

LA STORIA GEOLOGICA DELLE GIULIE

Poste Italiane S.p.A. - Spedizione in Abbonamento Postale - Tariffa pubblicazioni informative no-profit - DL 353/2003 conv. in L. 27/02/2004 n. 46) art. 1, comma 2, DCB Trieste.

ALPI GIULIE

Anno 108 - n. 2/2013

ALPI GIULIE

Edita dal 1896
Anno 108 - N. 2/2013

Rassegna di attività della Società Alpina delle Giulie – Sezione di Trieste del Club Alpino Italiano • *Direttore responsabile*: Mario Privileggi • *Redazione*: Sergio Duda, Mario Galli, Giorgio Sandri • *Direzione, Redazione e Corrispondenza*: Società Alpina delle Giulie (ISSN 0391-4828) Via Donota, 2 - 34121 Trieste - Telefono 040 630464 - Fax 040 368550 • Registrato al Tribunale di Trieste al nr. 357 • Spedizione in abbonamento postale D.L. 353/2003 (conv. in L. 27/02/2004 nr. 46) art. 1, comma 2, DBC Trieste - Tariffa pubblicazioni informative no-profit. Poste Italiane S.p.A. • Tutti i diritti riservati • Fotocomposizione e stampa: Stella - Trieste

Giovanni Battista Carulli

(con il contributo di Mario Galli)

La storia geologica delle Giulie



Sommario

Introduzione	5
Alcuni concetti fondamentali della Geologia	7
<i>Il tempo geologico</i>	7
<i>La velocità di evoluzione dei fenomeni geologici</i>	11
<i>Gli ambienti geologici</i>	12
<i>Gli strati e le formazioni geologiche</i>	12
<i>Le forme del rilievo</i>	14
Sintesi della geologia della catena delle Alpi	16
Inquadramento geologico del Friuli Venezia Giulia	25
La geologia delle Alpi Giulie	30
La geologia delle Prealpi Giulie	72
Considerazioni finali	101
Tavole fuori testo	103
Per saperne di più	126
<i>Guide geologiche</i>	126
<i>Carte geologiche</i>	127
Opere citate	129

Referenze fotografiche

Le foto nel testo sono dell'Autore, salvo diversa indicazione.

Hanno contribuito al corredo iconografico:

Carlo Bartolini, Firenze
Mario Galli, Trieste
Špela Goričan, Ljubljana
Gorazd Gorišek, Ljubljana
Borut Kantušer, Ljubljana
Matevž Lenarčič (Aerovizija), Ljubljana
Janez Medvešek, Domžale (Lj)
Christian Mehlführer, Vienna
Janez Pikon, Žirovnica (Kr)
Vid Pogačnik, Kranj
Umberto Tognolli, Trieste

Introduzione

La Geologia è una scienza affascinante e lo è ancora di più per chi ama la montagna perché può scoprirne i tanti misteri che solo apparentemente essa cela. Quante volte il gitante, l'escursionista o il rocciatore, osservando un paesaggio montano, incantato ed ammaliato dalla bellezza delle sue forme e dalla imponenza dei rilievi, si è posto le domande sulla loro natura, sulla loro morfologia, sulla loro età, sulla loro formazione, ...?

A tutte queste domande, e ad altre ancora sui segreti delle montagne, e non solo, risponde la Geologia.

È ben vero che, da parecchi decenni, il grande progresso delle Scienze della Terra, o meglio la loro rivoluzione, è venuto dallo studio dei mari: la teoria della tettonica delle placche, figlia di quella della deriva dei continenti⁽¹⁾, si è affermata da tempo a seguito della sorprendente verifica dell'espansione dei fondi oceanici con tutta la modellistica che ne è seguita per interpretare e verificare tutti (o quasi) i fenomeni geodinamici della Terra.

Resta però sempre il fatto che solo la conoscenza della geologia sul terreno consente di rilevare, analizzare e confrontare tutte le informazioni scientifiche derivanti dagli affioramenti rocciosi con metodo empirico, galileiano, diretto, e non attraverso l'utilizzo di metodologie e strumenti indiretti di ricerca, sia pure estremamente sofisticati ed affidabili, e successiva interpretazione dei dati ottenuti. Comunque, anche i risultati ricavati con metodi indiretti (sismici attivi e passivi, geo-elettrici, gravimetrici, magnetici, magnetotellurici, ..., geofisici in genere) devono sempre basarsi sulle conoscenze litologiche, stratigrafiche e strutturali ottenute dalle ricerche sviluppate nell'ambiente continentale, massimamente quello montano, nelle "terre alte", dove ci sono i massimi affioramenti rocciosi, e poi estrapolarle all'ambiente marino ed al sottosuolo in genere.

Sicuramente questa visione forse ottocentesca della Geologia risente della sua discendenza dal ceppo delle Scienze Naturali, come dimostrato storicamente dal fatto che molti dei primi naturalisti a coltivare interessi in diverse discipline nel campo delle Scienze della Terra⁽²⁾ erano grandi appassionati di montagna, Déodat de Dolomieu, Horace Bénédict de Saussure e Belsazar Hacquet, ad esempio, fra i grandi pionieri dell'esplorazione delle Alpi. Al punto che è difficile dire se è la passione per la montagna che li ha portati alla geologia o viceversa⁽³⁾. Sicuramente in tutti i geologi la corrispondenza di sentimenti è biunivoca.

Ma se è vero che la Geologia può affascinare è anche vero che può essere una scienza di non facile comprensione, talora alquanto misteriosa, se non ostica, specie a causa della collocazione confusa, incerta, se non scorretta, degli eventi nel tempo geologico. La coscienza dell'enormità di esso è comunque presente nel linguaggio comune che, ad esempio, lamen-

1 Teoria fondata da ALFRED WEGENER (1880-1930), meteorologo, geologo ed esploratore polare, non accettata dalla comunità scientifica al tempo della sua formulazione (1912) e rivalutata, con modifiche sostanziali ed aggiunte successive, da H. HESS nel 1962.

2 Mineralogia e Paleontologia in particolare, affascinati dalla bellezza delle forme dei cristalli e dal mistero delle forme fossili.

3 Fra i primi alpinisti si devono considerare i geologi che, accompagnati da guide valligiane, si avventuravano fino dal '700 sulle montagne ancora inesplorate per conoscerne i segreti.

tando certe lunghe attese (specie burocratiche e amministrative), esclama sospirando: ci vogliono tempi geologici!

Ma le confusioni possono essere ordinate, le incertezze precisate e gli errori corretti se si tengono presenti alcuni concetti determinanti per capire i processi geologici e la loro evoluzione, aumentando così il fascino della Geologia.

È con questo spirito che sono state scritte le pagine che seguono, non con l'intento di comporre una monografia puramente scientifica su un settore della catena alpina bensì con quello di fornire un contributo divulgativo e di dare una spiegazione al desiderio di conoscere e delle risposte, scientificamente corrette, agli interrogativi esposti in premessa dagli appassionati della montagna in genere e delle Alpi Giulie in particolare.

La divulgazione scientifica non è un'operazione semplice: lo sarebbe se il lettore fosse a conoscenza dei processi fondamentali che stanno alla base delle Scienze della Terra e, di conseguenza, fosse anche padrone della terminologia specifica. A fronte della possibile mancanza di tali requisiti si è ricorsi ad un linguaggio il più possibile piano e non sempre specialistico rimandando al caso la spiegazione alle numerose note a piè di pagina. Per i non specialisti si è inoltre ritenuto opportuno fare precedere la monografia dalla descrizione sintetica di alcuni concetti fondamentali della Geologia, da una spiegazione geologica condensata dell'intera catena alpina e dall'inquadramento del settore giulio nel contesto geologico regionale. Il tutto con la speranza di essere riusciti a coniugare il rigore scientifico con la chiarezza dell'esposizione avendo sempre l'obiettivo di essere compresi e quindi, ciò che più conta, di dare soddisfazione agli interrogativi del lettore.

Alcuni concetti fondamentali della Geologia

Il tempo geologico

Il concetto di “tempo” è ben chiaro, entità normalmente acquisita e fatta propria da ciascuno di noi nella vita di ogni giorno, ma adattato e calibrato alla nostra epoca, al nostro momento storico, ai nostri ritmi di vita sempre più convulsi, frenetici e stressanti. Il nostro uso quotidiano del concetto di “tempo”, inteso come distanza cronologica di un evento passato rispetto al momento in cui viene pronunciato, è oggi strettamente legato all’orologio, al calendario o, al più, agli eventi storici (un’ora fa, l’altro ieri, due anni or sono, il secolo scorso, ...) mentre la scala temporale indagata dalle Scienze della Terra si riferisce a tutto l’intervallo di tempo che intercorre dalla nascita del nostro pianeta, oltre 4 miliardi e mezzo di anni fa, ad oggi.

Ma anche per i geologi arrivare alla conoscenza ed alla calibrazione reale della scala dei tempi non è stato un percorso semplice.

Il metodo aristotelico, basato sull’osservazione e sul ragionamento deduttivo, adottato dal tempo dei filosofi naturalisti greci e romani fino a quello dei primi studiosi cristiani (S. Agostino), fu sostituito nel tardo Medioevo dall’idealismo teologico del pensiero scolastico cristiano che si fondava sulle verità assolute dei testi sacri. Esso trovò la soluzione del problema dell’età della Terra e della sua evoluzione nell’interpretazione letterale di un libro della Bibbia, *la Genesi*, con grave pericolo di eresia per chi era dubbioso (Copernico, Galileo, ...) o, peggio (Giordano Bruno), contestava l’interpretazione delle fonti.

Ne derivarono di conseguenza studi oltremodo complessi e farraginosi che portarono anche a conclusioni ed affermazioni categoriche ed indiscutibili, allora, come quella pronunciata dall’arcivescovo irlandese James Ussher nel 1650: la Terra fu creata alle ore 9 del 20 ottobre del 4004 a.C, di sabato!!!

Con il proseguire degli studi scientifici dei liberi pensatori nel ’700 e sotto la spinta delle teorie evoluzionistiche, che troveranno la massima espressione in Charles Darwin⁽⁴⁾, fra il 1830 e il 1833 il geologo scozzese Sir Charles Lyell pubblica i tre volumi dell’opera “Principles of Geology” che diverrà il caposaldo fondamentale della Geologia moderna. In essa l’autore afferma la teoria dell’“attualismo” in contrapposizione a quella del “catastrofismo” a quel tempo dominante. Base della nuova teoria scientifica, e filosofica, rivoluzionaria è l’affermazione che “Il presente è la chiave per capire il passato”: i fenomeni geologici si sono sviluppati nei tempi lontani non con eventi improvvisi e con l’evoluzione catastrofica (Diluvio universale)⁽⁵⁾ di processi geologici diversi da quelli attuali, bensì con le stesse modalità e con la stessa velocità di evoluzione del tempo presente (fig. 1 e 2).

4

DARWIN (1809-1882), seguace delle teorie di LYELL, definì la Geologia come “la parte più interessante della storia naturale”. In merito alla storia delle Scienze si veda l’affascinante e snello volumetto di CIARDI (2013).

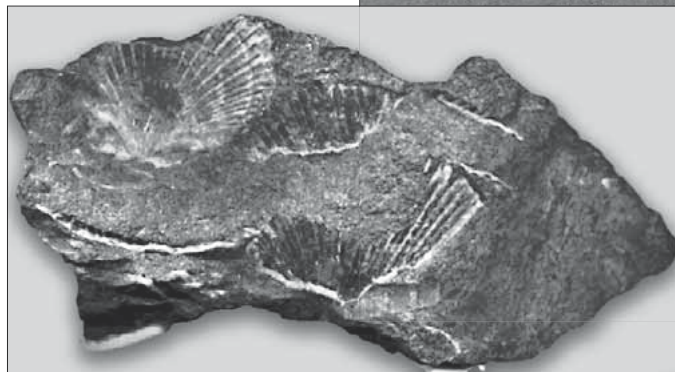
5

Sulle grandi dispute della Geologia è interessante la lettura del libro di HAL-LAM (1987).

Fig. 1 – Conchiglie attuali sulla battigia di una spiaggia sabbiosa.

Sotto:

Fig. 2 – Conchiglie fossili inglobate nell'arenaria (sabbia cementata) del Miocene sup., testimoni di una spiaggia sabbiosa di 7.500.000 (7,5 Ma) di anni fa (Meduno, Prealpi Carniche).



Ne consegue che per comprendere i fenomeni geologici, ad esempio la presenza di una conchiglia fossile di un organismo marino sulla cima di una montagna⁶⁾, bisogna ammettere la disponibilità di tempi lunghissimi (fig. 3).

Le età in milioni di anni sono il risultato della calibratura ottenuta con le datazioni assolute basate, per lo più, sul calcolo del decadimento radioattivo degli isotopi contenuti nei minerali delle rocce.

È però opportuno sottolineare che la Geologia, piuttosto che sulla datazione assoluta dei fossili, delle rocce che li inglobano, delle forme e degli eventi, si basa sulla loro datazione relativa. Essa è il principio elementare della Stratigrafia sulla base del quale in una successione di rocce lo strato sovrastante è più recente di quello sottostante (a meno che le deformazioni successive non ne abbiano ribaltato la successione). Pertanto è importante collocare rocce, fossili, eventi e forme in una scala temporale (cronostratigrafica) che consenta di definirne l'età relativa rispetto ad altre rocce, fossili, eventi e forme, senza necessariamente conoscere l'età assoluta di essi (fig. 4). Di conseguenza l'attribuzione di una roccia sulla base dei fossili, ad esempio, al Giurassico consente di definire che essa è più recente di una attribuita al Triassico, senza costringere ad un inutile sforzo di memoria di conoscenza e di confronto delle loro età assolute.

Per comprendere meglio il significato dei tempi geologici e la posizione dell'uomo rispetto a questi, è stato fatto (AUBOUIN-BROUSSE, 1973) un efficace paragone espresso nel "Calendario geologico":

6
Tale rinvenimento ha portato i primi studiosi, e porta spesso oggi le persone non esperte, all'affermazione estremamente errata che a quella quota fosse arrivato il mare. L'interpretazione corretta è che l'organismo, il cui guscio ha originato quel fossile, è vissuto nel mare *tot* milioni di anni fa e che i sedimenti che ne hanno inglobato i resti sono stati innalzati in tempi lunghissimi, attraverso una serie di processi lentissimi, fino a quella quota.

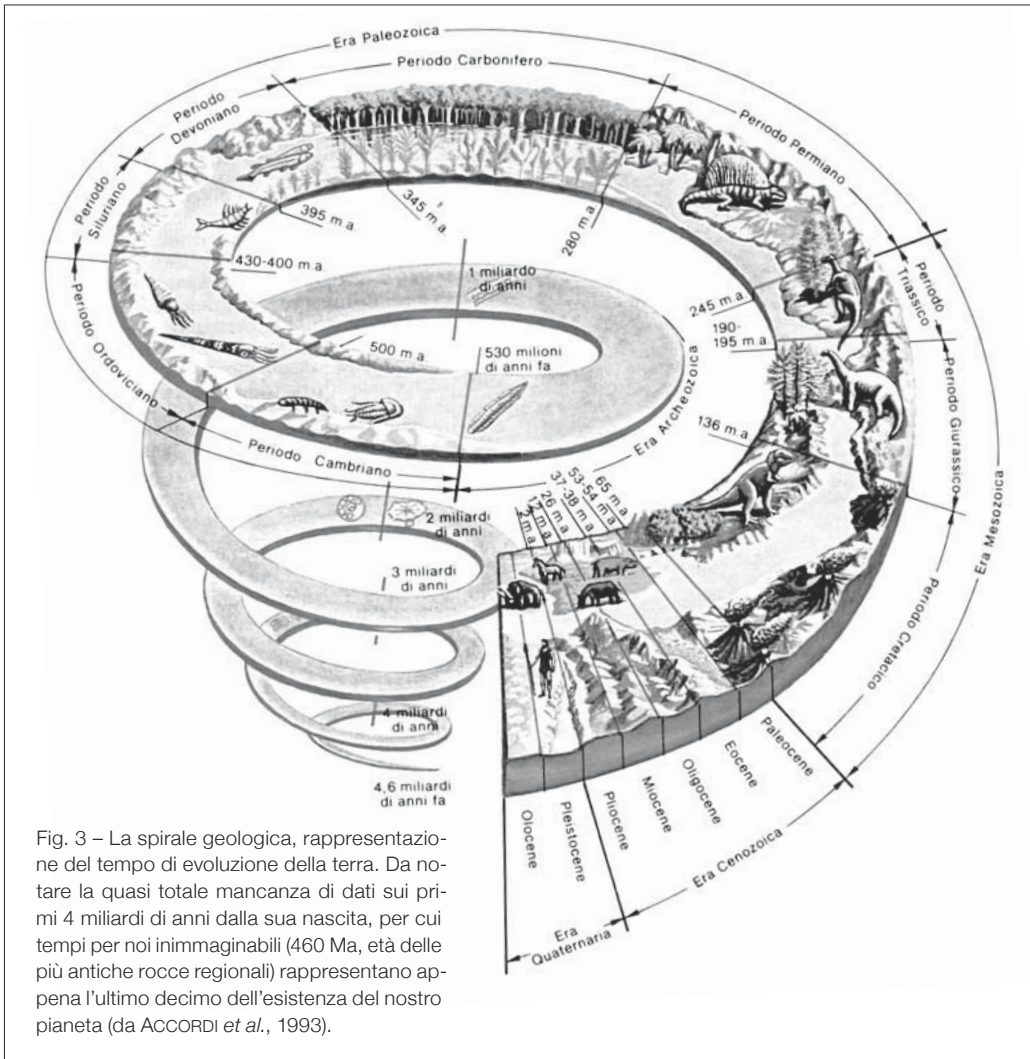


Fig. 3 – La spirale geologica, rappresentazione del tempo di evoluzione della terra. Da notare la quasi totale mancanza di dati sui primi 4 miliardi di anni dalla sua nascita, per cui tempi per noi inimmaginabili (460 Ma, età delle più antiche rocce regionali) rappresentano appena l'ultimo decimo dell'esistenza del nostro pianeta (da ACCORDI *et al.*, 1993).

- considerata l'età della Terra in 4.600 milioni di anni e immaginando tale dato compresso in un anno solare, ne risulterebbe che ogni giorno corrisponde a 12 milioni di anni e ogni ora a 500.000 anni;
- su questa base, se la Terra nasce il 1° gennaio del nostro ipotetico anno;
- l'Era Paleozoica ha inizio appena il 13 novembre;
- quella Mesozoica il 12 dicembre;
- quella Cenozoica il 26 dicembre;
- posto l'inizio del Quaternario alle ore 21 del 31 dicembre ne risulta che l'inizio dell'Era Cristiana risale a 14 secondi prima dello scadere della mezzanotte con cui termina l'anno geologico ideale⁽⁷⁾.

⁷ Paragone ancor più semplicistico: se scriviamo la storia della terra su fogli di carta e li impiliamo l'uno sopra l'altro accanto alla Torre Eiffel, la nascita dell'uomo è scritta sul foglio posto parallelamente al punto più alto della torre.

UNITA' DELLA SCALA STANDARD	ERA	PERIODI	SISTEMI	EPOCHE	SERIE	ETA'	ETA' ASSOLUTE in milioni di anni					
								PIANI				
C E N O Z Z I A C C I O M E S O R Z O I C Z O P E R M I A N O	QUATERNARIO	OLOCENE				SUPERIORE	-0,0115					
						PLEISTOCENE						
	NEOGENE	PLIOCENE					GELASIANO	-2,5				
							PIACENZIANO	-3,6				
							ZANCLEANO	-5,33				
							MESSINIANO	-7,24				
							TORTONIANO	-11,6				
		MIOCENE						SERRAVALLIANO	-13,6			
								LANGHIANO	-16			
								BURDIGALIANO	-20			
								AQUITANIANO	-23			
									-28			
	PALEOGENE	OLIGOCENE					CHATTIANO	-28				
							RUPELIANO	-34				
							PRIBONIANO	-37				
							BARTONIANO	-40				
							LUTEZIANO	-48				
		EOCENE						YPRESIANO	-56			
									-58			
									-61			
									-65			
									-70			
	CRETACICO	superiore				SENO- NIANO	MAASTRICHTIANO	-70				
							CAMPANIANO	-83				
							SANTONIANO	-86				
							CONIACIANO	-89				
							TURONIANO	-93				
		inferiore					NEOC- MIANO	CENOMANIANO	-99			
								ALBIANO	-112			
								APTIANO	-125			
								BARREMIANO	-130			
HAUTERIVIANO								-136				
GIURASSICO	MALM					VALANGINIANO	-140					
						BERRIASIANO	-145					
						TITHONIANO	-150					
						KIMMERIDGIANO	-155					
						OXFORDIANO	-161					
	DOGGER						CALLOVIANO	-164				
							BATHONIANO	-167				
							BAJOCIANO	-171				
							AALENIANO	-175				
							TOARCIANO	-183				
TRIASSICO	superiore					PLIENSCHACHIANO	-189					
						SINEMURIANO	-196					
						HETTANGIANO	-199					
						RETICO	-203					
						NORICO	-216					
	medio						CARNICO	-228				
							LADINICO	-237				
							ANISICO	-245				
							SCITICO	-251				
							TATARIANO	-260				
inferiore						KAZANIANO	-270					
						KUNGURIANO	-275					
						ARTINSKIANO	-284					
						SAKMARIANO	-294					
						ASSELIANO	-299					

Creta sup.	Flysch	
	Scaglia	
Creta inf.	Maiolica (Biancone)	
	Rosso Ammonitico Superiore	
Giura sup.	Calcarei pelagici ad ooliti e radiolari	
	Calcarei rossi ad encriniti e ammoniti	Calcarei scuri selciferi
Giura m.	Calcarei bioclastici ed oolitici	
	Calcare del Dachstein	
Retico	Dolomia Principale	
	Dolomia Principale	
Nortico	Fm. del Monticello	
	Fm. di Travenanzes (Fm. di Raibl)	Fm. di Carnizza
Carnico sup.	dolomie cariate gessi argille gialle varicolori dolomie stratificate e massicce	Dol. Portella (Dordella) Fm. di Tor
	Fm. di Heiligkreuz o Santa Croce (Fm. di Dürrenstein)	Calc. Rio Conzen Fm. Rio del Lago Calc. Predil
Carnico inf.	Fm. Val Degano (Calcarei scuri stratificati)	Fm. di S. Cassiano
	Dolomia Cassiana	Fm. di S. Cassiano
Ladinico	Dolomia dello Sciliar (Dolomia dello Schlern)	Fm. dell'Acquatona
		Vulcaniti di Rio Freddo
Anisico	Fm. di Contrin	Fm. di Livinallongo (Buchenstein)
	Calcare di Morbiac	Torbiditi d'Aupa
Ladinico	Conglomerato di Richtofen	Fm. dell'Ambata
	Dolomia del Serla superiore	Fm. del M. Bivera
Anisico		Fm. di Dont
	Fm. del Serla	Dolomia del Serla inf. Membro di Lusnizza
Scitico	Fm. di Werfen	
	Fm. di Werfen	
Fermanico	Fm. a Bellerophon	calcarei neri dolomie cariate gessi
	Fm. a Bellerophon	

Fig. 4 – A sinistra la scala cronostratigrafica dei tempi geologici, limitata ai periodi che interessano la regione considerata (A *Geologic Time Scale*, Cambridge Univ. Press 2004, modif.); a destra la stratigrafia delle Alpi Giulie (da PONTON in MUSCIO *et al.*, 2011).

