaria, con locale circolazione carsica.

— *Carnico Inferiore e*

— *Ladinico inferiore:* rappresentati dalla formazione di S. Cassiano, dalle vulcaniti triassiche e dalla Formazione di Wengen, costituisce il substrato impermeabile della terza unità.

Quarta Unità: Ladinico Inferiore: costituisce un massiccio calcareo-dolomitico (Dolomia dello Sciliar inferiore, Calcare della Marmolada) a permeabilità secondaria e locale circolazione carsica.

— *Ladinico Inferiore:* Formazione di Livinallongo, è il terzo livello impermeabile della successione stratigrafica locale.

Quinta Unità - Anisico Medio Superiore: a composizione calcareo-dolomitica (Dolomia del Serla, Calcare di Contrin) è dotato di permeabilità secondaria con circolazione carsica.

— *Anisico Inferiore - Sciziano:* includono siltiti, argilliti, arenarie, calcari,

marme e gessi; per quanto possa presentare episodi locali di permeabilità primaria e secondaria nei termini calcarei ed arenacei, a macroscala deve considerarsi come il più potente complesso impermeabile dell'area in esame.

— *Permico Superiore e medio:* sono rappresentati dalla formazione a Bellerophon e dalle Arenarie di Val Gardena, che per quanto possano essere dotate localmente di limitata permeabilità primaria e secondaria, sono globalmente da considerarsi formazioni impermeabili.

— *Permico Inferiore:* è rappresentato da vulcaniti tendenzialmente impermeabili, che possono acquisire localmente un certo grado di permeabilità secondaria nelle zone di più intensa fessurazione; però la circolazione idrica estremamente ridotta che ne risulta, interessa solo la parte corticale affiorante, e non penetra in profondità, se non lungo linee dislocative importanti.

I livelli impermeabili separanti le varie unità idrogeologiche possono localmente mancare, per motivi deposizionali o tettonici; in tal caso due o più unità possono costituire un unico acquifero.

I termini della serie idrogeologica sono variamente articolati in elementi geometricamente definiti, o strutture acquifere, costituiti dall'insieme roccia serbatoio — substrato impermeabile, il cui numero e forma dipendono dai processi genetici e dalle azioni deformative sviluppatasi nel corso della storia geologica locale.

Ne consegue che alle unità idrogeologiche descritte precedentemente competono tipi diversi di strutture acquifere, in funzione del tipo e grado di permeabilità, dei caratteri deposizionali, dell'assetto strutturale e dei lineamenti geomorfologici attuali.

Nella prima unità si riconoscono i seguenti due tipi fondamentali.

— Strutture delle coltri eluviali e dei depositi quaternari sciolti di pendio, degli alti terrazzi, di circo ecc., di limitata estensione e dotate di modeste riserve idriche, rappresentate prevalentemente da falde freatiche. Malgrado la loro modesta entità queste strutture rivestono una notevole importanza economica, soprattutto ai fini dell'approvvigionamento idrico di insediamenti turistici od ai fini agricolo-zootecnico, in quanto rappresentano spesso le uniche risorse idriche disponibili alle quote elevate.

— Strutture delle valli sovralluvionate. Il materasso di terreni sciolti quaternari, che costituisce il riempimento delle valli sovralluvionate, è ben lungi dal possedere caratteri uniformi di composizione e permeabilità, derivando sia da depositi fluviali molto grossolani, a granulometria da media a grossa, e quindi molto permeabili, sia da depositi di tipo lacustre o di bassa energia, a permeabilità ridotta o addirittura impermeabili, sia da morene di fondo non di rado con permeabilità ridotta o assente, sia infine da conii torrentizi e di detrito che includono sedimenti ad elevata permeabilità e sedimenti praticamente impermeabili.

Ne deriva una circolazione idrica complessa ed a secondo della potenza della coltre quaternaria e della storia geologica locale, possono esistere sia un'unica falda freatica, sia più falde sovrapposte, talora dotate di un grado maggiore o minore di artesianesimo. A causa del succedersi di numerose riprese dell'erosione fluviale nella maggior parte delle valli, il materasso quaternario risulta oggi profondamente inciso e conseguentemente drenato dai corsi d'acqua.

Ne deriva una articolazione in microstrutture, con bacini riempiti di estensione ridotta, separati fra loro da soglie rocciose, sovente sede di un'unica falda freatica, prevalentemente subalvea, con interscambio con i corsi d'acqua che assumono funzioni alterne, drenante o alimentante, o di falde minori che possono essere anche confinate e localizzate nei conii di deiezione delle valli affluenti. L'alimentazione oltre che da perdite dei corsi d'acqua, deriva anche dal ruscellamento laterale.