La velocità di evoluzione dei fenomeni geologici

Analogamente al concetto di “tempo” anche quello di “velocità” ci è oggi ben chiaro. Legato al tempo (t) ed alla strada percorsa (s) dalla ben nota relazione ($v = s / t$) è un concetto perfettamente acquisito nella vita di ogni giorno, evidente, ma sempre adattato e relativo alla nostra epoca, ai nostri quotidiani e convulsi ritmi di vita, ai nostri spostamenti a piedi, in automobile o in aereo (5 km/h, 130 km/h, 900 km/h, Mach 1, ...).

Ricapitolando, nella nostra vita di ogni giorno, adoperiamo concetti di tempi molto brevi e di velocità alte, fino a molto alte, tutti concetti connessi con il frenetico ed angosciato affanno della nostra vita tesa al raggiungere presto tutte le nostre destinazioni e le nostre ambizioni.

Ma ... anche la lumaca, che percorre qualche cm in un'ora, sviluppa una sua velocità!

In Geologia, i concetti di tempo e di velocità sono identici, nel loro significato, a quelli della nostra vita quotidiana ma inusuali nella loro concezione ed entità in quanto, al contrario dei “non addetti ai lavori”, ben si comprende che in tempi enormi, sia pure con velocità estremamente basse di evoluzione dei fenomeni (molto, molto meno della lumaca), si possono raggiungere distanze anche notevoli.

Con velocità di apertura degli oceani, che negli ultimi 3,5 milioni di anni, risulta essere stata di 4 cm/anno (attualmente fino ad oltre 10 cm/anno in alcuni settori crostali, come nell'Atlantico meridionale, monitorato da satellite con misure laser delle coste orientali del continente sud-americano ed occidentali del continente africano), in 10.000.000 di anni si giustificano allontanamenti di continenti di 1.000 km (pari a 100.000.000 di cm) ⁽⁸⁾.

Per quanto riguarda i movimenti verticali della crosta terrestre analoghe misure topografiche di altissima precisione, satellitari e terrestri di livellazione e triangolazione, hanno accertato velocità di sollevamento di una catena montuosa, le Alpi ad esempio, pari ad 1 mm / anno per sola isostasia ⁽⁹⁾. Se si considerano poi settori della crosta terrestre in contesti geodinamici attivi (fasce di scontro di placche), manifestati in superficie da catene montuose in crescita “recente”, da vulcanismo e/o da sismicità, le velocità di sollevamento possono raggiungere valori dieci volte superiori a quelli dei settori interni di catena, meno mobili, superando il cm/anno ⁽¹⁰⁾.

Si giustificano così ampiamente il sollevamento e la traslazione laterale di sedimenti, o rocce in genere, da profondità marine di qualche migliaio di metri fino ad altezze analoghe in ambiente continentale.

In definitiva in tempi enormi, sia pure con velocità estremamente basse di evoluzione dei fenomeni, si possono raggiungere distanze ed altezze considerevoli, per cui si può trovare sull'alta cima di una montagna il guscio fossile di un organismo vissuto a decine o centinaia di metri di profondità in un mare lontanissimo.

Ovviamente, accanto a questi valori di velocità di evoluzione lentissima, si devono citare anche esempi, per lo più locali, di velocità estremamente elevate del sistema Terra come la propagazione delle onde sismiche, i fenomeni di crollo di masse rocciose, le valanghe, le onde di *tsunami*, ...

8

Ammessa e non concessa la continuità nel tempo degli stessi valori di velocità e di direzione di spostamento.

9

È la lentissima risposta elastica della crosta terrestre, di densità minore rispetto a quella del mantello più plastico sul quale “galleggia”, alla progressiva mancanza di peso derivante dallo scioglimento dell'ultima coltre glaciale che circa 18.000 anni fa (glaciazione würmiana) pesava sulla crosta coprendo buona parte dell'Europa.

10

Anche in questo caso ammesso e non concesso il permanere nel tempo degli stessi valori di velocità di innalzamento e tenuto in debito conto l'effetto, contrario, dell'erosione.

Gli ambienti geologici

Dall'attualismo di Lyell deriva un altro concetto, caposaldo interpretativo nel mondo della Geologia, quello di "facies" cioè, nella traduzione letteraria del termine, di "aspetto" della roccia. Esso, nella sua composizione chimico-mineralogica, nelle sue strutture interne ed esterne, nel suo contenuto organico, nel suo colore, ... riflette l'insieme dei caratteri ambientali (fisici, biologici, climatici, ...) che hanno presieduto, e presiedono tutt'oggi nella stessa pluralità degli ambienti naturali di allora, alla formazione di una roccia (nel caso di depositi sedimentari attuali, alla genesi di un sedimento che poi diverrà roccia): gli ambienti del passato sono stati uguali a quelli del presente per cui, riferendosi a questi ultimi, si possono riconoscere nelle rocce i contesti ambientali nei quali esse si sono formate. Analogamente, al pari di oggi, sono coesistiti contemporaneamente ambienti diversi (continentale e marino, ad esempio, nelle loro molteplici varietà) che hanno dato luogo a rocce diverse ma coeve. Questo fenomeno è conosciuto in Geologia come "eteropia di facies" per cui rocce formatesi, ad esempio, in ambiente di scogliera corallina e contemporaneamente nell'adiacente bacino profondo di mare, sono diverse per diverse condizioni di formazione, cioè per diversa *facies*, ma hanno la stessa età per cui si dicono fra loro *eteropiche* (fig. 5).

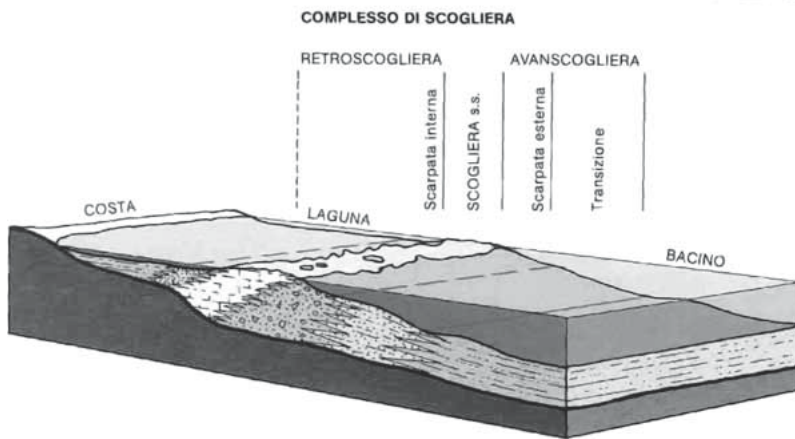


Fig. 5 – I diversi ambienti di deposizione di un complesso di scogliera prossimo alla costa che daranno luogo a rocce diverse, per "facies", ma contemporanee (*eteropia*) (da BOSELLINI, 1991).

Gli strati e le formazioni geologiche

La quasi totalità delle rocce affioranti nelle Alpi e Prealpi Giulie è di origine sedimentaria (vedi figura delle relative litologie) e pertanto presenta una tipica, caratteristica stratificazione che colpisce subito l'osservatore. Lo spessore dei singoli strati è quanto mai variabile: da millimetrico (nelle argilliti e nei gessi, ad esempio), a centimetrico (marne, arenarie, calcari marnosi, ...), pluridecimetrico (calcari, ...), metrico e plurimetrico (dolomie, ...) fino ad essere indistinto e conferire alla massa rocciosa un aspetto decisamente massiccio con discontinuità sub-parallele non sempre evidenti.⁽¹¹⁾

11

Le litologie menzionate, associate ai diversi spessori, sono quanto mai indicative, dipendendo lo spessore anche da fattori deposizionali e sedimentologici diversi, a parità di composizione litologica.

Lo strato “è la struttura primaria fondamentale delle rocce sedimentarie, elemento a grande estensione areale e spessore variabile ma estremamente ridotto rispetto all'estensione. Generalmente parallelo agli altri strati e parallelo alla superficie di deposizione, è separato dagli altri strati sovra- e sottostanti da superfici fisiche di discontinuità dette “*giunti*” o “*superfici di stratificazione*”. Lo strato è considerato il prodotto di un atto di sedimentazione in condizioni ambientali costanti.

La formazione di un giunto può essere dovuta a variazioni della velocità di sedimentazione, a variazioni di composizione del materiale sedimentato, ad arresto di sedimentazione o a erosione del materiale già depositato” (MANZONI, 1968).

Nella maggior parte degli ambienti sedimentari i depositi trasportati o precipitati, che col tempo daranno origine alle rocce, si depongono orizzontalmente (fig. 6) secondo superfici piano-parallele rispettando il principio della ciclicità del deposito.

Le spinte tettoniche possono poi modificare la loro originaria giacitura inclinando, piegando, variamente gli strati fino al loro ribaltamento o alla loro frattura. Se quest'ultima evolve fino allo spostamento relativo dei lembi originariamente contigui si origina una faglia⁽¹²⁾.

Una successione di strati caratterizzata da uniformità litologica (intesa anche come il ripetersi continuo di alternanze di litologie diverse), rappresentative di condizioni di sedimentazione costanti per un certo intervallo di tempo, viene definita come *formazione* geologica ed è l'unità litostratigrafica

12

Le faglie sono distinte in verticali, dirette o normali (se provocate da sforzi tettonici distensivi), inverse (se provocate da compressioni) e trascorrenti, se caratterizzate da movimenti orizzontali (destre o sinistre se lo spostamento di uno dei lembi è avvenuto alla destra o alla sinistra dell'osservatore posto sull'altro lembo).



Fig. 6 – Strati orizzontali interessati da un sistema di fratture verticali sub-ortogonali.

che normalmente viene rappresentata sulle carte geologiche con colori diversi nel rispetto di standard cromatici internazionali. Le formazioni vengono per lo più denominate indicando il tipo litologico prevalente e il nome della località in cui sono meglio rappresentate le successioni degli strati e l'area di affioramento: Arenarie di Val Gardena, Calcare del Dachstein, Dolomia dello Schlern, Vulcaniti di Riofreddo, ...

Talora, in assenza di litologie caratteristiche e costanti, ci si limita alla località dove meglio affiora nella sua completezza, dalla base al tetto della formazione, a contatto con altre: Fm. di Werfen, Fm. di Lusnizza, Fm. di Livinallongo, ... Ogni formazione è datata sulla base del suo contenuto paleontologico e la sua posizione cronologica è collocata nella scala temporale cronostratigrafica relativamente alle altre formazioni sotto- e sovrastanti.

Le forme del rilievo

L'aspetto che colpisce ed attrae maggiormente chi si sofferma ad ammirare una montagna, e che ne rappresenta in sintesi la sua bellezza, è la varietà delle sue forme, intese singolarmente e nelle differenze del loro insieme.

La morfologia dei rilievi dipende, in prima battuta, dalla litologia, cioè dalla natura delle rocce, e dalla tettonica⁽¹³⁾, cioè dall'assetto strutturale assunto

13

Anche il clima è un agente determinante ma, in questa trattazione, viene solo parzialmente considerato.



Fig. 7 – La catena del Chiampòn, in dolomie e calcari mesozoici si erge, con ripido contrasto, sulle blande e dolci morfologie dei colli del Friuli orientale in degradabili marne ed arenarie eoceniche.

dalle masse rocciose a seguito degli sforzi compressivi o distensivi esercitati su di esse dalla dinamica della crosta terrestre.

In natura esistono rocce dal comportamento rigido ma “fragile” (calcari compatti e dolomie massicce, rimanendo nell’ambito delle Alpi e Prealpi Giulie) e rocce dal comportamento plastico (marne, argilliti, arenarie, gessi, ..., in genere rocce fittamente stratificate), comportamenti intesi come risposta differente rispetto agli sforzi tettonici esercitati su di esse: le prime tendono essenzialmente a spezzarsi, le seconde a piegarsi.

Anche a fronte degli agenti erosivi modellatori (acqua, ghiaccio, vento, ...) ai quali sono continuamente sottoposte, le rocce rigide tendono ad assumere forme massicce, per lo più delimitate da pareti ripide, guglie isolate, spesso accompagnate dagli effetti della tettonica e modellate dai crolli, forme in genere slanciate e di non facile accessibilità⁽¹⁴⁾. Le rocce a comportamento plastico invece, anche per la maggiore degradabilità e solubilità dei minerali costituenti, tenderanno a dare forme molto più dolci, arrotondate, meno acclivi, con maggior produttività di humus fertile. Da questa morfologia selettiva deriva anche il contrasto di vegetazione, assente o quasi sulle prime, rigogliosa sulle seconde fino ad essere sede di estesi pascoli e di boschi.

Considerando globalmente la montagna friulana il contrasto è tipico: ad esempio gli imponenti gruppi montuosi della Carnia, rilevati e di maggior quota, sono costituiti dalle nude rocce rigide (calcari massicci del Devoniano, Permiano, Giurassico e Cretaceo e dolomie del Triassico). Ad esse fanno armonioso accostamento di forme gli ampi pascoli verdeggianti impostati su arenarie, argilliti, siltiti, marne del Carbonifero (formazione di Hochwipfel) e di inizio Triassico (formazione di Werfen) dalle estese morfologie blande e meno acclivi. Analogamente nel settore giulio (fig. 7) le dolomie ed i calcari triassici della catena Chiampòn-Gran Monte si ergono da sfondo imponente sulle forme dolci dei colli del Friuli orientale costituiti da marne ed arenarie eoceniche (flysch)⁽¹⁵⁾.

14

Guglie, torrioni, campanili rocciosi, creste frastagliate, ... forme del rilievo in genere separate dalla continuità del gruppo montuoso, si sono formate in corrispondenza di discontinuità della massa rocciosa (fratture o faglie locali, per lo più verticali) lungo le quali i processi erosivi, specie di disgregazione meccanica, si sono sviluppati più facilmente.

15

Per approfondire le conoscenze sull’evoluzione geomorfologica del bacino del Fella si rimanda al lavoro di DESIO (1926).

Sintesi della geologia della catena delle Alpi⁽¹⁶⁾

Fra le catene montuose che si affacciano sul Mediterraneo quella alpina è sicuramente la più affascinante e la più conosciuta, sia per il suo intenso popolamento iniziato fin dall'ultima glaciazione ma anche, scientificamente, dal punto di vista geologico grazie agli studi dei ricercatori (austriaci, francesi, italiani, svizzeri, tedeschi, ...) che l'hanno interpretata, fino dal 1800, avvalendosi anche dei dati emersi dai numerosi tagli stradali e dai trafori che la attraversano.

La catena, che salda la penisola italiana al resto dell'Europa, ha uno sviluppo in senso longitudinale, debolmente arcuato verso nord, esteso per circa 1.200 km dal territorio francese a quello magiaro.

La sua massima larghezza raggiunge i 200 km circa, lungo la direttrice Verona-Monaco di Baviera, cioè fra la pianura padana centrale e la piana bavarese, aree sub-pianeggianti sulle quali si affacciano i due fronti, meridionale e settentrionale rispettivamente, della catena. Ad occidente essa inverte la direzione ruotando bruscamente verso Sud e poi verso Est per saldarsi alla catena appenninica in corrispondenza di una discussa linea tettonica (*linea Sestri-Voltaggio*). Ad oriente invece, le Alpi tendono a proseguire nelle Dinaridi e nei Carpazi, catene dalla storia geologica in parte diversa da quella alpina⁽¹⁷⁾.

Al di là delle suddivisioni geografiche ufficiali o nazionali, e di simpatiche frasi mnemoniche di reminiscenza scolastica che assegnano alle Alpi ripartizioni e suddivisioni, la geologia ha adottato una distinzione in settori sovranazionali, condivisi da tutti gli studiosi, che hanno per base gli originari ambienti di provenienza di quel complesso e straordinario mosaico che è la geologia della catena (tav. 3).

Già dal contrasto cromatico espresso dalla figura emergono subito due fasce, a sviluppo longitudinale, ciascuna delle quali ha una propria individualità nell'accostamento dei colori. Esse sono nettamente separate da una linea blandamente ondulata in direzione generica E-W che si sviluppa per oltre 800 km all'incirca dal Piemonte occidentale alla Slovenia centrale: è la "*linea insubrica*" (o "*lineamento periadriatico*")⁽¹⁸⁾, enorme disturbo tettonico che separa unità originariamente adiacenti ed affini per provenienza ma con diversa destinazione e collocazione e diverso sviluppo tettonico.

Per comprendere il significato di questa espressione bisogna tracciare, molto sinteticamente, la lunga e complessa storia geologica che ha portato alla formazione della catena. Alla fine del Paleozoico (circa 250 Ma, cioè milioni di anni addietro) il supercontinente Pangea circondato dal superoceano Panthalassa cominciò a frammentarsi individuando alcune grandi zolle continentali separate fra loro dagli embrioni dei futuri oceani che si sarebbero progressivamente espansi a seguito della "deriva dei continenti".

16

Il capitolo, modificato, è tratto da: CARULLI (2010): *Introduzione alla geologia della catena delle Alpi*. In: *Un'escursione nello spazio e nel tempo*, Via Geo Alpina, Itinerari italiani, edito da Geologia & Turismo, che qui si ringrazia per aver concesso la pubblicazione.

17

In realtà un frammento delle Alpi continua nella punta settentrionale della Corsica (Corsica alpina) dove è stato separato dalla sua originale continuità geografica a seguito degli eventi geodinamici della sua passata storia geologica.

18

La *linea insubrica* è costituita da più segmenti tettonici in successione continua che da Ovest verso Est sono: *linea del Canavese* (con ramificazione nella *linea delle Centovalli*), *linea del Tonale*, *linea delle Giudicarie*, *linea della Pusteria* e *linea della Gail*. In loro corrispondenza sono impostate le valli omonime.

19

Il fenomeno continua tutt'oggi in tutti gli oceani della terra com'è dimostrato, ad esempio, dal vulcanismo dell'Islanda, isola emergente della estesa dorsale vulcanica sottomarina medio-atlantica.

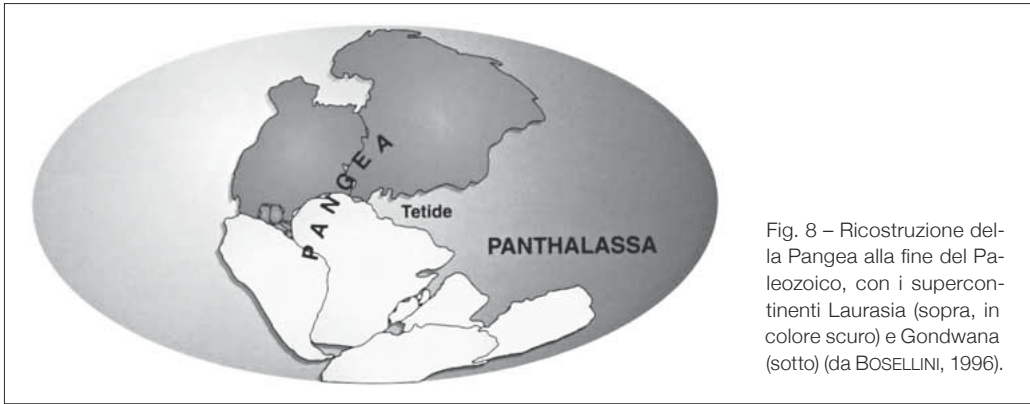


Fig. 8 – Ricostruzione della Pangea alla fine del Paleozoico, con i supercontinenti Laurasia (sopra, in colore scuro) e Gondwana (sotto) (da BOSELLINI, 1996).

La Pangea era formata dall'unione di Laurasia, a nord (dalla quale si formeranno il continente europeo, quello nord-americano e quello asiatico, tranne la penisola indiana) e Gondwana a sud, supercontinente dell'emisfero meridionale ed embrione dell'America del sud, Africa, India, Australia ed Antartide. Laurasia e Gondwana erano individuati dalla Tetide, un amplissimo e pronunciato braccio oceanico che penetrava profondamente da oriente nella Pangea e dal quale sarebbero nate tutte le catene circummediterranee e quella himalayana (fig. 8). In primissima, suggestiva, approssimazione il Mediterraneo può essere immaginato un "reliitto" della primitiva Tetide.