Le altre unità idrogeologiche sono costituite come si è visto da massicci carbonatici a permeabilità secondaria, con circolazione carsica più

o meno affermata e possono essere sede sia di strutture tettoniche, quali sinclinali, monoclinali, trappole tettoniche, sia stratigrafiche, nelle quali la soglia idraulica è rappresentata da variazioni laterali o verticali di facies. Le singole strutture possono costituire un monoacquifero o un sistema multiacquifero a seconda dell'esistenza o meno di livelli impermeabili intercalati.

I massicci carbonatici sono suddivisi in tutta una serie di microstrutture, nettamente separate da solchi vallivi che raggiungono i livelli impermeabili di base! malgrado tale frammentarietà costituiscono uno dei più importanti serbatoi idrici della zona, di cui si utilizzano solo le emergenze spontanee.

Infine le formazioni dell'Anisico Inferiore, dello Sciziano e del Permiano superiore e Medio, possono essere sede di locali limitate falde idriche generalmente freatiche, con potenzialità idrica ridotta.

Data la complessità dello schema idrogeologico locale, sono rappresentati in zona praticamente tutti i tipi di sorgenti, anche se in ciascuno dei gruppi strutturali si ha uno specifico tipo prevalente.

Nelle valli sovralluvionate prevalgono le sorgenti di emergenza, che si manifestano nelle alluvioni di fondo valle, ma più frequentemente ai piedi dei terrazzi e dei coni di deiezione.

Nelle grandi strutture carbonatiche si hanno talora sorgenti di sbarramento e di emergenza, ma più frequentemente sorgenti di contatto o sorgenti carsiche. A queste ultime, salvo rare eccezioni, competono le portate maggiori.

Sovente, nelle singole strutture, si hanno allineamenti di sorgenti perenni e temporanee, che denunciano l'esistenza di una «tavola d'acqua», e che delimitano rispettivamente le zone di saturazione e di fluttuazione.

In connessione con le microstrutture quaternarie e con quelle dei termini del Trias Inferiore e Permico Medio Superiore, si hanno sorgenti di emergenza, sia di pendio che d'alveo o di terrazzo, oppure sorgenti di contatto, talora in allineamento, a tetto di livelli impermeabili intercalati.

Il chimismo delle acque è ovviamente funzione della composizione litologia degli acquiferi per cui in zona si hanno prevalentemente acque con durezza da medio a elevata, con i valori minori negli acquiferi quaternari ed i valori maggiori nei massicci carbonatici.

Nelle falde circolanti nelle formazioni del Trias Inferiore e nel Permico Superiore e Medio, che includono episodi evaporitici, si hanno acque selenitose, e quindi con durezza elevata e tendenzialmente aggressive, da solfato-calciche a solfuree; a questo gruppo appartengono le due sorgenti minerali di Pozza di Fassa e di Contrin.

V - DISSESTABILITÀ

(F. VILLERMIN)

I fattori geologici che intervengono quali elementi condizionanti della dissestabilità e della tipologia dei dissesti sono: caratteri litologici, caratteri geostutturali e caratteri geomorfologici; infatti la dissestabilità dipende dalle proprietà fisiche dei litotipi, interessati, dalla geometria del suolo e sottosuolo e dalla idrologia superficiale e sotterranea.

In base alle caratteristiche meccaniche ed alla casistica, i litotipi presenti in zona si possono suddividere nelle seguenti classi:

A - Rocce non consolidate, o depositi sciolti, che in campo geotecnico vengono classificate come terre, e sono caratterizzate da una coesione variabile fra 0 e 5 kg/cm². e da un angolo di attrito interno compreso fra 0° e 50°; includono termini a permeabilità elevatissima (K = 10) e termini praticamente impermeabili.

Poiché la stabilità di questi litotipi è fortemente condizionata alla loro ubicazione, occorre suddividerli in due sottoclassi e cioè: depositi di fondo valle e depositi di pendio.

I primi sono tendenzialmente stabili per posizione e possono dar luogo a dissesti solo in funzione della azione morfogenica dei corsi d'acqua od antropica; i dissesti potenziali sono: fenomeni erosivi, avvallamenti di sponda, inondazioni, sovralluvionamento, nonché fenomeni di subsidenza in presenza di emungimento spinto delle falde idriche.

I secondi, al contrario dei precedenti, e malgrado l'analogia di composizione, possono acquistare un alto grado di dissestabilità per posizione. Infatti quando sono ubicati lungo i pendii sono soggetti all'azione di acque selvagge incanalate dotate di elevata velocità di deflusso; sono perciò sottoposti ad azione di dilavamento ed erosione intensa, i cui effetti vengono esaltati dalla loro facile erodibilità. In genere inoltre sono sensibili all'acqua che saturandoli riduce considerevolmente i valori dell'angolo d'attrito interno e della coesione ad essi competente. Ne deriva che possono essere sede di erosione, frane e smottamenti, colate di fango e di terra secche e umide. Una forte percentuale dei dissesti verificatisi in zona durante l'alluvione del 1966 sono connessi con i depositi di questa classe.

B - Rocce consolidate o rocce propriamente dette, includenti tutti i litotipi che hanno subito un processo di consolidamento all'atto della loro formazione, o successivamente per effetto della pressione litostatica e delle forze orogenetiche; questa classe include termini caratterizzati da una coesione generalmente elevata, che possono però avere proprietà meccaniche notevolmente diverse in base alle quali si possono suddividere nelle seguenti sottoclassi:

B1 - Rocce rigide carbonatiche, che include le formazioni calcareo-dolomitiche del Malm-Dogger, Lias, Norico, Carnico Inferiore, Ladinicco Inferiore e l'Anisico Medio Superiore. La stabilità delle masse rocciose, dipende in questo caso prevalentemente dalla presenza, frequenza e distribuzione spaziale dei piani di discontinuità disgiuntivi, quali faglie, diaclasi e leptoclasii e dai giunti di stratificazione, che le trasformano in un insieme discontinuo e omogeneo.

La relativa solubilità di questi litotipi porta ad un progressivo allargamento delle fratture e delle fessure, che talvolta diventano condotti carsici; tale processo incide negativamente sulla stabilità dell'insieme.

Subordinatamente la stabilità dipende anche dallo sviluppo vertica-

le delle pareti rocciose esposte, ma che in assenza di piani di discontinuità possono risultare stabili anche per altezze di alcune centinaia di metri.

I dissesti tipici di questo gruppo sono rappresentati da frane di crollo e da frane per scivolamento planare lungo i piani di discontinuità maggiori.

B2 - Rocce silicee compatte, che include la maggior parte delle rocce intrusive ed effusive, ed ha caratteristiche analoghe al gruppo B1, con esclusione della solubilità; può quindi dare luogo a frane di crollo.

L'alterazione dei termini granitici e granodioritici produce coltri di sabbioni, mentre quella di alcuni termini vulcanitici dà alteriti argillose; questi termini hanno caratteristiche geomeccaniche analoghe a quelle delle terre.

C - Rocce consolidate rigido-plastiche, che includono le Marne del Puez e le formazioni di Raibl, S. Cassiano, Wengen, nonché gli strati a Dado-crinus gracilias, di Werfen, la Formazione a Bellerophon e le Arenarie di Val Gardena. Questi litotipi hanno un comportamento geomeccanico peculiare, infatti in assenza di faglie, fratture o fessure, i livelli rigidi (calcarei, arenarie, conglomerati) formano una ossatura che garantisce la stabilità del complesso. Quando però gli elementi disgiuntivi sono presenti, come succede nella norma, la stabilità dell'insieme è condizionata unicamente dai livelli più plastici (argilliti, silt argillosi, marne più o meno argillose, tufi) e dal grado di saturazione di questi. In stato di saturazione, per riduzione della coesione e dato l'angolo d'attrito relativamente basso dei termini plastici, possono prodursi dissesti di vario tipo, che vanno da scivolamenti planari o rotazionali sino a colate di detrito o di terriccio; ciò è in rapporto con l'intensità della fessurazione.

Tutte queste formazioni sono da considerarsi instabili e generalmente creano difficoltà di vario ordine nella realizzazione di nuove opere.

Influenza determinante sulle condizioni geomeccaniche locali hanno poi i lineamenti strutturali in quanto sono piani di minor resistenza, nonché vie preferenziali della circolazione idrica, ed infine perché determinano la geometria dei singoli corpi componenti le masse rocciose e quindi la direzione e l'entità delle tensioni.

Infine il grado di dissestabilità dipende anche dai rapporti attuali fra morfologia, caratteri strutturali e litologia e dall'evoluzione geomorfologica in atto, che può svilupparsi in senso favorevole o contrario al mantenimento della stabilità.

I dissesti più frequenti in zona sono rappresentati da fenomeni di dilavamento, erosione accelerata, avvallamenti di sponda, frane e smottamenti nei termini quaternari e delle rocce consolidate rigido-plastiche, nonché frane di crollo nelle rocce consolidate rigide, in particolare sulle pareti subverticali esposte.