Con il lungo passare dei tempi geologici l'apertura progressiva degli oceani è stata provocata dall'espansione dei fondi oceanici, a sua volta causata dalla risalita dei magmi basaltici dal mantello lungo fratture crostali con la formazione di catene vulcaniche sottomarine, le dorsali medio-oceaniche. La fuoriuscita dei magmi ai margini delle dorsali, per lo più sul fondo degli oceani, ha portato e porta tuttora⁽¹⁹⁾ alla creazione di nuova crosta terrestre in espansione provocando l'allontanamento progressivo delle placche continentali e la loro successiva collisione con il conseguente corrugamento dei loro margini. In particolare l'avvicinamento dell'Africa e della placca indiana alla Laurasia con progressiva riduzione, attraverso fasi diverse, dell'oceano tetideo (fig. 9) ha determinato, a seguito dello scontro delle placche,

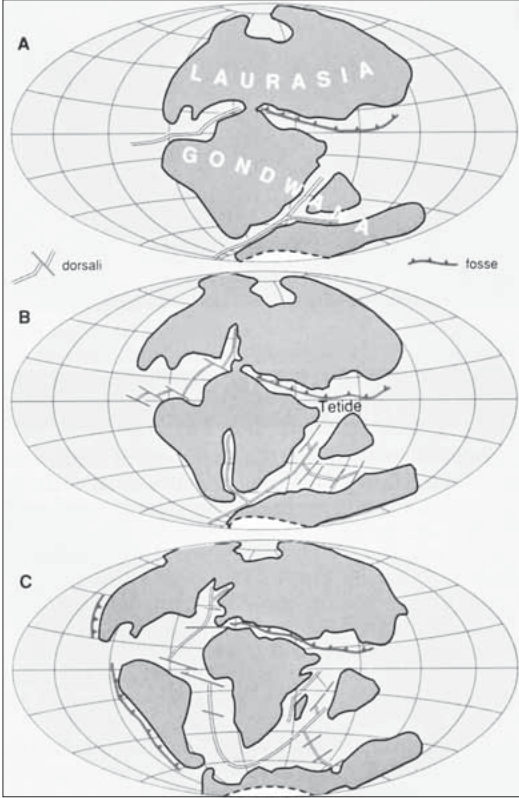


Fig. 9 – L'evoluzione della Pangea nei tempi geologici. **A:** 200 Ma, periodo Triassico; **B:** 145 Ma, fine periodo Giurassico; **C:** 65 Ma, fine periodo Cretaceo. Si noti la progressiva apertura dell'Oceano Atlantico con conseguente chiusura della Tetide e la veloce deriva verso nord del blocco indiano dalla cui collisione con il margine meridionale della Laurasia sorgerà la catena himalayana (da ACCORDI *et al.*, 1993).

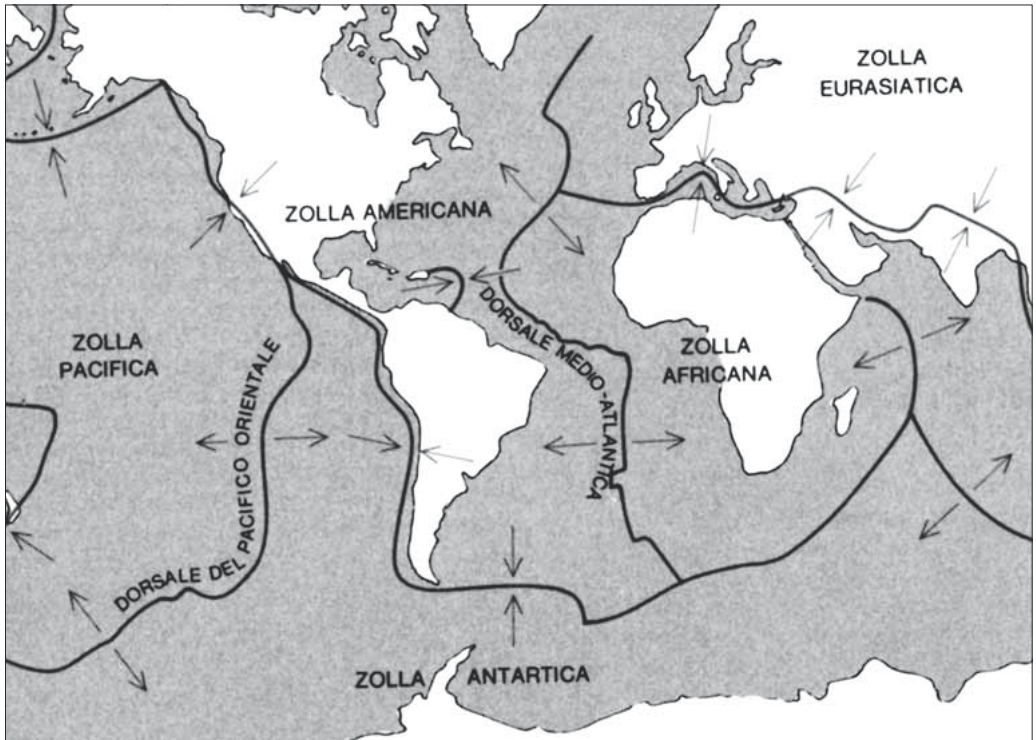


Fig. 10 – Le principali placche continentali (zolle) in cui è suddivisa la litosfera. Le frecce indicano la loro convergenza oppure divergenza.

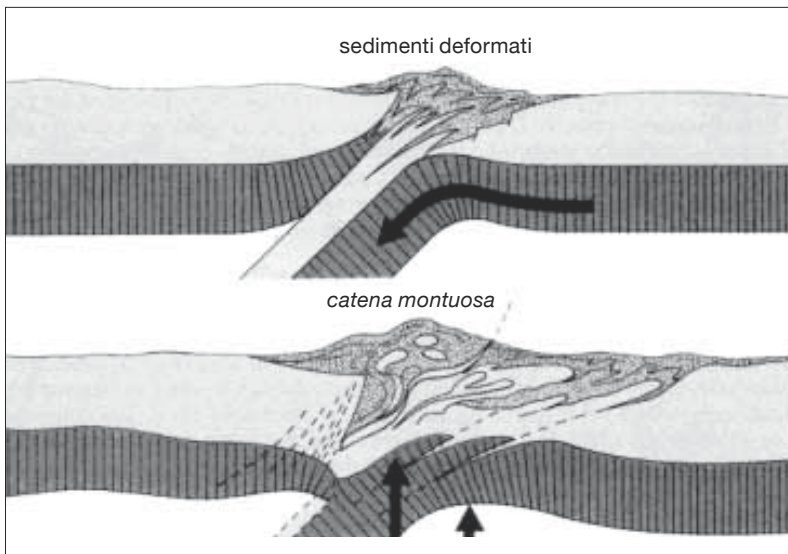


Fig. 11 – Schema del processo orogenetico: la convergenza e collisione delle placche continentali e la subduzione crostale provocano la deformazione (piegamento) dei sedimenti ed il loro impianto; i successivi movimenti isostatici determinano i movimenti verticali di sollevamento delle catene montuose (www.vialattea.net/).

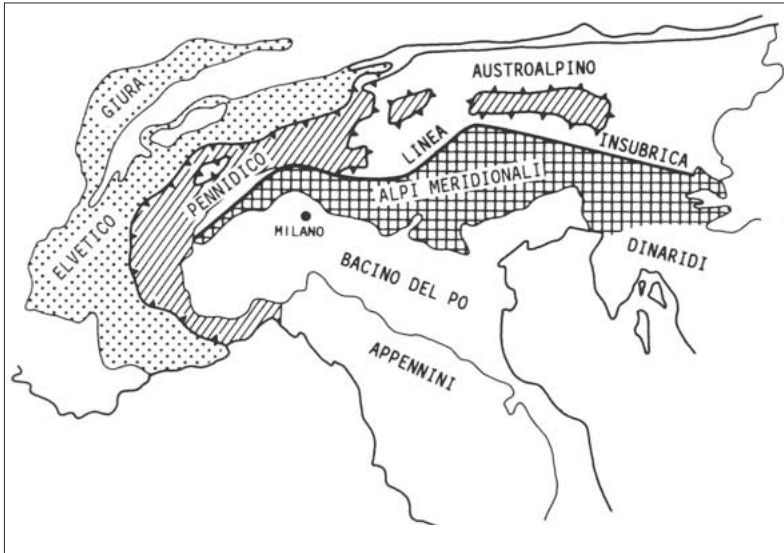


Fig. 12 – I domini paleogeografici della catena alpina (da GELATI e GREGNANIN, 1990).

l'emersione delle catene montuose alpino-himalayane formate dai sedimenti che vi si erano depositi, da quelli oceanici di mare profondo a quelli di mare sottile sui margini continentali sia euroasiatici sia africani sia indiani (tav. 2).

La distinzione in domini alpini adottata dalla Geologia, ed introdotta in precedenza, si basa sulla paleogeografia della Tetide nella sua evoluzione mesozoica (da 250 a 65 Ma), prima della sua definitiva chiusura. Essi, da Nord a Sud, sono (fig. 12):

- **Elvetico**: margine mesozoico della piattaforma continentale europea;
- **Pennidico (e Ligure Piemontese)**: prevalente bacino oceanico tetideo intermedio;
- **Austroalpino**: blocco continentale africano;
- **Alpi Meridionali (o Sudalpino)**: margine mesozoico della piattaforma continentale africana.

La loro originaria distribuzione relativa, in una ipotetica ricostruzione schematica, è riportata nella fig. 13.

Da quanto sopra descritto è evidente che, a grandi linee, le unità elvetiche sono di pertinenza europea, quelle austro alpine e sudalpine di pertinenza africana mentre le unità pennidiche appartengono, almeno in parte, ai depositi di mare profondo, fino ad oceanico (l' "oceano ligure-piemontese"), del fondo della Tetide (tav. 5 e 6).

Pertanto, riprendendo la funzione ed il significato della "linea insubrica" introdotta in precedenza, si può affermare che essa rappresenta la sutura dello scontro tra placca africana e placca europea. Questa cicatrice divide le Alpi in due catene di origine e significato diversi:

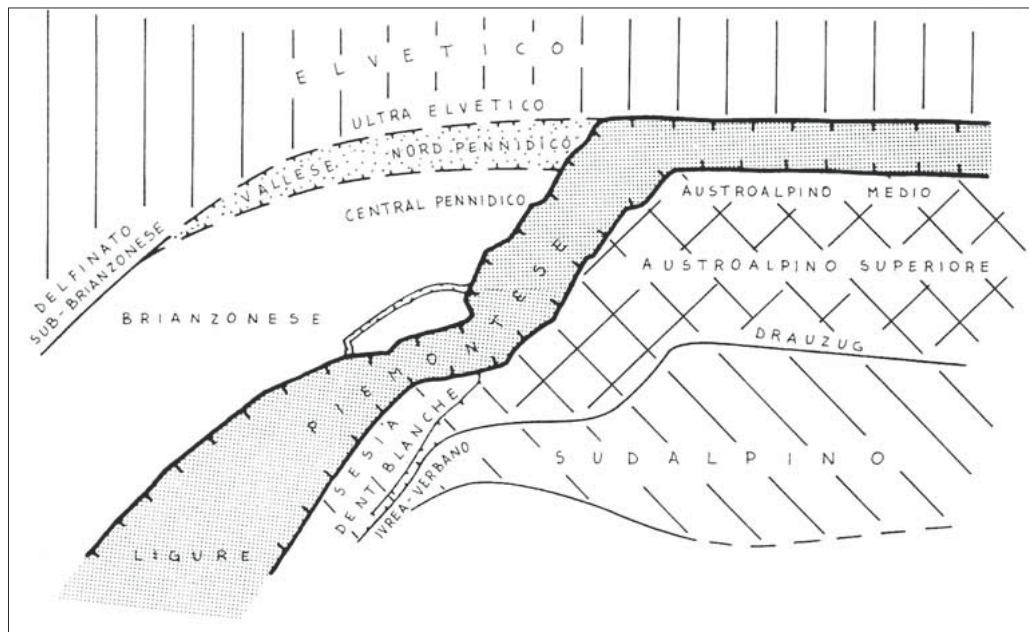


Fig. 13 – Distribuzione schematica dei domini paleogeografico-strutturali caratterizzanti la Tetide nel Mesozoico i cui sedimenti, variamente compressi traslati ed accavallati, formeranno le rocce della catena alpina e la sua struttura (da CASTELLARIN e VAI, 1982).

- a Sud le Alpi Meridionali (o Sudalpino), di origine africana (l'Austroalpino, di pari provenienza, si è accavallato sulle prime traslandosi a settentrione di esse);
- a Nord le Alpi in senso stretto, di origine europea.

Questa differente evoluzione geologica è nettamente marcata anche dalla diversa natura delle rocce che caratterizzano le due catene. Nelle Alpi "europee" sono prevalenti le rocce metamorfiche, trasformazione degli antichi sedimenti a seguito degli aumenti di temperatura e pressione subiti nella collisione e nella conseguente subduzione⁽²⁰⁾ della crosta europea sotto quella africana, mentre nel Sudalpino sono predominanti le rocce sedimentarie non trasformate dallo scontro ma solo deformate. Da ciò deriva anche la morfologia differente, nel complesso e nelle grandi linee: si pensi ad esempio alle guglie slanciate, ai torrioni, alle vette aguzze delle Dolomiti del Sudalpino, forme quasi assenti nel resto della catena⁽²¹⁾.

Anche lo stile strutturale è differente, dominando nelle prime le grandi falde di ricoprimento. Esse sono il risultato dello sradicamento dei depositi, della loro traslazione per lo più verso Nord fino al loro complesso ricoprimento multiplo con sovrapposizione di rocce provenienti dal margine africano su quelle europee (fig. 14). Nelle Alpi Meridionali invece l'impilamento delle masse rocciose si è realizzato attraverso un fitto sistema di accavallamenti

20

Scontro e scorrimento di una placca della litosfera sotto un'altra placca con conseguente trascinamento in profondità, nel mantello.

21

Tipico esempio è la differente morfologia dei rilievi che si affacciano sui due fianchi vallivi della Val Pusteria, impostata su un segmento della *linea insubrica*: a meridione di essa la morfologia articolata in guglie dolomitiche e gruppi slanciati delle Dolomiti di Sesto, a settentrione i morbidi rilievi in rocce metamorfiche dell'Austroalpino.

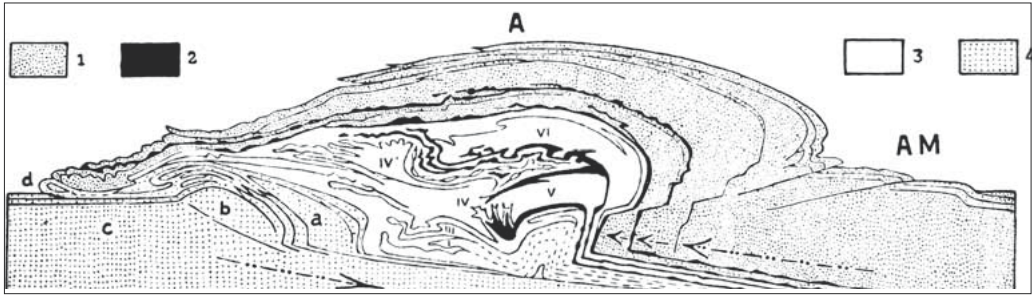


Fig. 14 – Sezione geologica schematica in senso meridiano attraverso le Alpi elaborata da ARGAND nel 1916. **1.** Alpi Meridionali (AM) e Austroalpino (A); **2.** Ophioliti mesozoiche; **3.** Pennidico con le varie falde individuate nelle Alpi Occidentali (in numeri romani); **4.** Elvetico.

(o sovrascorrimenti⁽²²⁾) che dato origine ad una serie di rigide scaglie tettoniche sovrapposte. Gli estesi ricoprimenti, sovrascorrimenti ed impilamenti di masse rocciose hanno trovato una plausibile spiegazione nella subduzione delle placche continentali e nella collisione e corrugamento dei loro margini in quanto le sole forze compressive (le “spinte tangenziali” dei vecchi autori) non potevano spiegare in maniera soddisfacente tali grandiosi fenomeni.

Negli ultimi decenni numerose ricerche coordinate fra le nazioni interessate alla catena alpina hanno portato un enorme contributo alla conoscenza della struttura profonda delle Alpi. Accanto alle osservazioni geologiche di superficie ed a quelle ricavate dai grandi trafori, nuovi dati sono venuti dalle esplorazioni geofisiche ottenute specie con metodi sismici che hanno permesso di interpretare la struttura della catena fino ad alcune decine di chilometri di profondità sotto di essa (tav. 6).

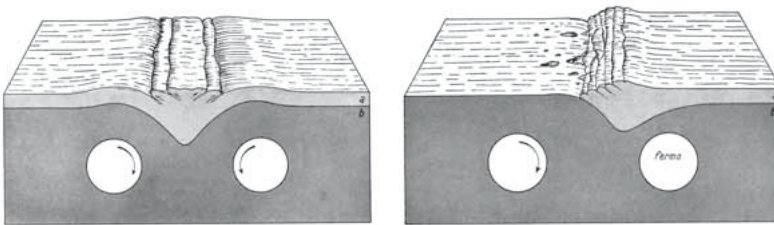


Fig. 15 – L'esistenza di movimenti convettivi negli strati profondi della litosfera è stata simulata da D. GRIGGS ancora nel 1939 con un'esperienza di laboratorio, stratificando sostanze di diversa densità, viscosità e colore in un recipiente di vetro munito di due cilindri rotanti. La rotazione dei cilindri riproduce le correnti magmatiche subcrustali e provoca il “risucchio” e il trascinarsi in profondità della sostanza superficiale, mentre in superficie si formano deformazioni analoghe alle falde di ricoprimento. In particolare la rotazione di un solo cilindro simula gli effetti della subduzione originando strutture asimmetriche in superficie (da TREVISAN e TONGIORGI, 1976).

22

Faglie, cioè fratture con spostamento reciproco dei due lembi rocciosi, con sovrapposizione di rocce più antiche su rocce più recenti secondo piani di frattura sub-orizzontali e traslazioni di grande estensione.

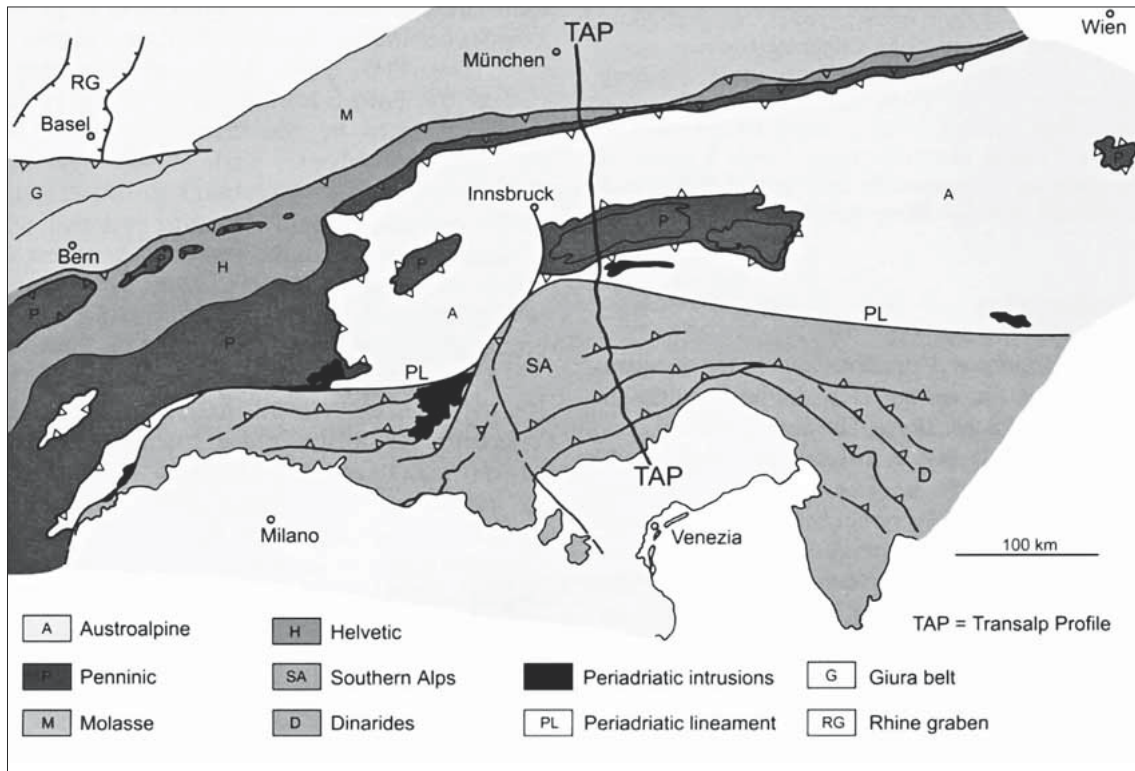


Fig. 16 – La traccia del profilo Transalp (da CASTELLARIN e TRANSALP WORKING GROUP, 2004).

Il Cervino è un esempio della complessa storia geologica della catena. La sua cima aguzza è uno scoglio relitto isolato dall'erosione, costituito da rocce delle falde austroalpine poggianti per "galleggiamento" su rocce delle falde penniniche delle Alpi occidentali.

Relativamente alle Alpi orientali l'interpretazione più recente è data dal Profilo "Transalp", ottenuto nel 2002 con le più moderne metodologie sismiche di ricerca e di acquisizione dei dati. Il profilo è stato realizzato lungo una sezione meridiana da Monaco di Baviera alla Pianura Padana orientale che interessa tutti i domini paleogeografici e strutturali delle Alpi (fig. 16 e 17).

In ambedue i modelli interpretativi, differenti solo per dettagli di specialistiche interpretazioni cinematiche crostali, è evidente la subduzione, cioè l'inflessione della crosta europea (a sinistra nelle figure, cioè a Nord) che scende verso Sud sotto quella africana.

L'orogenesi alpina, cioè l'ultimo ciclo di eventi che ha portato all'emersione delle rocce ed alla formazione della catena, si è sviluppata in varie fasi che interessano un arco di tempo che va dal Cretaceo superiore⁽²³⁾ (fine dell'Era Mesozoica, circa 65 Ma) con massima crisi nel Miocene (circa 15 Ma). Ma la compressione ed il conseguente sollevamento continuano tutt'oggi com'è

23

Fa eccezione la Catena Carnica settentrionale la cui età risale al Paleozoico antico, avendo avuto origine diversa ed essendo stata interessata da un'orogenesi precedente e solo successivamente coinvolta da quella alpina.

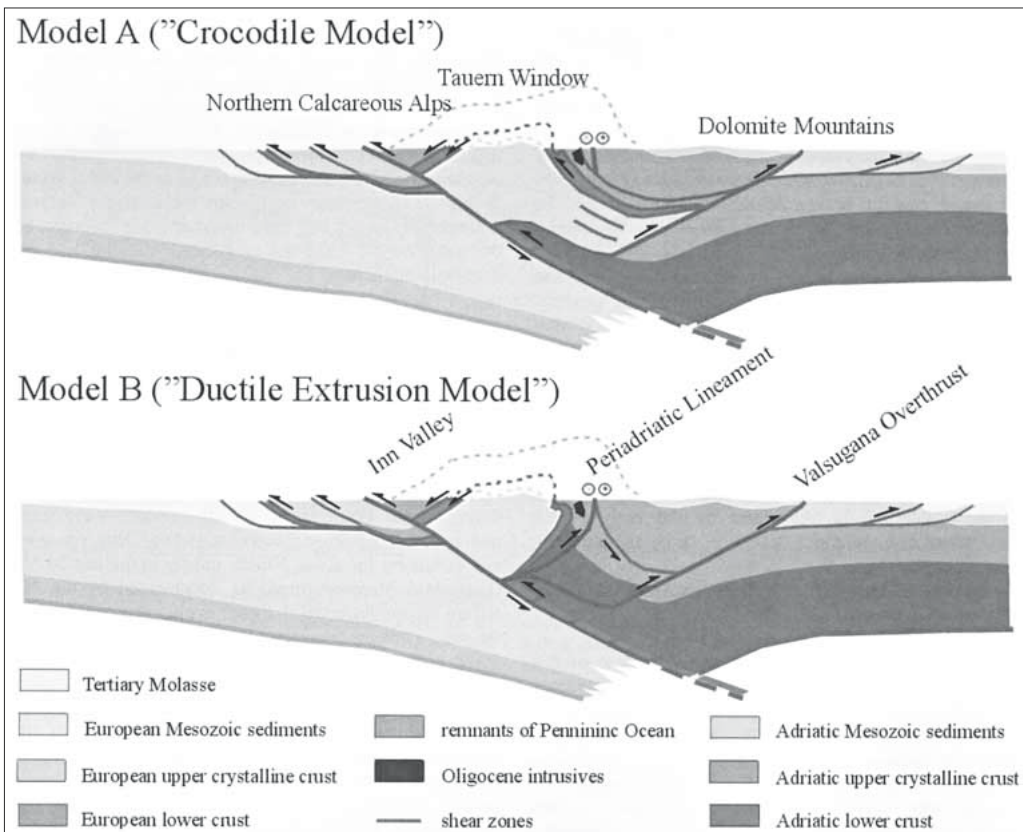


Fig. 17 – I risultati del profilo Transalp: i due più recenti modelli interpretativi della struttura delle Alpi orientali ottenuti dalle ricerche geologiche e geofisiche. I modelli differiscono tra loro nella parte profonda della finestra tettonica dei Tauri (Tauern Window) (da TRANSALP WORKING GROUP, 2002).

dimostrato dalla sismicità che caratterizza molti settori (Lombardia, Veneto, Friuli, ...) del margine meridionale della catena che in superficie si affaccia sulla pianura padana, ma si propaga verso Sud anche sotto di essa, nonché dai tassi di innalzamento dei rilievi, per cause geodinamiche, che superano i diversi mm/anno.

Oltre a questa attività per cause endogene, la lunga storia delle Alpi è proseguita e continua oggi anche grazie agli agenti esogeni, con l'azione della forza di gravità, delle acque dilavate e incanalate e, nei settori interni della catena, con l'intensa azione di modellamento ad opera dei ghiacci.

A questo proposito, si sottolinea che nel corso del Quaternario (gli ultimi 2 milioni di anni circa della storia della Terra) per almeno quattro volte le Alpi sono state ricoperte, con spessori di anche 2 km, da una massa di ghiaccio dalla quale emergevano soltanto le vette più elevate e che raggiungeva i margini della pianura padana (fig. 18).

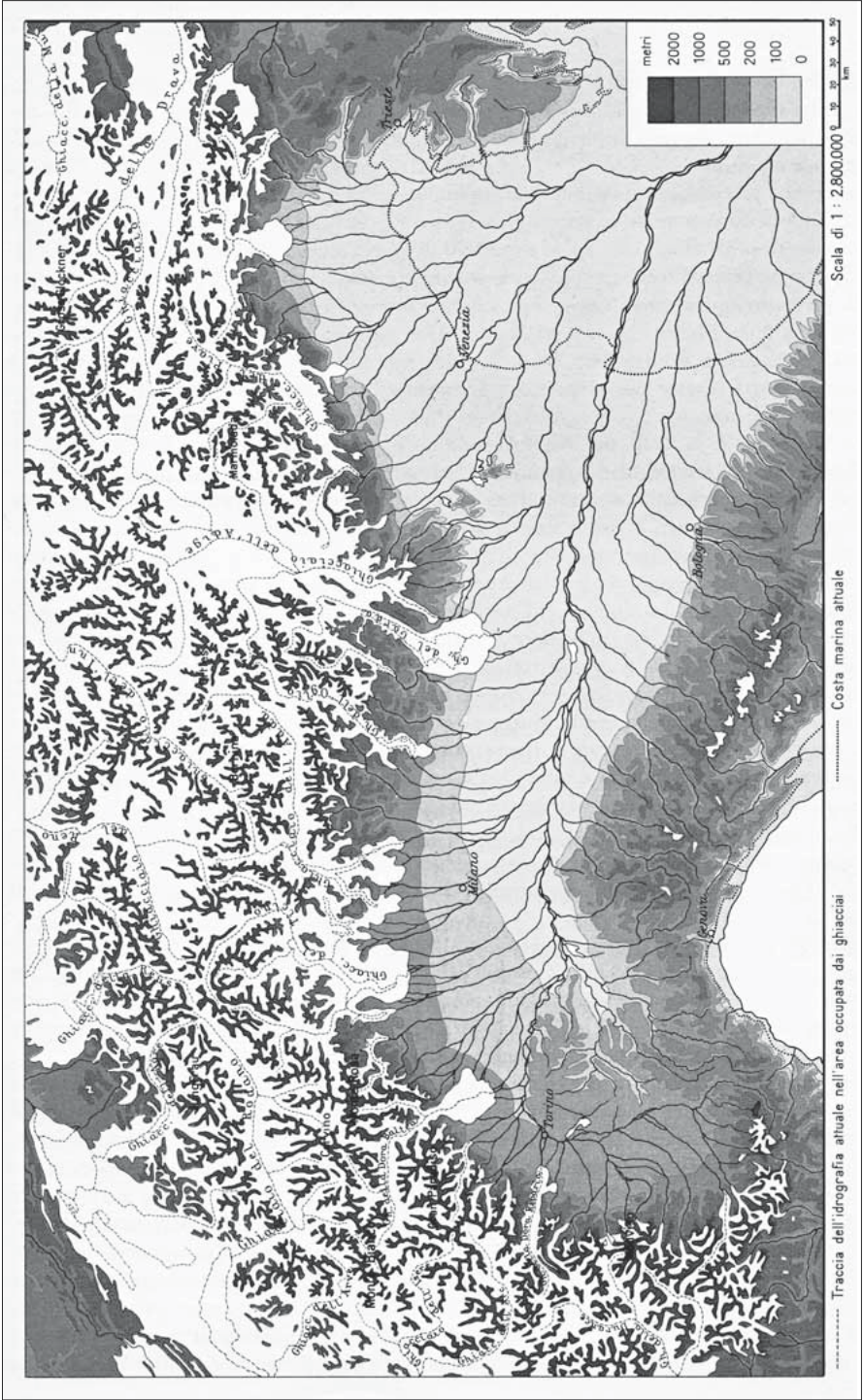


Fig. 18 – La maggiore espansione glaciale quaternaria che ha interessato le Alpi (TOURING CLUB ITALIANO, 1957).

Inquadramento geologico del Friuli Venezia Giulia

Nella regione si saldano tre catene montuose: la Catena Carnica (o Paleocarnica), la porzione orientale di quella Sudalpina (o Alpi Meridionali) e quella Nord-occidentale delle Dinaridi Esterne. Ciascuna di esse è l'espressione di orogeni⁽²⁴⁾ diversi che hanno avuto origine ed evoluzione in differenti intervalli temporali (fig. 19).

La Catena Carnica si è strutturata nell'orogenesi ercinica (che termina nel Carbonifero sup.) ed è qui molto ben conservata perché riesumata, riattivata ed incorporata nelle Alpi Meridionali dalla successiva orogenesi alpina, responsabile delle altre due catene. Essa, pur avendo fortemente sovrainpresso gli effetti della sua tettonica, ha realizzato l'innalzamento della Catena Carnica (pre- e post-ercinica) consentendo la lettura e la ricostruzione della sua antica e complessa storia geologica. È una catena allungata per circa 180 km, dal Comelico alle Caravanche, e profonda, in senso meridiano, circa 15 km estendendosi dalla valle della Gail (in territorio austriaco, impostata su un segmento del "lineamento periadriatico o insubrico"; fig. 20) fino alla rettilinea successione longitudinale delle valli Valcalda, Pontaiba, Pontebbana, alto Fella. Esse, parimenti sede di importanti linee tettoniche, costituiscono un'evidente espressione morfologica che collega longitudinalmente la Carnia occidentale con il Tarvisiano (fig. 21).

La Catena Sudalpina e quella Dinarica hanno avuto origine pressoché comune dal paleomargine africano affacciato sul bordo meridionale dell'Oceano Tetideo (tav. 2), passivo fino al Giurassico, ed evoluzione successiva diversa; precoce per l'orogene dinarico che ha visto la massima strutturazione nell'Oligocene, più tardiva per la porzione orientale della catena Sudalpina.

Essa infatti si è sviluppata specie nella fase cosiddetta neo-alpina, cioè dal Miocene sup. ad oggi, come manifestato anche dalla sua intensa storia sismica. La Catena Sudalpina si estende in affioramento dal limite meridionale della Catena Carnica fino ai rilievi collinari prealpini che bordano l'alta pianura

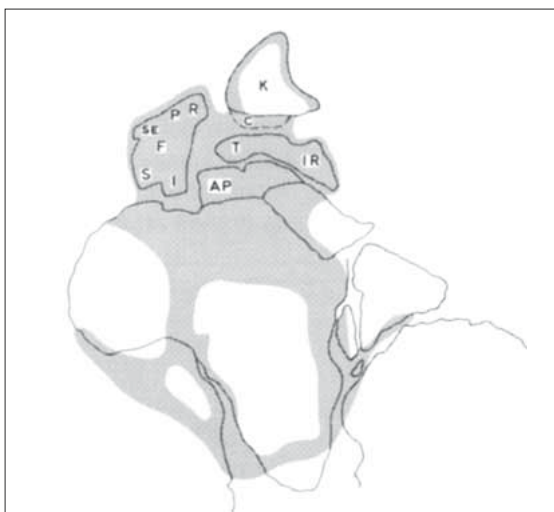


Fig 19 – Ricostruzione della posizione originaria dei sedimenti che daranno origine alla Catena Paleocarnica (C) al margine della placca del Kazakhstan (K) in epoca pre-paleozoica (750-550 MA), prima della frammentazione del Gondwana, delle successive migrazioni di placche e delle conseguenti collisioni (da VAI, 1991).

24

Porzione allungata della crosta terrestre compresa tra zone rigide, caratterizzata da intensa sedimentazione, successivo sollevamento e deformazioni plastiche e clastiche con traslazione orizzontale di grandi corpi rocciosi e formazione di pieghe e falde di ricoprimento, intenso metamorfismo e magmatismo intrusivo ed effusivo.

friulana. Questa in realtà ne maschera la continuazione, e l'attività di deformazione e sollevamento, sotto i depositi quaternari che ne lambiscono i piedi.

Della Catena Dinarica rientra nel territorio regionale l'estremo Nord-occidentale delle Dinaridi Esterne che, nella regione, trovano la loro maggiore espressione geografica e morfologica nel Carso nonché nei colli del Friuli orientale fino a Gemona, tutti rilievi orientati secondo la tipica direzione NW-SE in continuità con quella della costa dalmata e delle sue isole.

Nei rilievi regionali affiora una successione di terreni spessa circa 30.000 m (se impilata idealmente in continuità, prescindendo dai disturbi tettonici che la spezzano e la ripetono) rappresentativa di oltre 450 milioni di anni. Essa infatti abbraccia l'intervallo cronostratigrafico dalla base dell'Ordoviciano sup.⁽²⁵⁾ (Paleozoico inf.) all'Attuale, senza soluzione di continuità.

Dal punto di vista litologico la successione regionale (affiorante o riscontrata nelle perforazioni profonde) è costituita per la massima parte da rocce sedimentarie, carbonatiche (calcarei e dolomie in particolare) e clastiche (arenarie, argilliti e siltiti), essendo quelle magmatiche limitate a modesti episodi vulcanici paleo- e mesozoici e quelle metamorfiche ad una ristretta fascia di affioramenti nelle Alpi Carniche occidentali.

Nelle grandi linee la successione dei terreni, prescindendo dai disturbi tettonici che la accavallano più volte creando diverse unità tettoniche sovrapposte, si estende in fasce longitudinali via via più recenti mano a mano che dal confine italo-austriaco si procede verso Sud (tav. 7).

25

Le rocce regionali più antiche appartengono alla Formazione del Uqwa (o Uggwa) affiorante, in limitate esposizioni, nella valle omonima a Nord di Ugovizza, nei pressi del Passo Volaia (Costone Lamber tenghi) e di Casera Valbertad. Si tratta di arenarie sottili con Brachiopodi e Trilobiti.



Fig. 20 – La rettilinea valle della Gail (a modellamento glaciale) impostata sulla omonima linea tettonica, segmento della *linea insubrica*, vista da Est. A sinistra le pendici della Catena Paleocarnica, a destra i rilievi dell'Austroalpino.

La SOIUSA - Suddivisione Orografica Internazionale Unificata del Sistema Alpino, è un sistema di classificazione geografica e toponomastica europea delle Alpi, elaborato da MARAZZI (2006) in collaborazione con il Club Alpino Italiano e con importanti istituti degli altri paesi alpini basandosi su aspetti geologici, geomorfologici e idrogeologici. Essa si propone di sostituire la precedente partizione per le Alpi italiane fatta nel 1926 dal Comitato Geografico Nazionale. Secondo la SOIUSA le Alpi e Prealpi Giulie costituiscono nel loro insieme la Sezione 34 del sistema alpino che, anche per affinità geologiche, si estende ampiamente in territorio sloveno a comprendere le Julijske Alpe fino al corso della Sava, ad oriente del Monte Tricorno (Triglav). Di queste ultime però in questa trattazione saranno dati soltanto degli accenni sommarî.

Seguendo invece la sempre valida ripartizione del territorio montuoso della nostra regione proposta da GIOVANNI MARINELLI (1888), si distinguono cinque unità orografiche, procedendo da N a S e da W verso E, aventi ciascuna una propria individualità geografica su base geologica:

- 1) **la Catena Carnica o Paleocarnica**, estesa in senso E-W, sviluppata dalla valle della Gail, fino all'allineamento Valcalda, Pontebbana, alto Fella. Come dice il nome la Catena è costituita quasi esclusivamente da terreni paleozoici;
- 2) **le Alpi Carniche Meridionali (o Alpi Tolmezzine)** più a S della precedente, fino all'alto corso del Tagliamento. Sono costituite da terreni mesozoici, con prevalenza di quelli medio-triassici, che si innalzano su una base permotriassica affiorante sul fondo delle principali valli, o canali, a seguito dell'erosione glaciale e poi fluviale operata in loro corrispondenza;
- 3) **le Alpi Giulie**, ad E delle precedenti, dalle quali sono separate dal medio corso del F. Fella, e a S della Catena Paleocarnica fino alla Val Resia. Sono il dominio di prevalenti rocce triassiche con particolare sviluppo delle piattaforme carbonatiche ladino-carniche e noriche;
- 4) **le Prealpi Carniche**, sviluppate a S del percorso montano del Tagliamento fino ai rilievi che si affacciano sull'alta Pianura friulana occidentale. Sono dominanti le rocce mesozoiche e cenozoiche fino ai depositi miocenici di molassa (depositi marini o continentali derivanti dallo smantellamento di una vicina catena) affioranti solo in questa unità orografica;
- 5) **le Prealpi Giulie**, prosecuzione geografica orientale delle precedenti, ma con successioni mesozoiche non sempre simili, maggior sviluppo delle unità marnoso-arenacee eoceniche (flysch) ed assenza dei depositi di molassa neogenica.

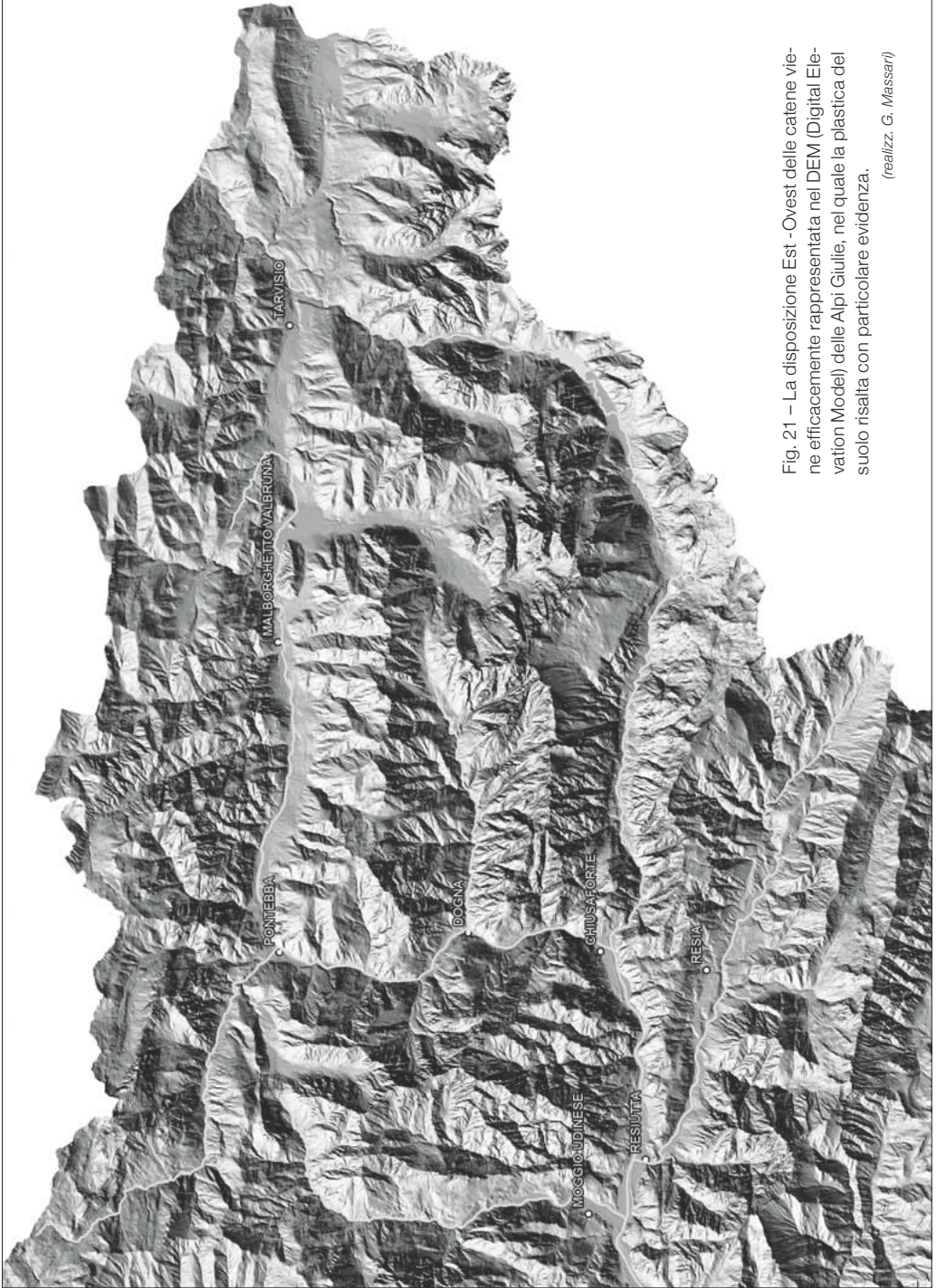


Fig. 21 – La disposizione Est -Ovest delle catene vicine efficacemente rappresentata nel DEM (Digital Elevation Model) delle Alpi Giulie, nel quale la plastica del suolo risalta con particolare evidenza.