VI - BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI B. (1959), *Geologia dell'alta valle del Cordevole (Dolomiti)*. «Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova», V. XXI.
- BOSELLINI A., ROSSI D. (1970), *Triassic carbonate buildups of the Dolomites Northern Italy*. «Amer. Ass. Petr. Geol. Bull.» vol 54/5, May, 1970.
- BRONDI A., GHEZZO C., GUASPARRI G., RICCI C. A., SABATINI G. (1970), *Le vulcaniti paleozoiche nell'area settentrionale del complesso effusivo atesino*. «Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem.», ff. 6 t. 1.
- CASTELLARIN A. e PISA G. (1973), *Le vulcaniti ladiniche di Forni di Sopra (Carnia Occidentale)*. «Mem. Museo Trid. di Sc. Nat.», V. XX, 99-136.
- CASTELLARIN A., ROSSI P. L., SIMBOLI G., SOMMAVILLA E., DE LUCA A. (1977), *Dati geologici e petrografici sul Gruppo del Buffaure*. «Miner. Petrogr. Acta», 21 165-187.
- KLEBELSBERG R. v. (1935), *Geologie von Tirol*, 1 vol. e 1 carta geol., ed. Bornträger, Berlin.
- LEONARDI P. e collab. (1968), *Le Dolomiti, geologia dei monti tra Isarco e Piave*. 2 vol. e una raccolta di tavole. Manfrini, Rovereto (Trento).
- MANTOVANI F. (in corso di stampa), *Geomorfologia della Valle del Vaiolet (Dolomiti)*.
- MAYR F. & HEUBERGER H. (1968), *Type Areas of Late Glacial and Post-Glacial Deposits in Tyrol, Eastern Alps*, «Atti VII INQUA», Vol. 14, Denver.
- MITTEMPERGER M. (1962), *Rilevamento e studio petrografico delle vulcaniti paleozoiche della Val Gardena*. «Atti Soc. Tosc. Sc. Nat.», serie A., f. II.
- PANIZZA M. (1973), *Glaciopressure implications in the production of Landslides in the Dolomitic area*. «Geol. Appl. e Idrogeol.», vol. 8, n. 1, Bari.
- PANIZZA M. & CARTON A. (1976), *Geomorfologia della valle dei Monzoni (Dolomiti)*, «Mem. Mus. Trid. Sc. Nat.», vol. 21, n. 1, Trento.
- PERNA E. e G. (1976), *Le Acque minerali del Trentino e dell'Alto Adige*, Industria mineraria del Trentino-Alto Adige - Camera di Commercio Industria Artigianato Agricoltura, Trento.
- ROSSI P. L., SIMBOLI G., SOMMAVILLA E. (1974), *La serie vulcanica medio-triassica della Catena del Padòn (Gruppo della Marmolada, parte settentrionale)*. «Miner. Petrogr. Acta», 20, 1-48.
- SACERDOTI M. (1970), *Lave basiche della Formazione di Wengen (Ladinico Superiore, Trias) nei pressi di Caprile (Dolomiti Bellunesi)*. «Ann. Univ. di Ferrara», sez. XVII, vol. VI. 1, f. 2, 17-40.
- SACERDOTI M. e SOMMAVILLA E. (1962), *Pillowlave, ialoclastiti e altre formazioni vulcanoclastiche nella Regione Dolomitica occidentale*. «Studi di Trent. Sc. Nat.», 423-473.
- SCUDELER BACCILLE L. (1971), *La serie ladino-carnica alla base della Punta Grobmann (Gruppo del Sassolungo, Dolomiti occidentali). Strutture sedimentarie e petrologia della facies carbonatica*. «Mem. Geopal. Univ. Ferrara», vol. 3, f. 1, n. 2.

- TAZIEFF H. (1973), *About Deep-Sea Volcanism*. «Rend. Soc. It. Min. e Petr.», 29, 427-436.
- VARDABASSO S. (1930), *Carta Geologica del territorio eruttivo di Predazzo e dei Monzoni nelle Dolomiti di Fiemme e Fassa*. «R. Scuola di Ingegneria», Padova.
- VARDABASSO S. (1930), *Studio geoidrologico del bacino dell'Avisio (Valli di Fassa, Fiemme e Cembra)*. Ufficio Idrografico Magistrato acque Venezia, Sezione Geologica, Padova.
- VUILLERMIN F. (1972), *Nota preliminare sulle carte tematiche del Foglio IGM Marmolada in scala 1:50.000*. «Bollettino Ass. Min. Sub.», Anno IX N° 3-4 settembre-dicembre 1972, atti della Tavola Rotonda su carte tematiche Geologiche e minerarie, Torino.
- VUILLERMIN F. (1973), *Carta della stabilità del territorio della Provincia di Bolzano. Note Illustrative*. «Geologia Tecnica», N. 3.