(realizz. G. Massari)



Fig. 22 – Immagine da satellite Landsat per telerilevamento centrata sul Friuli orientale. È evidente, in alto, il profondo solco in corrispondenza della *linea della Gail (LG)*, segmento della *linea Pusteria - Drava* che costituisce la parte orientale del *lineamento Insubrico* (o *Periadriatico*); questo separa la catena Austroalpina da quella Sudalpina. A Est della conca di Plezzo (Bovec - **B**) le linee di cresta sono orientate da NE a SW, anziché da E a W come nelle Giulie Occidentali.

La geologia delle Alpi Giulie

Le Alpi Giulie costituiscono il limite orientale del grande “arco dolomitico” delle Alpi Meridionali (secondo la terminologia degli Autori di un tempo), esteso dalla Val Rendena alla pianura di Ljubljana.

Il limite settentrionale delle Alpi Giulie in territorio italiano è definito geograficamente dall’alto corso del Fiume Fella, fino alla Sella di Camporosso⁽²⁶⁾, per proseguire ad oriente con quello del Torrente Slizza fino al valico di Fusine-Rateče e continuare in territorio sloveno con l’alta valle del Fiume Sava.

L’evidente continuità longitudinale dei due solchi vallivi è conseguenza della loro impostazione in corrispondenza di uno dei più imponenti disturbi tettonici regionali, *la linea Fella-Sava*. È una faglia trascorrente destra ad alto angolo, cioè sub-verticale, con un rigetto⁽²⁷⁾ di circa 700 metri che ha portato le unità permiane (250 Ma) affioranti in sinistra idrografica del fiume Fella a sormontare le dolomie medio-triassiche (235 Ma) della sua sponda destra. Il piano di faglia è mascherato dai depositi recenti ma gli effetti della frizione sono ben evidenziati dalla fascia continua di cataclasi⁽²⁸⁾ al piede delle biancastre pareti dolomitiche settentrionali. Bella evidenza morfologica

26
Spartiacque, assieme a Sella Nevea, fra tributari del Mare Adriatico verso occidente e del Mar Nero verso oriente.

27
Entità dello spostamento relativo dei blocchi adiacenti lungo una superficie di faglia.

28
Minuta frantumazione delle rocce a seguito di sforzi tettonici fino a produzione di breccie polverose.



Fig. 23 – Veduta aerea del M. Lussari con la parete Nord del Montasio sullo sfondo. A destra sotto la cima alla base della parete è annidato il minuscolo conoide di ghiaccio originato dall’accumulo delle valanghe. (www.tarvisiano.org/)



Fig. 24 - Il versante settentrionale del gruppo del Canin, dalla Cima Gilberti (a sinistra) al Picco di Carnizza. Al centro della foto, emerge dalla fascia boscosa la bianca dorsale del Col delle Erbe. (foto Mario Galli)

della sua presenza è data dal basso rilievo isolato del M. Nebria, in asse alla Val Canale a Sud di Ugovizza, la cui forcella che lo delimita a meridione è l'espressione della *linea Fella-Sava* in sua corrispondenza⁽²⁹⁾. La linea prosegue sia ad occidente, nelle Alpi Carniche, sia ad oriente in territorio sloveno (*Savski prelom*).

Il limite occidentale, secondo la distinzione di G. MARINELLI sopra descritta, è posto in corrispondenza del tratto meridiano della media valle del Fella anche se analoga successione stratigrafica e litologica continua fino alla bassa valle del T. But marcata dalla *linea tettonica But-Chiarzò* (M. Sernio, Creta Grauzaria, M. Amariana, Crete di Gleris, Zuc dal Bor). Anche il limite meridionale delle Alpi Giulie, la valle del torrente Resia, è marcato da un importante disturbo tettonico: la *linea della Val Resia*, estesa in senso W-E dalla confluenza del Fella nel Tagliamento, ai piedi settentrionali del M. Plauris, fino alla testata della Val Resia della quale ha condizionato impostazione ed evoluzione (fig. 26).

La linea prosegue poi verso NE, passando sul versante Nord del M. Canin (ove prende anche il nome di *linea del Canin*) e continuando in Slovenia lungo la Val Coritenza per uno sviluppo complessivo di oltre 40 km. Il rigetto⁽³⁰⁾ verticale è stato valutato attorno ai 850 m con una traslazione verso Nord di circa 2500 m (PONTON, 2011).

Oltre alla notevole lunghezza, la struttura è degna di nota in quanto la geometria del suo piano di faglia immerge a Sud, con conseguente vergen-

29

Quasi tutte le forcelle, le selle, i passi montani, ..., in generale le discontinuità e le depressioni morfologiche (specie le più incise) che interrompono la continuità morfologica delle creste, o di un rilievo in genere, sono imputabili o al passaggio di un disturbo tettonico (frattura, faglia, ...) o al cambio di litologia.

30

Entità dello spostamento relativo dei blocchi adiacenti lungo una superficie di faglia.

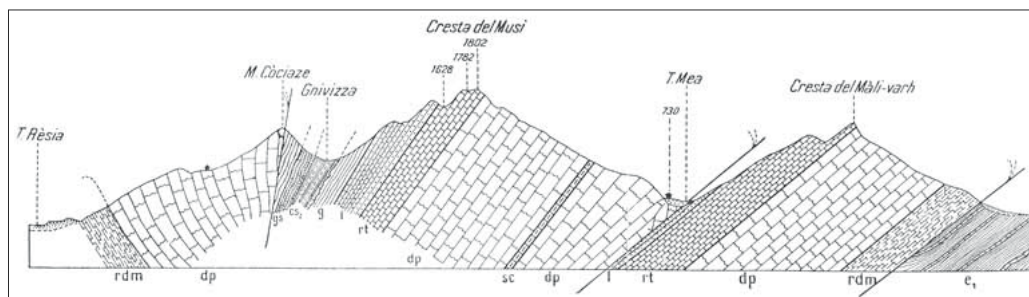


Fig. 25 – Sezione geologica meridiana delle Prealpi Giulie settentrionali (da FERUGLIO, 1925). È evidente, all'estrema sinistra della figura, l'immersione a Sud della linea della Val Resia in contrasto con l'immersione a Nord di tutte le altre faglie più meridionali.



Fig. 26 - Il M. Lavara dalla cima del Plauris d'inverno: la neve evidenzia l'immersione degli strati verso Sud. Sullo sfondo a destra le stratificazioni dei Monti Musi immergono verso Nord, a sinistra è evidente l'accavallamento verso Nord della massa rocciosa del Canin.

(foto Mario Galli)

za⁽³¹⁾ a Nord delle unità stratigrafiche triassiche e giurassiche del versante settentrionale del Monte Plauris. Tale assetto è decisamente anomalo e contrario alla quasi totalità delle principali linee tettoniche che caratterizzano sia le Alpi Carniche meridionali che tutte le Prealpi Friulane, dove le unità strutturali coinvolte presentano una netta e costante vergenza a Sud (fig. 25). Per questo motivo la *linea della Val Resia* viene interpretata come retroscorrimento (*back thrust*) di linee tettoniche più meridionali che coinvolgono unità strutturali Sud-vergenti.

31 Direzione di traslazione delle masse rocciose lungo i piani di faglia.



Fig. 27 – Veduta aerea delle Alpi Giulie. In primo piano le pareti settentrionali del Montasio, a destra, e del Jôf Fuart a sinistra. Sullo sfondo il gruppo del Canin.

(foto Carlo Bartolini)



Fig. 28 – L'imponente bastionata di Dolomia Principale del Jôf di Montasio culminante, verso la cima, con i calcari del Dachstein.

(foto Mario Galli)

Il rigetto stratigrafico è tale che, al suo estremo occidentale, le dolomie triassiche si sovrappongono ai lembi di rocce eoceniche di Stavoli Tugliezzo, ricche di Nummuliti⁽³²⁾ (cioè rocce di 215 Ma accavallate su rocce di 45 Ma).

Entro questo ambito regionale, definito dai citati limiti geografici e strutturali, si estendono le Alpi Giulie per un massimo, in territorio italiano, di circa 30 km in longitudine e di 15 km circa in latitudine.

L'orografia di questo settore montano è piuttosto articolata ma è riconducibile a fasce di rilievi a diversa morfologia che si susseguono con relativa regolare alternanza procedendo da settentrione verso meridione. Le fasce sono tutte orientate in senso E-W (solo a meridione tendono a disporsi secondo WNW-ESE) seguendo i limiti tettonici sopra descritti ed esprimendo così il motivo strutturale dominante⁽³³⁾, mentre l'alternanza di alti e bassi morfologici deriva dalla diversa erodibilità delle formazioni geologiche affioranti con pari direzione, come sarà descritto di seguito.

La prima fascia, la più settentrionale, è contrassegnata dai morbidi rilievi degli avancorpi della più elevata ed aspra catena dolomitica, spartiacque tra la Val Dogna e la Valcanale. Questi dossi tondeggianti e boscosi (qui si stende la splendida foresta di Tarvisio) si susseguono da Pontebba a Tarvisio, affacciati sul fiume Fella e sul Rio Bartolo - Slizza e culminanti in quote fra i 1500 e i 1600 m, raramente raggiungendo la quota di 1800 m (M. Poccet, M. Agar, M. Piccolo, M. Granuda, M. Lussari, Florianca, M. Prisnig, ...). Essi costituiscono

32

Foraminiferi fossili a spirale piana dalla caratteristica forma di moneta (da cui il nome, derivato dal latino *nummus* = moneta), fossili guida dell'Eocene.

33

La giacitura generale della stratificazione, tranne isolate eccezioni in corrispondenza di disturbi tettonici, tende a presentare direzione Est-Ovest con immersione verso Sud.



Fig. 29 – Il versante resiano del Canin, con le regolari stratificazioni del Calcarea del Dachstein sovrastanti le rocce del basamento di Dolomia Principale. A sinistra in basso si nota l'accavallamento di queste ultime sul Calcarea del Dachstein della Sella Grubia. (foto Mario Galli)



Fig. 30 – La Dolomia dello Schlern (Trias medio-sup.) del Jôf di Miezegnot.

(foto Mario Galli)

il substrato in rocce tenere ed erodibili sul quale si erge la seconda fascia morfologica rappresentata dalla giogaia rocciosa, con pareti ripide e profili frastagliati, peraltro di modesta altezza (in pochi punti supera i 2000 metri) che si estende dal Jôf di Dogna ai Due Pizzi e al Jôf di Miezegnot e che continua, oltre la Valbruna e la Val Riofreddo, con la Cima Cacciatore e il M. Re di Raibl.

Un'altra fascia più meridionale di rocce tenere ed erodibili ha dato luogo alle ampie depressioni della Sella di Cave, della Sella Prasnik, della Sella Somdogna e della Val Dogna stessa.

L'alternanza di fasce morfologiche termina, a Sud, con l'imponente piastrone dolomitico culminante nelle cime più alte ed imponenti delle Alpi Giulie ovvero la catena del Montasio e del Jôf Fuàrt, uniforme e rettilinea nel settore occidentale, articolata ad Est nelle diramazioni delle valli di Riofreddo e di Riobianco.

La continuità litologica del piastrone dolomitico è interrotta solo apparentemente dall'attività erosiva post-glaciale che ha originato le valli del torrente Raccolana e del Rio del Lago. A Sud di queste ultime si estende l'imponente gruppo del M. Canin dal Picco di Mezzodì, a occidente, fino al Passo del Predil ad oriente, con uno sviluppo complessivo di creste per oltre 30 km. La bastionata del gruppo del Canin si affaccia infine sull'incisione della Val d'Isonzo e della Val Resia, limite meridionale delle Alpi Giulie Occidentali.

La continuità longitudinale delle fasce morfologiche descritte è interrotta da tre solchi vallivi trasversali, la Valbruna⁽³⁴⁾, la Valle del Rio del Lago e la più breve Valromana. Il loro sviluppo meridiano, di evidente morfologia glaciale, è stato condizionato dalle lingue glaciali laterali che, impostate su locali faglie verticali trasversali⁽³⁵⁾, defluiscono alimentando i più potenti ghiacciai della valle del Fella e della valle del Gail.

34

È proprio lungo questa valle, sezione geologica naturale, che meglio si possono osservare le diversità morfologiche descritte: a partire dal suo imbocco si lasciano, in sinistra e destra idrografica rispettivamente, i più bassi rilievi boschivi di Cima Erla e delle basse pendici del M. Santo di Lussari, cui seguono a Sud i gruppi più elevati ed articolati del M. Nero e della Cima del Cacciatore, le morbide depressioni facenti capo alla Sella di Somdogna e a Sella Prasnig per terminare nel maestoso anfiteatro che dal Jôf del Montasio al M. Nabois chiude la valle.

35

Una di esse è riconoscibile sulle pareti occidentali della Cima dei Cacciatori mentre altre sono coperte dai depositi recenti di fondo valle.

Fig. 31 – Spezzone della “Carta Geologica del Friuli rilevata negli anni 1867-74” di Torquato Taramelli (Udine, 1881).

TORQUATO TARAMELLI (1845-1922) fu uno dei geologi più insigni della fine dell'800. Dopo l'unificazione del Regno d'Italia e sotto lo slancio propulsivo di Quintino Sella, inviato a Udine come regio commissario della provincia di Udine (e fondatore, tra gli altri meriti, del Club Alpino Italiano), Taramelli svolse un'intensa attività di ricerca nel Friuli e sulle montagne della Carnia. A Udine fondò la Società Alpina Friulana della quale divenne Presidente e, assieme a Giovanni Marinelli, può essere considerato fra i capostipiti della grande scuola di naturalisti friulani.

Fu autore, tra le altre, di questa pregevolissima carta geologica del Friuli pubblicata alla scala 1:200.000 nel 1881. Ad oriente la carta è ovviamente limitata dal confine nazionale dell'epoca.

36

Le dolomie derivano dai calcari (rocce costituite dal minerale calcite, CaCO_3) a seguito di un processo lento, ed ancora discusso di molto successivo alla loro deposizione, che porta alla formazione del minerale dolomite, carbonato doppio di Ca e Mg ($\text{Ca Mg}(\text{CO}_3)_2$) costituente principale delle dolomie.

Dal punto di vista litologico le rocce assolutamente dominanti sono quelle sedimentarie di ambiente marino per cui potremmo affermare tranquillamente che la storia geologica delle Alpi Giulie è la lunghissima storia scandita da antichi, estesi e lontani mari che si sono succeduti in oltre 220 milioni di anni lasciando, a testimonianza, i loro sedimenti sovrapposti e poi traslati ed accavallati.

Tra le rocce sedimentarie sono qui rappresentate specie quelle carbonatiche, cioè calcari e dolomie⁽³⁶⁾ con decisiva prevalenza delle seconde nei gruppi montuosi più imponenti e più famosi (fig. 33). Esse affiorano secondo le due fasce sub-parallele sopra descritte ad orientamento longitudinale se-



Fig. 32 – La Dolomia Principale del Jôf Fuart, illuminato dal sole, in continuità laterale con le Madri dei Camosci e con la Cima di Riofreddo.

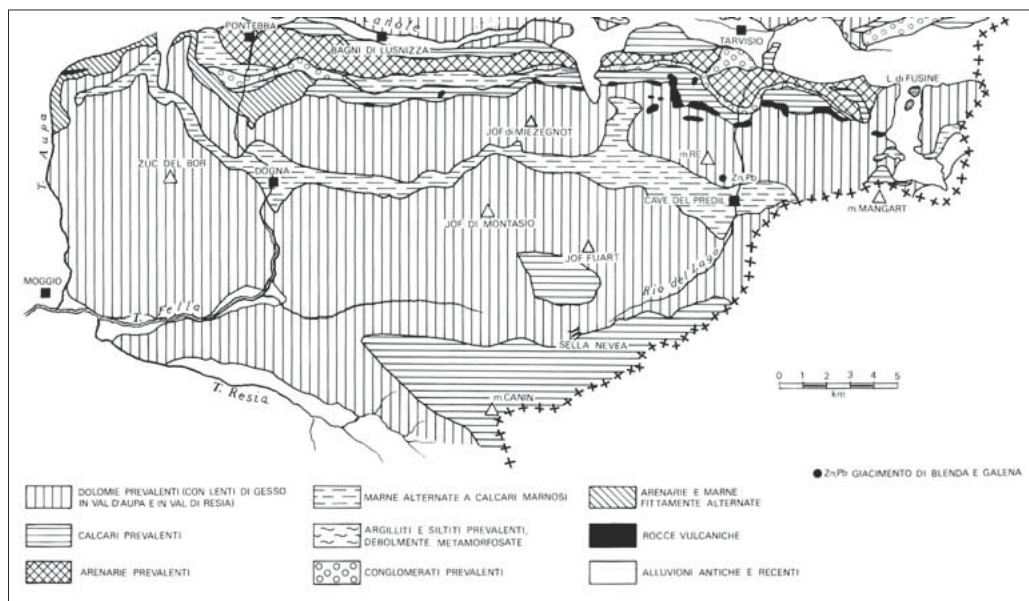


Fig. 33 – Schema litologico delle Alpi Giulie (da CARULLI, 1971).

parate da una linea ideale corrispondente alla Val Dogna ed al suo prolungamento orientale fino al Mangart. Le due fasce hanno età leggermente diversa (25 milioni di anni), Triassico medio-superiore (Ladinico-Carnico) quella più settentrionale, Triassico superiore (Norico-Retico) quella più meridionale.

Subordinati sono i calcari, le siltiti e le arenarie, variamente alternate a marne e dolomie, distribuiti in fasce longitudinali nei rilievi minori per lo più nel settore settentrionale dell'unità orografica (Val Canale) e nella Val Dogna, alla base delle imponenti bastionate dolomitiche.

La successione stratigrafica affiorante in questo settore di catena va dal Permiano sup. (260 Ma) all'Eocene inf.⁽³⁷⁾ (40 Ma), rispettando, nelle grandi linee, il motivo regionale che vede i terreni via via più recenti procedendo verso meridione. Ma il massimo sviluppo compete, come premesso, alle formazioni triassiche (fig. 34) ed in particolare a quelle del Triassico medio e superiore ampiamente, e magnificamente, rappresentate nei rilievi maggiori (tav. 8).

Sono presenti anche formazioni gessose e vulcaniche di estensione decisamente subordinata alle precedenti ma di notevole significato ed importanza geologica. Le prime sono sia di età Permiano sup. (250 Ma) sia di età Triassico sup. (220 Ma), testimoniando il ripetersi di identiche condizioni di lagune sovrassalate a distanza di 30 Ma.

I gessi permiani sono sub-affioranti nella Val Canale⁽³⁸⁾ mentre quelli triassici sono presenti nella val Resia⁽³⁹⁾. Non è casuale la loro presenza in corrispondenza dei principali disturbi tettonici citati, la *linea Fella-Sava* e la *linea della Val Resia* rispettivamente, in quanto queste rocce, dal comporta-

37

Le citate rocce di Staveli Tugliezzo (a N di Stazione per la Carnia) poggiano in piccolissimi lembi direttamente sulle dolomie del Trias sup. testimoniando così una lacuna di sedimentazione di oltre 150 Ma.

38

La loro presenza nel sottosuolo è testimoniata dalle sorgenti solforose di Bagni di Lusnizza.

39

In realtà queste ultime formazioni gessose sono di pertinenza geografica delle Prealpi Giulie, affiorando in sinistra idrografica della valle ma vengono qui riunite per comodità di trattazione.

mento estremamente plastico di fronte agli sforzi tettonici, hanno avuto prima la funzione di livelli di scollamento, dalle originarie posizioni nelle successioni stratigrafiche pre-tettoniche, e poi di successivi piani preferenziali di accavallamento nelle compressioni. Le formazioni gessose hanno trascinato le rigide unità dolomitiche sovrastanti trasportandole passivamente e più volte accavallandole anche su sé stesse.

I rari episodi vulcanici sono invece limitati alla formazione triassica delle Vulcaniti di Riofreddo i cui blocchi rossastri sono ben visibili nell'alveo del torrente Slizza⁽⁴⁰⁾ (fig. 36). Esse sono la manifestazione di un'attività magmatica effusiva sia sottomarina che subaerea che ha avuto luogo, con rari episodi nei rilievi regionali, nel Triassico medio (Anisico-Ladinico) con carattere esplosivo (fig. 37). Al di sopra della formazione permiana seguono le successioni litologicamente variegata ed eterogenee delle rocce della Formazione di Werfen, del Triassico inf., e di quelle dell'Anisico-Ladinico (costituenti globalmente la fascia morfologica più settentrionale). Su queste ultime segue, o talora si affianca eteropicamente, l'imponente bastionata della formazione della Dolomia dello Schlern (o Sciliar)⁽⁴¹⁾ rappresentata nella seconda fascia morfologica in prece-

40

Gli affioramenti sono posti lungo il rio Porfido, affluente di sinistra dello Slizza, ai piedi nord-orientali del Jôf Fuàrt.

41

Essa è nota, nella letteratura geologica delle Alpi friulane, anche come "Dolomia ladino-carnica", "Dolomia infra-raibliana", "Dolomia metallifera", talora "Dolomia cassiana" o, più correttamente, "piattaforma carbonatica indifferenziata". Tale proliferazione di termini formazionali deriva dal fatto che in questo settore alpino sussistono incertezze di attribuzione conostratigrafica precisa, a differenza delle Dolomiti dove una tettonica molto più blanda e le ottime esposizioni hanno consentito una precisa attribuzione temporale delle formazioni rocciose ed una loro univoca e precisa definizione terminologica e cronologica.

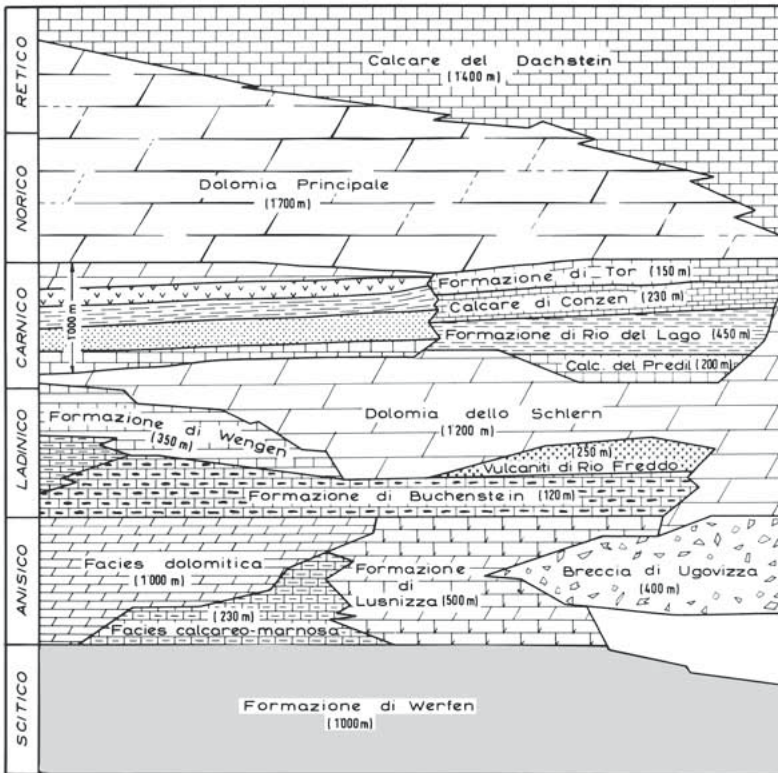


Fig. 34 – Schema dei rapporti stratigrafici delle formazioni triassiche affioranti nelle Alpi Giulie con evidenziate le loro eteropie. I metri esprimono gli spessori (da MARTINIS, 1971).



Fig. 35 – Il Lago di Raibl con le Cinque Punte sullo sfondo. Acquerello di Napoleone Cozzi, 1897.

(collezione privata Carulli)

denza descritta. Il nome della formazione proviene dall'omonimo massiccio che, con il caratteristico profilo della Punta Santner, emblema dell'Alto Adige, domina ad occidente l'Alpe di Siusi. In Dolomia dello Schlern, in quella Regione, sono anche il Catinaccio, le Pale di San Martino, il Sass de Putia, le Odle,...

La Dolomia dello Schlern è costituita da dolomie e calcari dolomitici grigio-chiari, talora cristallini, da massici a debolmente stratificati, specie verso l'alto, in banchi da 0,5 a 1 m, in successione continua e potente per molte centinaia di metri, fino a superare il migliaio nei monti del Tarvisiano. In Dolomia dello Schlern sono i gruppi, che si susseguono in continuità da W a E, del Jôf di Dogna, del M. Sechiez, dei Due Pizzi, della Cima del Cacciatore, del Jôf di Miezegnot, del Monte Re⁽⁴²⁾, delle Cinque Punte (fig. 35), del Picco di Mezzodi e della Ponza Grande, caratterizzati da rocce per lo più friabili.



Fig. 36 – Massi rossastri di vulcaniti triassiche nell'alveo del torrente Slizza.

42

Entro di esso si sono sviluppate le mineralizzazioni piombo-zincifere che hanno reso famoso il centro minerario di Raibl (antico nome di Cave del Predil), noto in epoca romana, e coltivato dal XI secolo fino alla sua chiusura, purtroppo, nel 1990.

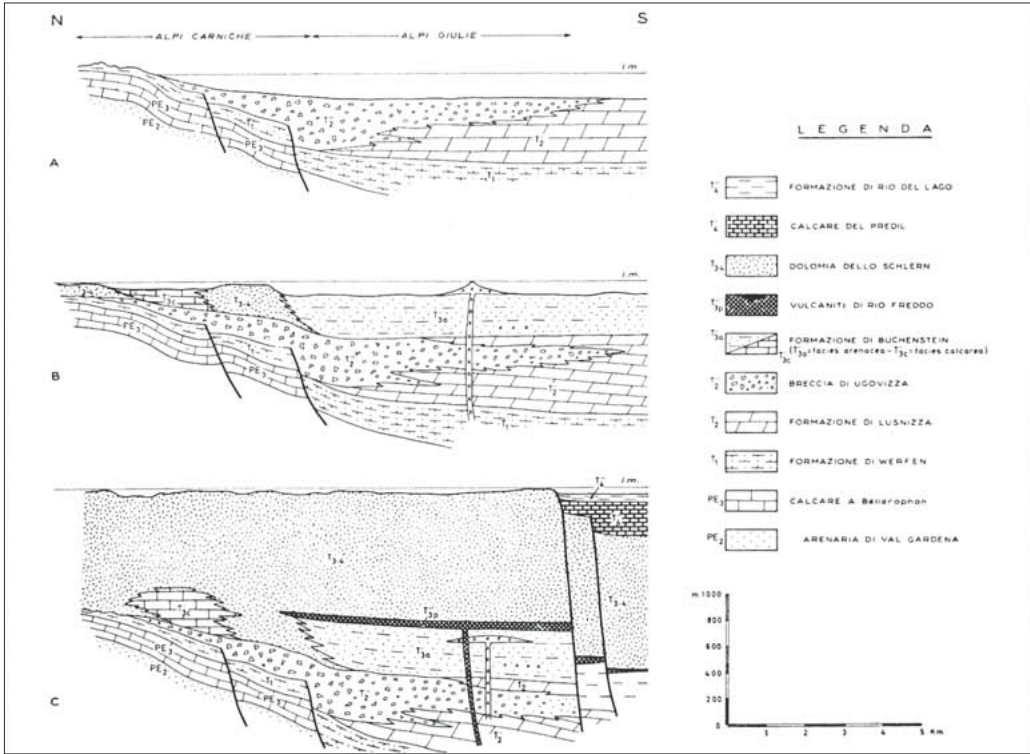


Fig. 37 – Tentativo di ricostruzione dell'evoluzione paleogeografica e strutturale del Tarvisiano nel corso del Trias. Le tre figure sono una rappresentazione della probabile situazione paleotettonica: **A**) nell'Anisico, **B**) nel Ladinico inf., **C**) nel Carnico inf. (da ASSERETO *et al.* 1968).



Fig. 38 – Parte dell'arcipelago delle Bahamas, ambiente attuale assimilabile a quello che, oltre 200 Ma, diede origine alla Dolomia Principale. Si notino le aree parzialmente emerse e coperte da bassa vegetazione e le ampie aree di mare sottile percorse dai canali di marea. Essi scaricano fanghiglie carbonatiche verso la scarpata della piattaforma che, con intensità crescenti del colore del mare, prelude all'oceano profondo.

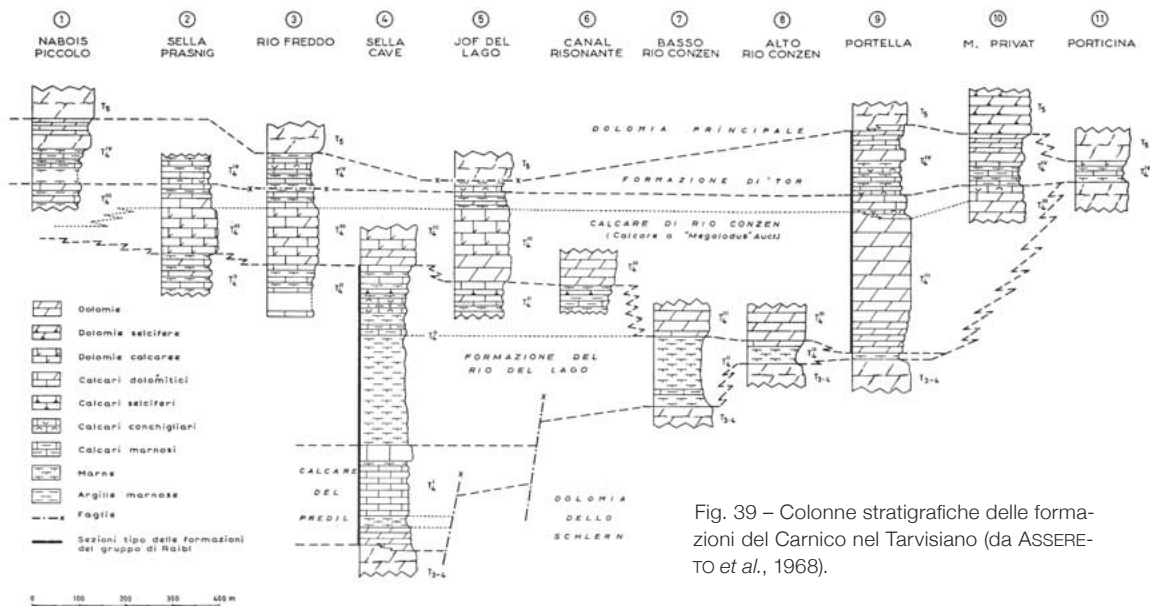


Fig. 39 – Colonne stratigrafiche delle formazioni del Carnico nel Tarvisiano (da ASSERETO *et al.*, 1968).

L'ambiente di formazione è riconducibile ad un mare sottile ben ossigenato, tipico di una vasta piattaforma carbonatica⁽⁴³⁾, in condizioni climatiche calde, tropicali, che favorivano la formazione di "scogliere" isolate in progressiva avanzata verso il mare aperto. Queste ambiente perdurò immutato per qualche milione di anni, tanto da consentire la deposizione indisturbata e continua della potente unità calcareo-dolomitica. Alla destra orografica del T. Slizza, che costituisce – con il Passo del Predil e la Val Coritenza – il limite tra le Giulie Occidentali e quelle Orientali, nella Dolomia dello Schlern sono scolpite le Cinque Punte di Raibl e la catena Schöneck-Picco di Mezzodi, impervia cresta frastagliata che rappresenta l'espressione più ardita ed elegante di questa formazione rocciosa nelle Alpi Giulie. Alla sua base, gli avancorpi arrotondati e boscosi di Fratta Valfrassino e del M. Fontanafredda, incisi nei calcari marnosi, argilliti e arenarie della sequenza permo-triassica, ripetono il motivo geomorfologico già descritto nella Val Canale, che si continua nell'Alta Sava al piede delle Alpi Giulie Orientali.

Nel successivo periodo Carnico si assiste ad un temporaneo ma significativo cambiamento, anche se di breve durata (pochi milioni di anni, 10-12), in quanto il mare tese ad approfondirsi quasi ovunque fino a condizioni più bacinali che diedero luogo alla sedimentazione eterogenea di calcari ricchi di pesci e crostacei, marna e dolomie, in strati grigiastri sottili, per spessori complessivi anche di molte centinaia di metri, specie nel Tarvisiano (fig. 39). Qui, lungo il rio Conzen che fa capo alla Portella, sella della cresta fra il Cinque Punte ed il M. Guarda che sovrastano ad oriente l'abitato di Cave del Predil, affiora l'area tipo di rocce ben databili, sulla base del contenuto di fossili di organismi animali e vegetali. Esse hanno dato origine (Mojsisovics, 1869) al termine cronostratigrafico di piano "Carnico"⁽⁴⁴⁾ riconosciuto a tutt'oggi come standard globale (da 228 Ma a 216,5 Ma) con il quale inizia il Triassico superio-

43

Estesa porzione di mare basso della piattaforma continentale prolungata fino alla scarpata che precipita sui profondi bacini oceanici, in condizioni ambientali e climatiche tali da favorire la produzione di carbonati e quindi la proliferazione di organismi fissatori di essi per costruirsi impalcature esterne e interne.

44

Un tempo, specie nella letteratura geologica regionale, veniva usato il termine equivalente, oggi in disuso, di "Raibliano". Nelle note illustrative del Foglio Tarvisio, Assereto *et al.* (1968) descrivono in dettaglio queste rocce individuando diverse unità: Calcare del Predil (dolomie e calcari neri con intercalazioni marnose), Fm. del Rio del Lago

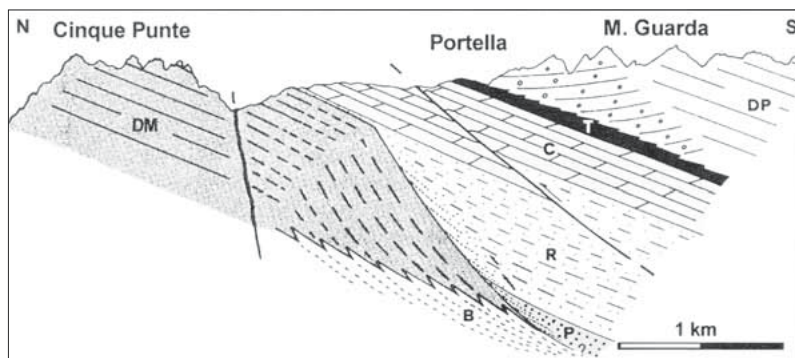


Fig. 40 – Sezione geologica della Portella. Legenda: **DP** - Dolomia Principale; **T** - Formazione di Tor; **C** - fm di Rio Conzen; **R** - fm di Rio del Lago; **P** - Calcarea del Predil; **DM** - Dolomia dello Schlern; **B** - unità bacinali ladiniche. Si noti, al centro della figura, al bordo di DM la progradazione della piattaforma carbonatica ladino-carnica, cioè la crescita del suo bordo verso facies eteropiche di bacino del Carnico secondo superfici naturalmente inclinate verso destra. In alto della figura è analoga la progradazione della DP sulle unità del Carnico (schizzo di PONTON, in VAI *et al.*, 2002).

re (fig. 40). Dalla Portella le rocce del Carnico si estendono longitudinalmente specie verso occidente in affioramenti continui fino alla Val Dogna, attraverso la Sella delle Cave, la Sella Prasnik e la Sella Somdogna (terza delle fasce geomorfologiche in precedenza citate). La netta differenza delle forme del rilievo è dovuta alle litologie variate delle rocce del Carnico, ben stratificate, molto più erodibili delle più resistenti, omogenee e rigide masse dolomitiche che circondano la fascia sia a Nord (Dolomia dello Schlern) che a Sud (Dolomia Principale).

Sulle rocce di età carnica si sviluppa, quarta fascia morfologica, la “Dolomia Principale” (*Hauptdolomit*, per gli autori di lingua tedesca), la formazione geologica dominante che più caratterizza le intere Alpi Meridionali estendendosi in continuità dalla Lombardia occidentale alla Slovenia⁽⁴⁵⁾.

In questo ampio settore essa costituisce alcune delle più belle e rinomate montagne specie delle Dolomiti bellunesi e cadorine. L'elenco è lunghissimo e comprende le Tre Cime di Lavaredo, il Cristallo, il Pomagagnon, il Sorapis, le Marmarole, le Tofane, le Conturines, la Varella, gran parte dell'Antelao, del Pelmo e del Civetta, le Cime di San Sebastiano, il Sasso di Bosconero, ...

(marne e calcari marnosi), Calcarea di Rio Conzen (calcari dolomitici) e Fm. di Tor (marne, argilliti rossicce everdastra, calcari dolomitici, dolomie) denominando l'insieme, potente circa 900 metri, come “Gruppo di Raibl”. Recenti revisioni della stratigrafia del Carnico ribattezzano la successione con il nome di “Formazione di Travenanzes”.

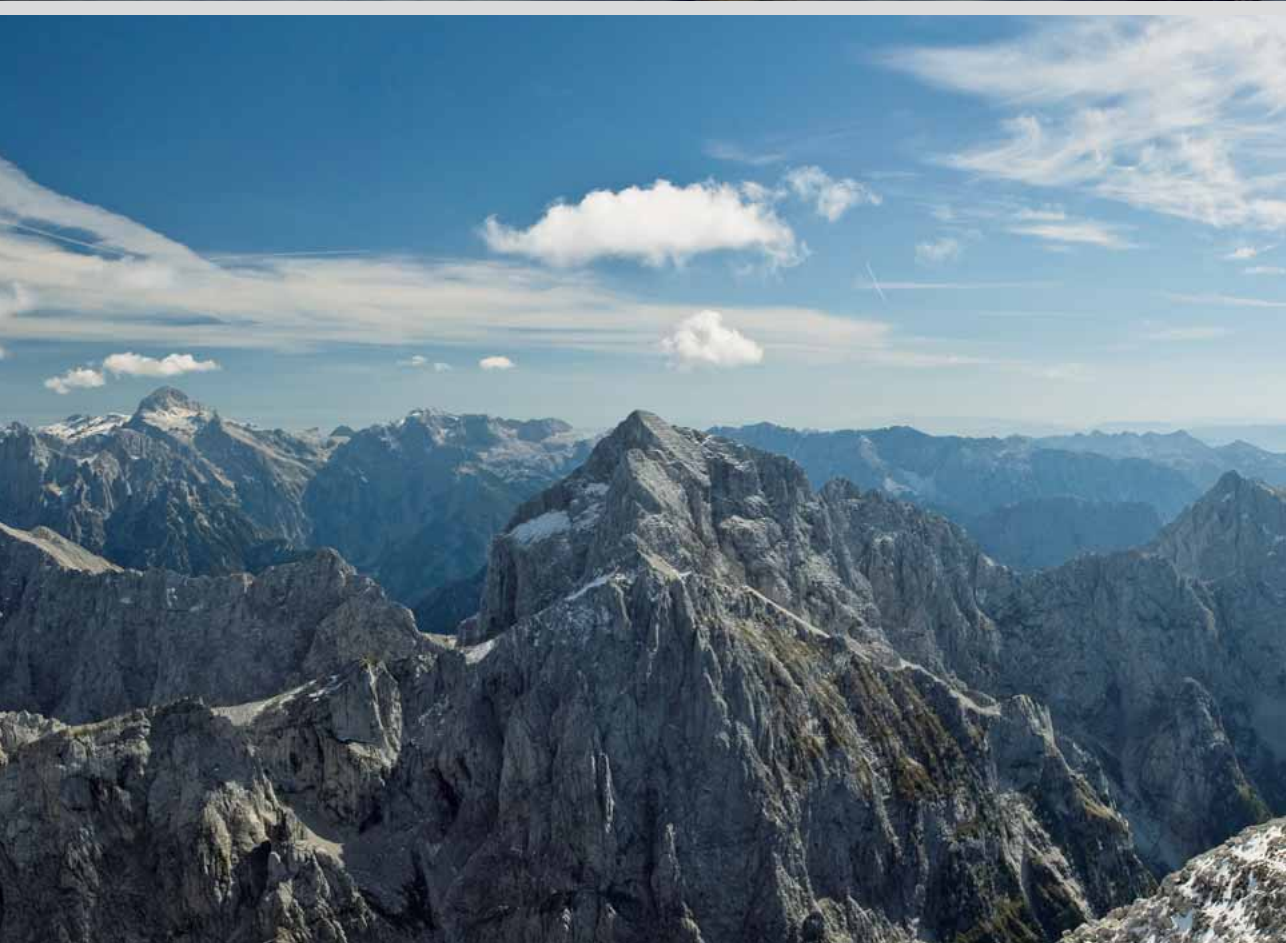
45

La Dolomia Principale è ampiamente presente anche nell'Appennino centrale (alcuni settori del Gran Sasso) e meridionale nonché nelle Alpi Calcareae settentrionali austriache.



Fig. 41 – Sottili lamine stromatolitiche sovrapposte a nidi di Megalodonti testimoniano il locale mutamento di condizioni ambientali nella piana di marea che ha dato origine alla Dolomia Principale.





Nelle pagine precedenti:

Sopra, a sinistra: la cuspide del Jalouc (Jalovec) si erge all'incrocio delle lunghe catene delle Giulie Orientali: a sinistra la catena Mojstrovka-Travnik con la prosecuzione nelle Pareti di Bretto (Loška Stena) e nel Rombon; a destra la catena Mangart - Cinque Punte con la diramazione del Picco di Mezzodi; al centro la catena Ponze - Veunza con la prosecuzione nel Pelz-Grintauc (Bavški Grintavec). Sullo sfondo a sinistra il Krn, a destra il Canin. *(foto Špela Goričan)*

Sopra, a destra: veduta aerea delle Giulie Orientali. Sullo sfondo a sinistra la cima del Triglav, a destra l'arcuata catena dei monti di Tolmino. In primo piano la parete Ovest del Krn ed il suo caratteristico pendio. *(foto Matevž Lenarčič)*

Sotto: le Giulie Orientali dalla cima del Mangart, la sola rimasta in territorio italiano. Al centro sullo sfondo la cupola del Tricorno (Triglav). *(foto Christian Mehlführer)*

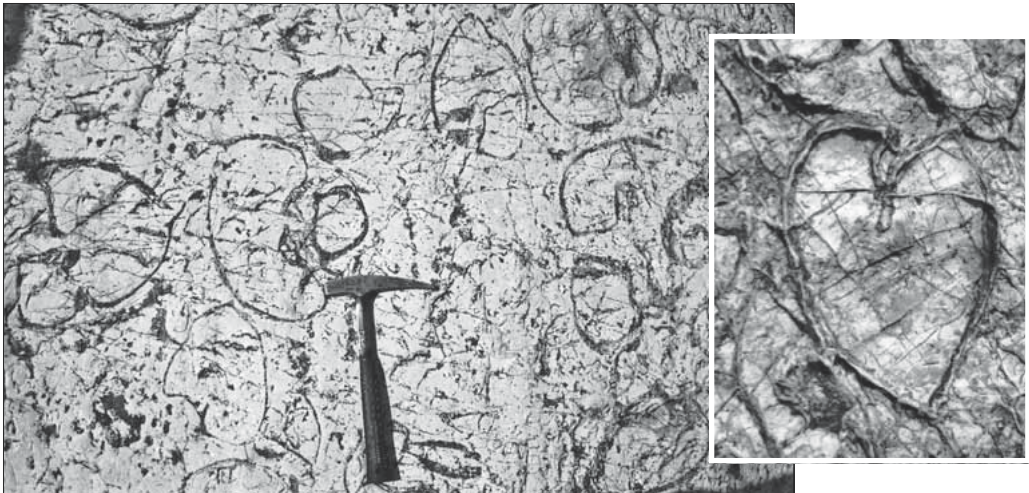


Fig. 42 – Accumulo di Megalodontidi nella Dolomia Principale (bacino del rio Resartico, Val Resia).

La “Dolomia Principale” è l’unità stratigrafica sovrana più diffusa nelle Alpi Giulie sia arealmente sia come spessori e quindi come volumi totali di roccia (M. Cimone, Jôf del Montasio, Jôf Fuart., base del Gruppo del Canin e del Mangart, ...).

Nelle nostra regione essa costituisce tutta l’architettura dei gruppi principali anche delle Prealpi Friulane (Cridola, Monfalconi, Pramaggiore, Duranno, Cima dei Preti, Vacalizza, Caserine, Cornaget, ...) mentre nelle vicine Alpi Carniche meridionali si estende dal Sernio alla Grauzaria fino al M. Amariana. La formazione affiora poi ampiamente anche nelle più meridionali Prealpi Giulie nelle quali, come si vedrà, rappresenta il termine più antico (o quasi).

È costituita da dolomie cristalline grigio-nocciola in bancate omogenee massicce o in strati netti che si ripetono ciclicamente per spessori complessivi variabili da poche centinaia di metri ad oltre 1500 m. L’ambiente in cui si è formata la Dolomia Principale è riconducibile, seguendo il principio di Lyell, a



Fig. 43 – La Forchia di Terra Rossa (**TR**) con l'affioramento di Scaglia Rossa addossato ai calcari del M. Sart. Sulla destra della foto il nucleo della sinclinale nei termini giurassico-cretacici. Si veda la sezione geologica B della tav. 13.

quello che ad esempio caratterizza oggi la fascia esterna delle isole Bahamas (fig. 38). Esse costituiscono la parte emersa di un altofondo marino, la piattaforma carbonatica ricca di vita animale e vegetale, a profondità notevolmente più bassa rispetto alle aree oceaniche dell'Atlantico settentrionale sulle quali le isole si affacciano.

La porzione marginale esterna di queste isole tropicali è caratterizzata dalla piana tidale o di marea, cioè da una zona coperta da acque calde, ossigenate, poco profonde, ricche di organismi e soggetta periodicamente ad emersioni ed invasioni del mare. In essa proliferano molluschi, mangrovie ed alghe in estesi tappeti incrostanti che intrappolano i carbonati disciolti nelle acque marine facendoli precipitare. Da queste alghe incrostate si sono formate, e si formano tutt'oggi, le *stromatoliti*, caratteristiche strutture sedimentarie che sotto forma di lamine piano-parallele o debolmente ondulate, sezioni del tappeto algale di spessore millimetrico, spesso caratterizzano con evidente ciclicità la roccia (fig. 41). La continua lentissima subsidenza⁽⁴⁶⁾ durante tutto il periodo di deposizione della Dolomia Principale (durato circa 11 Ma) consentì gradualmente l'accumulo indisturbato di materiali depositisi al pelo dell'acqua, o poco sotto, formando una successione di rocce spessa centinaia e centinaia di metri.



Fig. 44 – La parete Nord-ovest del M. Sart dalla Val Raccolana, con la grande piega coricata al centro e le stratificazioni rad-drizzate e verticalizzate a sinistra. (foto Mario Galli)

46 Lento abbassamento del sedimento per compattazione dei sedimenti che si verifica anche oggi in zone costiere e lagunari (ad es. Venezia).



Fig. 45 – Lembo di marne rossastre sul Rdeči Rob (Ciglione Rosso) strizzate fra calcari giurassici e coinvolte nel trascinamento. La Scaglia rossa del Cretaceo sup. costituisce la sommità tondeggiante del monte, all'estremità orientale della catena del Krn.

(foto Janez Medvešek)



Fig. 46 – Le regolari stratificazioni del Calcare del Dachstein sull'altopiano meridionale del Canin.

(foto Janez Medvešek)



Fig. 47 – Il “mare in tempesta pietrificato” che tanto aveva impressionato e affascinato i primi alpinisti. L’altopiano meridionale del Canin (Kaninski Podi); sullo sfondo l’arco delle Giulie Orientali. *(foto Mario Galli)*



Fig. 48 – La potente successione del Calcare del Dachstein sulla cresta del Canin (il M. Forato). Si noti la netta stratificazione di questa formazione a confronto della sottostante Dolomia Principale.

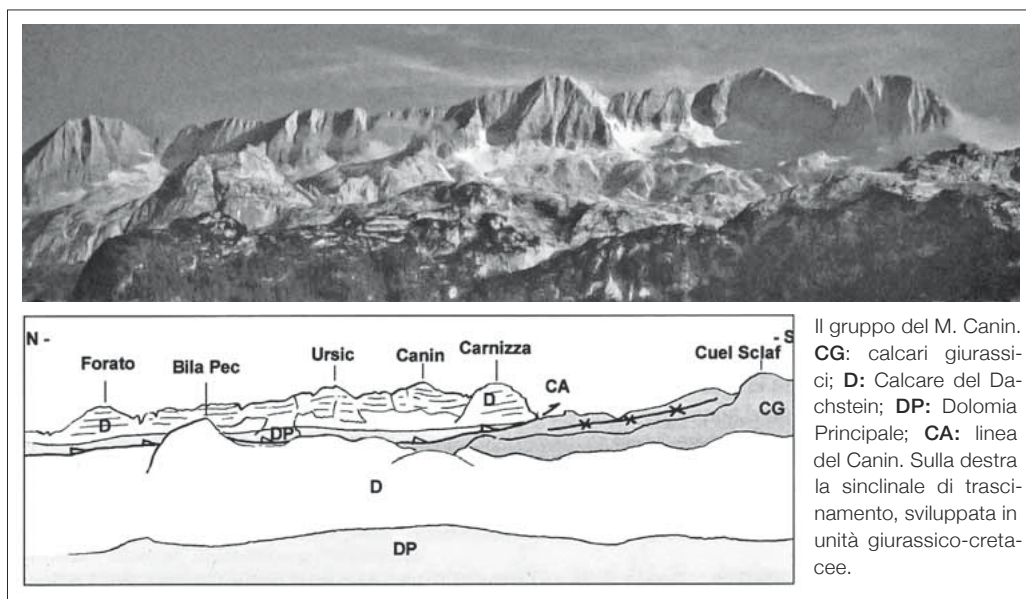
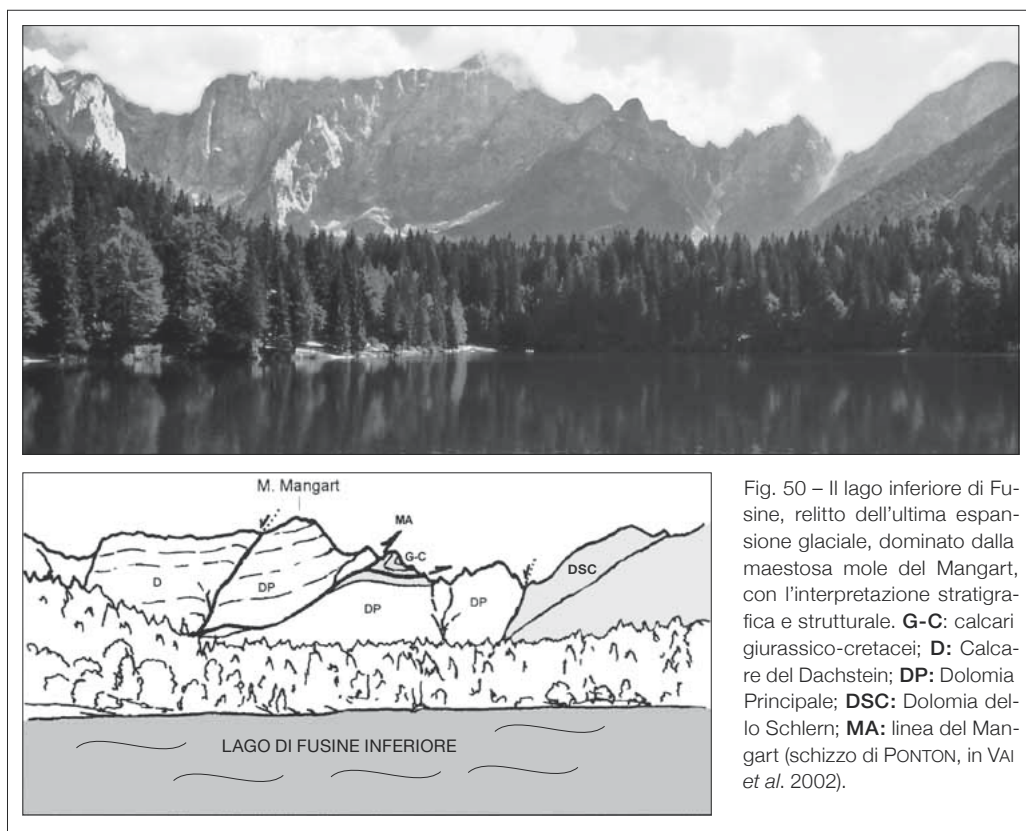


Fig. 49 – Panoramica del gruppo del Canin, al centro, dal M. Forato (Prestreljenik), sulla sinistra, al Picco di Carnizza, sulla destra, con l'interpretazione stratigrafica e strutturale (schizzo di PONTON, in VAI *et al.* 2002).



Nella porzione sommitale le dolomie, specie e progressivamente sempre più nel settore orientale (gruppo del Canin, sommità del M. Cimone, dello Jof del Montasio e dello Jof Fuart, Cresta del Rombon e quasi tutte le cime sino al M. Tricorno⁽⁴⁷⁾), sono sostituite da franchi calcari biancastri in strati netti da 30 a 200 cm con spessori totali fino a 800 m in aumento verso il settore sloveno. Essi appartengono alla formazione del "Calcarea del Dachstein"⁽⁴⁸⁾, riconducibile ad un ambiente di mare più esterno dell'originaria piattaforma carbonatica, inizialmente eteropica alla Dolomia Principale (fig. 34), cioè contemporaneo ad essa, poi dominante nel tempo specie ad oriente.

Le due formazioni sono caratterizzate da tipici macrofossili, molto comuni ed evidenti, quali il Gasteropode *Worthenia solitaria*, dalla tipica forma spiralata, ed il Lamellibranco *Megalodon gümbeli* con caratteristico aspetto cuoriforme in sezione e spesso organizzato in nidi (fig. 42)⁽⁴⁹⁾.

Sulla base di questi e di altri fossili le due formazioni sono attribuite univocamente al Triassico superiore ed in particolare sono datate prevalentemente al Norico (216-209 Ma) la Dolomia Principale e al Retico (209-200 Ma) il sovrastante Calcarea del Dachstein.

Anche alla fine del Retico (200 Ma), come già accaduto qualche decina di milioni di anni prima con il cambiamento delle condizioni di deposizione uniforme della Dolomia dello Schlern, all'inizio del Giurassico il mare si approfondisce. Si depositano così calcari biancastri, nettamente stratificati, calcari massicci talora anch'essi con vistosi fenomeni di carsificazione, calcari con noduli di selce bruno-grigiastra, il tutto per spessori variabili fino a 130 m, che dimostrano una tendenza a condizioni marine più francamente bacinali. I calcari giurassici affiorano in estesi lembi discontinui, sovrastanti le bianche bancate del Calcarea del Dachstein, sulla cresta del M. Sart, sulle sommità del Picco di Gubria, del Cuel Scláf, del Bila Peč e del Poviz. In tutte queste località, nonché alla base della cupola del Mangart, gli strati giurassici si presentano intensamente piegati perché coinvolti in strutture dovute al trascinarsi tettonico delle rigide masse dolomitiche sovrastanti⁽⁵⁰⁾. Esse interessano anche limitati affioramenti di calcari e marne verdognole, nerastre e soprattutto rossastre, di consistenza scagliosa ("Scaglia rossa") (fig. 45), che dimostrano (Forchia di Terrarossa, isolati affioramenti sul M. Sart, piega coricata del Mangart, ...) l'affermarsi nel Cretaceo inferiore (145-100 Ma) di condizioni di mare profondo decisamente bacinali. Si è così interrotto l'ambiente di piattaforma che aveva dominato quasi tutto il Triassico e parte del Giurassico per quasi 100 Ma complessivi. Con la deposizione dei lembi di "Scaglia rossa" del Cretaceo inferiore termina la successione stratigrafica pre-quadernaria affiorante nelle Alpi Giulie.

Alla fine della sedimentazione dei depositi descritti (e di quelli successivi affioranti nelle Prealpi Giulie e che verranno illustrati di seguito) tutte le Alpi e Prealpi friulane sono sottoposte agli intensi sforzi di deformazione delle orogenesi⁽⁵¹⁾ dinarica prima ed alpina poi. I sedimenti, ormai diventati rocce, vengono via via compressi nella lenta ma inesorabile morsa conseguente all'avvicinamento della placca africana a quella europea. Si piegano, si spezzano e si accavallano dovendosi adattare ai sempre nuovi minori spazi conseguenti alla compressione, riducendo così la loro estensione a circa 1/3 di quella precedente agli sforzi deformativi.

47

Il gruppo del Tricorno (Triglav) è caratterizzato da un imponente sovrascorrimento che ha portato dolomie cristalline massicce ("facies calcarea-dolomitica" di SELLI, 1953, eteropica al Calcarea del Dachstein, o "Triglav limestone" di SEIDL, 1929; in BUSER, 2009) del Triassico superiore, ma di età lievemente precedente, ad accavallarsi sulla Dolomia Principale di base del gruppo.

48

Dall'omonimo gruppo delle Alpi Austriache, noto anche per il suo carsismo molto sviluppato.

49

Bellissimi Megalodontidi affiorano nei pressi della stazione di arrivo della funivia Sella Nevea-Rif. Gilberti.

50

Per approfondire le conoscenze sulla stratigrafia e sulla tettonica del gruppo del M. Canin si veda il lavoro di PONTON (2011), sulle morfologie superficiali quello di MOCCHIUTTI (2011) e sull'idrogeologia il contributo di CASAGRANDE *et al.* (2011).

51

Insieme dei processi che provocano la formazione di una catena montuosa.



Fig. 51 – La spettacolare piega di trascinamento sul versante nord-occidentale del M. Mangart culminante nella punta dello sperone del Travnik.

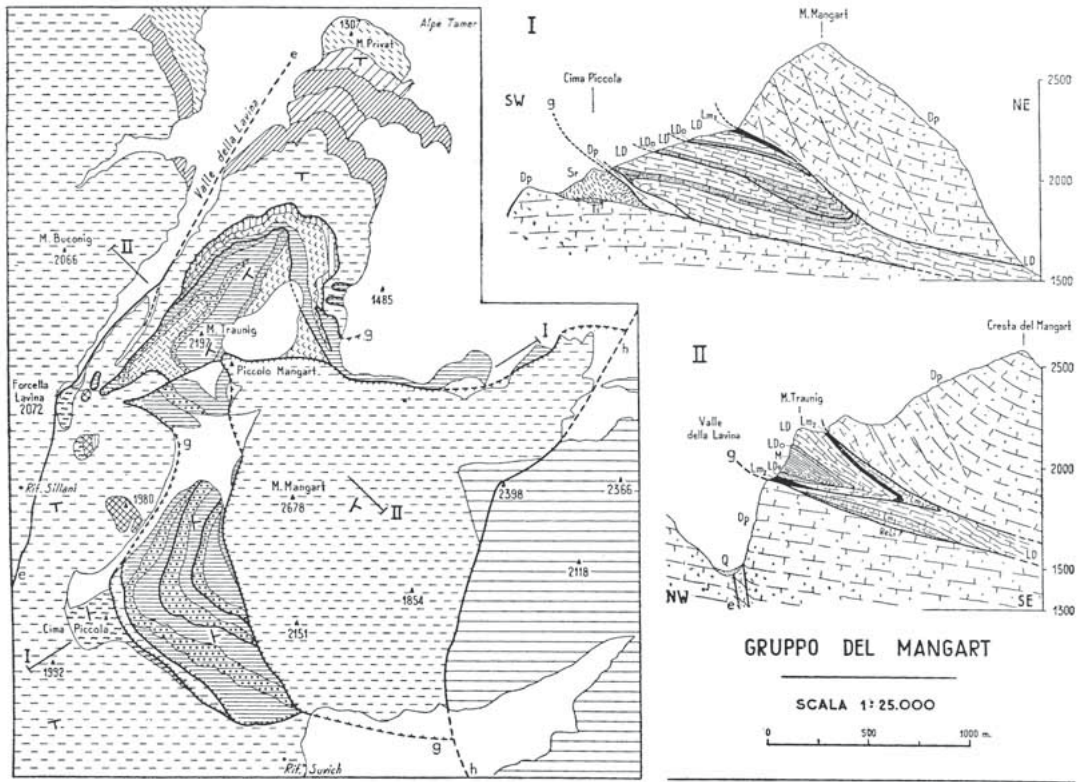


Fig. 52 – Sezioni geologiche del gruppo del Mangart (da SELLI, 1953).



Fig. 53 – Le pareti settentrionali del Mangart viste dalla Ponza Grande. La massa della Dolomia Principale (DP) risulta sovrascorsa sui calcari giurassici (G). Ad oriente della vetta si notano tre faglie sub-verticali, la più esterna delle quali, probabilmente trascorrente, mette a contatto la Dolomia Principale con il Calcare del Dachstein (CD) (da MARTINIS, 1971).

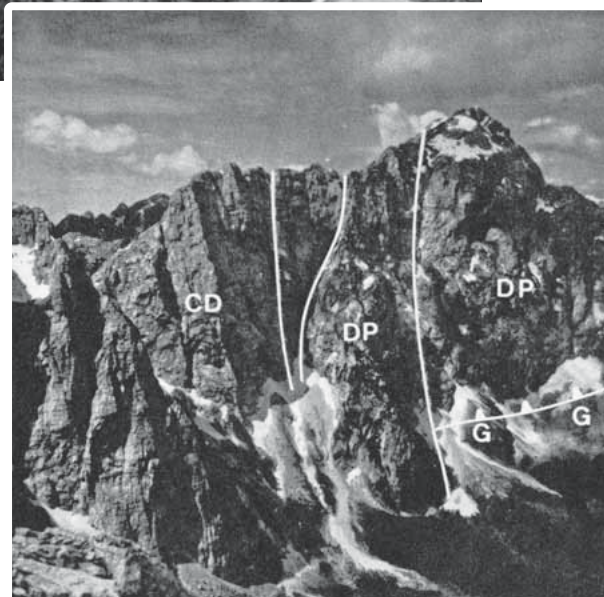


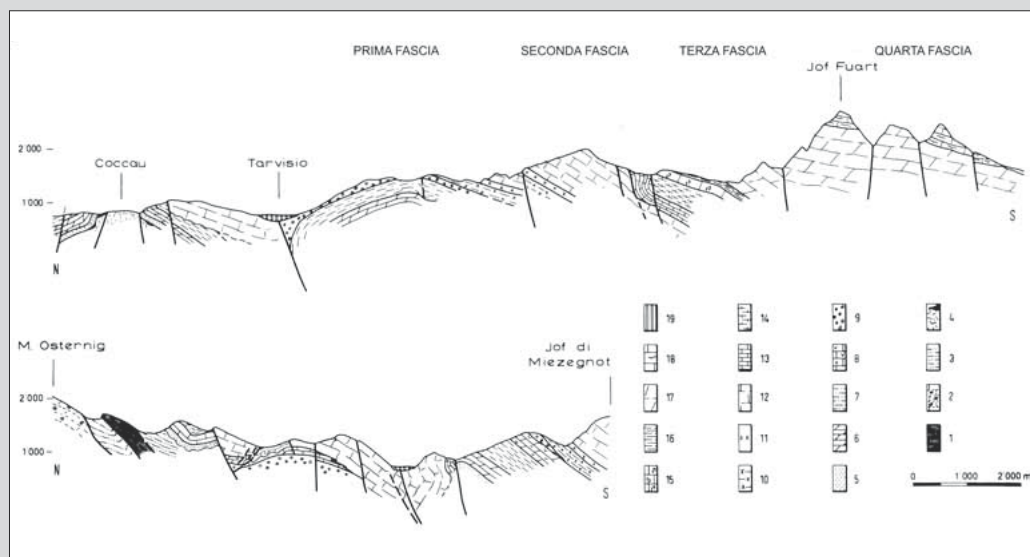
Fig. 54 – La Veunza (a sinistra) e la cresta orientale del Mangart (a destra), con il pilastro del Piccolo Mangart di Coritenza, costituiti dal Calcare del Dachstein. Di roccia eccezionalmente compatta, queste pareti sono state teatro delle più difficili ascensioni alpinistiche nelle nostre montagne. (foto Mario Galli)



LE ALPI GIULIE OCCIDENTALI

Nella catena Montasio - Jôf Fuart la Dolomia Principale presenta la massima estensione ed i più elevati spessori riscontrabili nelle Alpi Giulie. Uniforme e rettilinea nel gruppo del Montasio, la catena diventa invece articolata ad Est e si ramifica nelle diramazioni turrificate delle Cime Vergini - Rondini, della Cima del Vallone - Cima delle Cenge e delle Cime di Riobianco.

La sovrapposizione del Calcarea del Dachstein alla Dolomia Principale è di particolare evidenza nel gruppo del Canin, dove la dolomia costituisce il livello di base dell'idrografia sotterranea. Apparentemente un uniforme altopiano carsico, sormontato dalla lunga e bassa muraglia della cresta di confine, l' "acrocoro del Canin" è in realtà costituito da una serie di elementi strutturali contigui, sovrapposti e variamente dislocati (tav. 12).



Sezioni geologiche attraverso la Val Canale, dalla Catena Carnica alle Alpi Giulie, con l'indicazione delle quattro fasce morfologiche citate nel testo. Legenda. 1 - calcari e argilliti (Siluriano); 2 - calcari di scogliera (Devoniano); 3 - Formazione dell'Hochwipfel (Carbonifero); 4 - Calcarea di Trogkofel e Breccia di Tarvisio (Permiano); 5 - Arenarie di Val Gardena (Permiano); 6 - Calcarea a Bellerophon (Permiano); 7 - Form. di Werfen (Scitico); 8 - Form. di Lusnizza (Anisico); 9 - Breccia di Ugovizza (Anisico); 10 - Form. di Buchenstein (Ladinico); 11 - Vulcaniti di Riofreddo (Ladinico); 12 - Dolomia dello Schlern (Ladinico); 13 - Calcarea del Predil (Carnico); 14 - Form. di Rio del Lago (Carnico); 15 - Calcarea di Conzen (Carnico); 16 - Form. di Tor (Carnico); 17 - Dolomia Principale (Norico); 18 - Calcarea del Dachstein (Norico-Retico); 19 - Morene e alluvioni (Quaternario) (da MARTINIS, 1971 modif.).



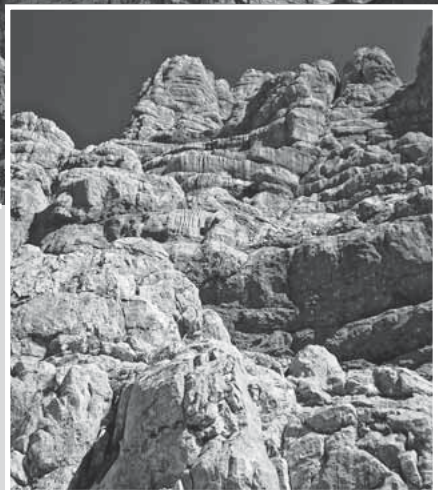
Al centro la Vetta Bella e a sinistra la Cima delle Cenge.

(foto Mario Galli)



Le regolari bancate dei calcari dolomitici sulla Cresta della Puartate, percorse dal Sentiero alpino Ceria-Merlone.

(foto Mario Galli)



Sopra: il versante della Spragna della catena del Montasio, con le grandi fratture che ne attraversano la compagine rocciosa. A sinistra innevato il canalone della Huda Palica (**HP**); a destra, strettissimo ed in ombra, il canalone della Forcella Berdo (**FB**). Entrambe le faglie proseguono nel contermino gruppo del Jôf Fuart.

(foto Mario Galli)

Sotto: Il versante occidentale del Jôf di Montasio dalla Val Dogna. Le dolomie grigiastre o giallo-rossastre delle pareti basali sono sostituite in alto dai bianchi calcari dolomitici.

(foto Mario Galli)

A fianco: I torrioni sommitali bianchissimi sopra il Bivacco Suringar.



Lembi relitti del ghiacciaio del Canin, la cui maggior estensione è evidenziata dalla fascia chiara dei Calcari del Dachstein messa a nudo dal suo recente ritiro.

Sotto: I ghiacciai del Canin a fine Ottocento (da MARINELLI, 1898).



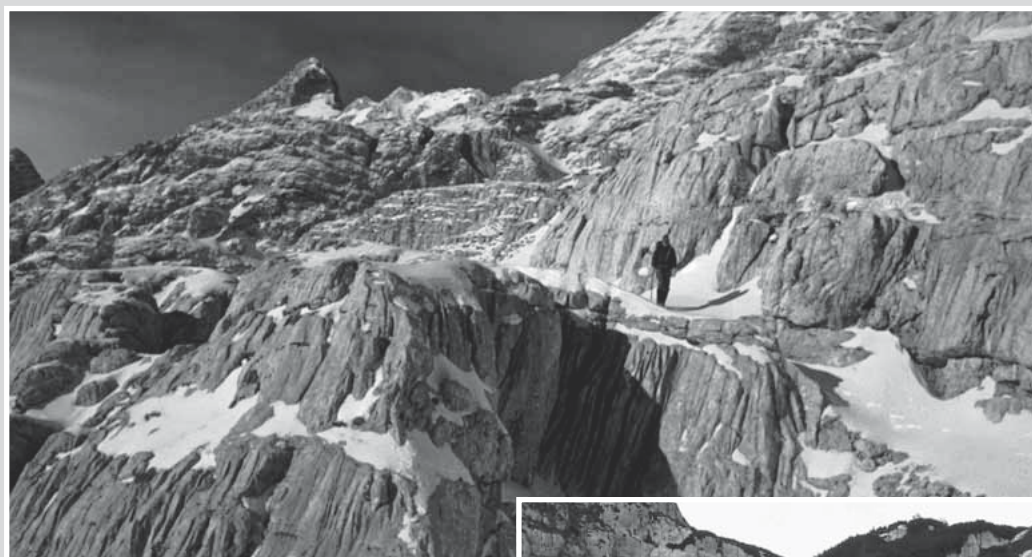
IL CARSIAMO DEL CANIN

Sui pianori settentrionali del M. Canin cinquant'anni or sono, nel luglio 1963, la Commissione Grotte "E. Boegan" della Società Alpina delle Giulie iniziava le ricerche speleologiche avviando un proficuo ciclo di esplorazioni non ancora concluso. Il Canin è diventato da allora una delle aree carsiche più importanti al mondo, campo di azione dei migliori speleologi europei che vi hanno conseguito risultati di risonanza internazionale.

Sul versante italiano dell'acrocorno del Canin sono state esplorate più di 800 cavità; per citare le maggiori: l'Abisso dei Led Zeppelin con uno sviluppo di 7.7 km ed una profondità di 1031 metri, il Complesso del Col delle Erbe, (svil. 40 km, prof. 880 m), il Complesso del Foran del Muss (svil. 20 km, prof. 1118 m). Anche sul versante sloveno il carsismo è particolarmente intenso e qui infatti si aprono le cavità più profonde: l'Abisso Ceki 2 (1502 m), il Sistema Mala Boka - BC4 (1319 m), il Renejevo Brezno (1250 m), il Veliko Sbrego/Črnlesko Brezno (1241 m), il Vandima (1182 m); inoltre l'abisso della Vrtiglavica (Vertigine), una delle maggiori verticali uniche conosciute al mondo (603 m).



Morfologie glaciali e carsiche nei calcari del Foran del Muss.



Sopra: I campi solcati (karren) lungo il sentiero che da Sella Prevala conduce al Rombon attraverso le pendici meridionali del Cergnala. *(foto Mario Galli)*

A fianco: Campi solcati nei calcari giurassici alle pendici occidentali del M. Poviz a sinistra.

Sotto: La posizione dell'Abisso dei Led Zeppelin (**LZ**). Da sinistra, oltre l'ampia Sella Mogenza, il Rombon; quindi, sulla cresta principale: Cime Confine, Cergnala e Leupa (Lopa). *(foto Mario Galli)*



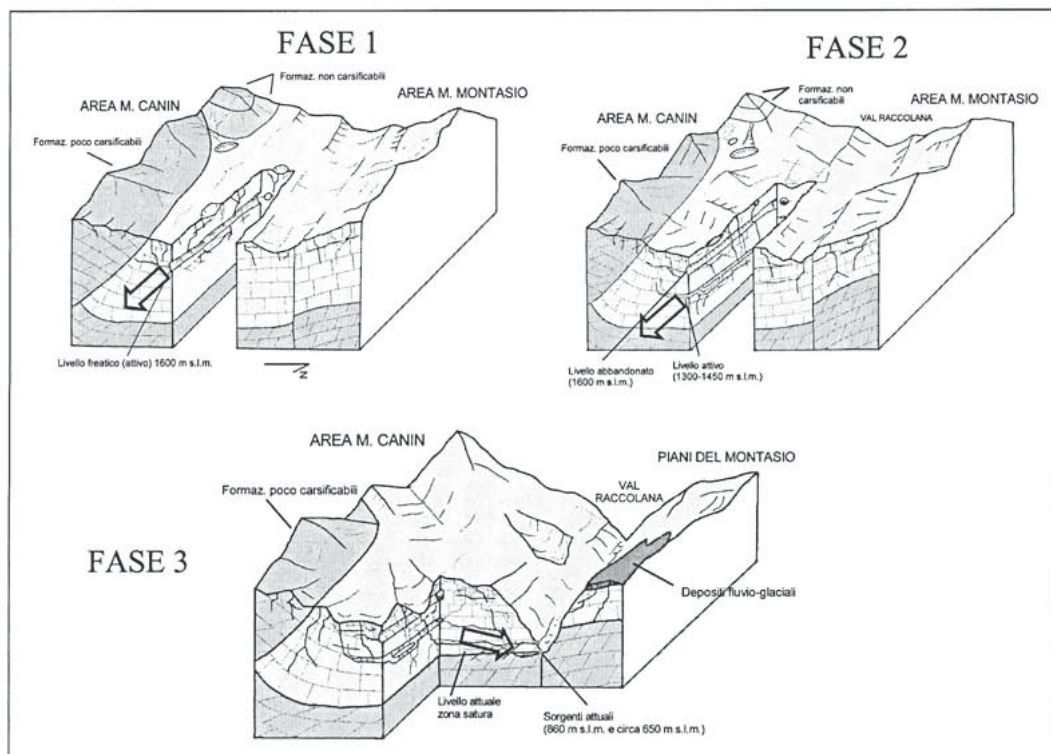
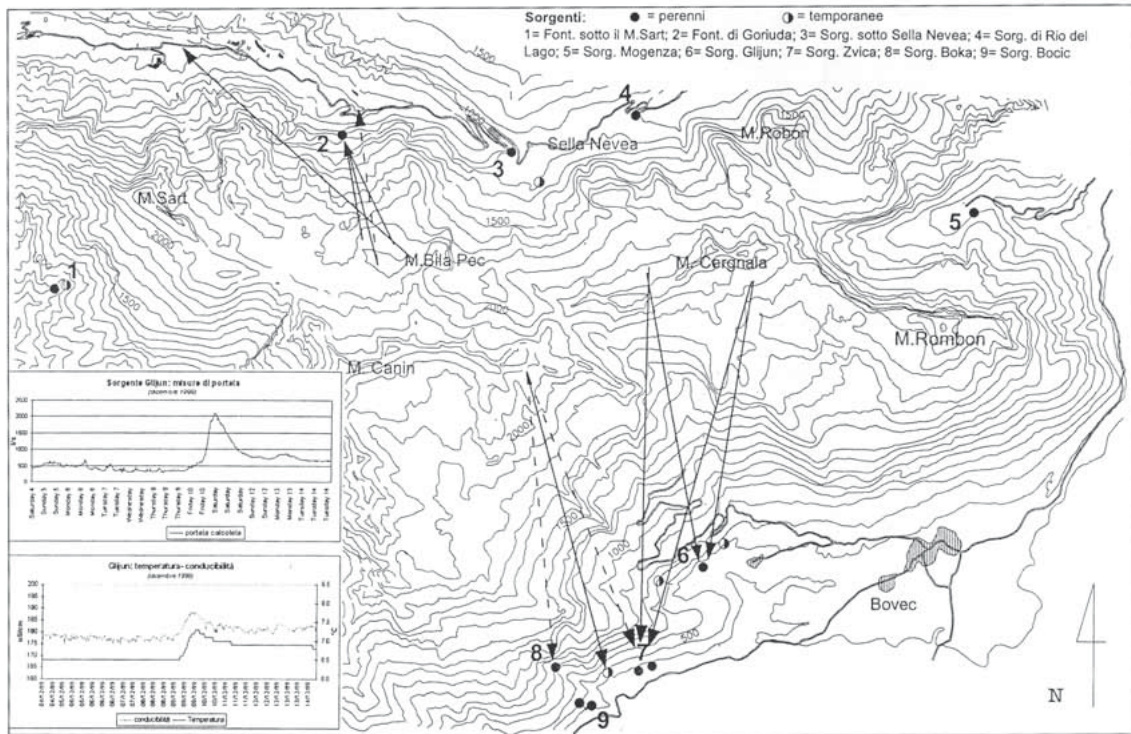
Le acque piovane e di scioglimento delle nevi vengono convogliate nel sottosuolo tramite un complesso e spettacolare sistema di forme carsiche superficiali e, dopo aver attraversato tutto lo spessore del ben carsificabile Calcarea del Dachstein, al contatto con la sottostante Dolomia Principale, livello di base meno carsificabile, fuoriescono attraverso le risorgive del Fontanon di Goriuda in Val Raccolana e del Fontanone sotto il M. Sart in Val Resia. Analogamente sul versante meridionale le acque tornano alla luce nelle grandi risorgive di Plužna (Glijun) e della cascata della Boka in Val d'Isonzo.



L'imbocco dell'abisso Boegan nella conca glaciocarsica sotto il Col delle Erbe.

Nella pagina a fianco, sopra: schema idrogeologico semplificato dell'area carsica del gruppo del M. Canin con ubicazione delle sorgenti principali. Le frecce indicano le direzioni di deflusso sotterraneo accertate mediante traccianti; a tratto continuo sono evidenziate le concentrazioni elevate, a tratteggio quelle in tracce. A parte i dati relativi al monitoraggio in continuo dei parametri chimico-fisici ed idraulici della sorgente Glijun (Bovec) (da CUCCHI *et al.*, 2000).

Sotto: schema delle tre fasi fondamentali dell'evoluzione geomorfologica della Val Raccolana individuate sulla base della distribuzione altimetrica dei livelli delle cavità (che verosimilmente si sono in gran parte sviluppate prima ancora dell'escavazione degli attuali solchi vallivi) e della datazione eseguita su concrezioni calcifiche (da CUCCHI *et al.*, 2002).



Dopo una prima fase dell'orogenesi alpina (fase mesoalpina), compresa tra il Cretaceo sup. (70 Ma) e l'Eocene sup. (35 Ma), gli sforzi tettonici che hanno portato all'emersione locale dei sedimenti ed all'inizio di strutturazione della catena si esplicano negli ultimi 20 Ma circa, dall'Oligocene sup. La seguente fase tettonica "neoalpina" continuerà, con massimi dal Miocene superiore (10 Ma), agendo tutt'oggi, com'è dimostrato dall'intensa storia sismica dell'area e dalle ripetute misure di livellazione sull'innalzamento attuale delle Alpi Giulie effettuate nel settore sloveno (Rižnar *et al.*, 2007) (tav. 22).

All'inizio di queste pagine si è detto come l'evidenza delle due importanti linee tettoniche, la *linea Fella-Sava* e la *linea della Val Resia*, che definiscono i limiti settentrionali e meridionali delle Alpi Giulie, è indiretta in quanto manifestata dagli anomali rapporti stratigrafici delle formazioni rocciose affioranti sui versanti opposti delle relative valli. Infatti il piano delle loro superfici di faglia⁽⁵²⁾ è spesso mascherato dai depositi recenti delle alluvioni di fondo valle, dai detriti di falda e dalla vegetazione.

Nel caso di altre linee tettoniche, però, l'evidenza è notevole e balza all'occhio anche dei non esperti. Tipico è l'esempio della base del Mangart dove, nella vista verso Sud dai laghi di Fusine, l'omonima linea tettonica ha realizzato la sovrapposizione della rigida massa della Dolomia Principale del Mangart e del Piccolo Mangart a sovrascorrere su sé stessa (fig. 50). Il movimento ha interessato le plastiche formazioni giurassico-cretaciche, che hanno funzionato da superficie preferenziale di accavallamento, coinvolgendole in una spettacolare piega coricata per trascinamento che con la sua geometria indica chiaramente il verso del movimento verso occidente. Il fianco verticalizzato della piega si innalza a formare la scaglia tettonica del M. Travnik (fig. 51).

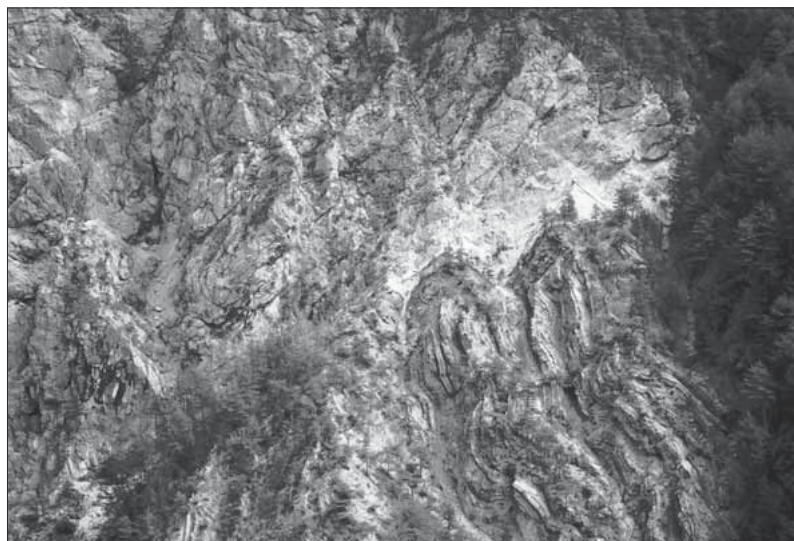


Fig. 55 – La *linea della Val Dogna* ha innalzato le plastiche arenarie e marne ladiniche verticalizzandole e piegandole strettamente contro la rigida Dolomia dello Schlern.

52

Nelle maggiori linee tettoniche di significato ed estensione regionale o sovra-regionale il piano di faglia non è singolo ma si manifesta con un insieme, ampio anche decine di metri, di piani sub-paralleli.



Fig. 56 – La morfologia glaciale dei Piani del Montasio.



Fig. 57 – Morfologia glaciale della conca del Prevala. La *linea del Canin*, prosecuzione orientale della *linea della Val Resia*, mascherata dai detriti in primo piano della salita per Sella Bila Peč, passa ai piedi del Rif. Gilberti per proseguire a sinistra, a valle dei rilievi che portano al M. Leupa. In virtù di essa la Dolomia Principale, a destra, sormonta i più recenti Calcari del Dachstein affioranti a sinistra. Il vallo-
ne del Prevala è impostato sull'omonima linea tettonica che dal Rifugio Gilberti sale a Sella Prevala per proseguire sul versante sloveno.



Fig. 58 - Il lago di sbarramento glaciale del Predil con il gruppo delle Cinque Punte sullo sfondo, visto dalle Cime Mogenza. (foto Mario Galli)

Altro esempio di tettonica è dato dalle pareti Nord del Mangart, ai cui piedi i calcari giurassici sono sormontati dalla Dolomia Principale nel settore occidentale, mentre in quello orientale, in corrispondenza della grande dislocazione Huda Skrbina-Sperone dei Camosci, che taglia verticalmente l'intera parete abbassando il Piccolo Mangart di Coritenza, la Dolomia Principale è affiancata per contatto tettonico dal Calcarea del Dachstein (fig. 53).

Ulteriore esempio di evidenza di un disturbo tettonico è quello della *linea della Val Dogna* che, lungo l'imbocco della valle omonima, porta le plastiche arenarie e marne ladiniche brunice ad arricciarsi in fitte pieghe verticalizzate contro le pareti biancastre della rigida Dolomia dello Schlern (fig. 55).

Sulla catena strutturata, o in via di strutturazione, accanto agli agenti endogeni conseguenti all'attività geodinamica hanno poi agito, e continuano ad agire, gli agenti esogeni (vento, acqua, ghiaccio, gravità, ...) che hanno portato e portano al modellamento delle rocce negli ultimi 10.000 anni circa, creando le splendide morfologie che oggi ammiriamo.

Il ghiaccio, in particolare, è stato il maggior responsabile della morfogenesi, specie dei fondi vallivi fino alle quote medie dei rilievi. L'ultima glaciazione, quella würmiana, iniziata circa 120.000 anni fa e terminata 8-10.000 anni fa, copriva tutte le valli con spessori attorno ai 1.500 m di ghiaccio, lasciando isolate dalla coltre glaciale solo le cime maggiori. Minimi lembi residui, o meglio eredi, della coltre glaciale, facilitati dalla loro esposizione a settentrione, sono rappresentati da ciò che resta del ghiacciaio del Canin, il più orientale ed alla minor quota dell'intera catena alpina, purtroppo in continuo ritiro⁽⁵³⁾.

In tutte le valli principali (Val Canale, Val Resia, Val Raccolana, Val Rio del Lago, Val Dogna, Valbruna, Val Romana, ...) sono presenti i segni del

53

Negli ultimi decenni il fronte del ghiacciaio si è ritirato di circa 100 metri ma soprattutto lo spessore del ghiaccio si è drasticamente ridotto.

modellamento glaciale ma non sempre di facile lettura date le coperture dei depositi più recenti e l'estesa coltre vegetativa, boschiva e prativa, dei versanti. Le manifestazioni del glacialismo sono più evidenti alle quote maggiori come, per citare alcuni esempi, nella dolce morfologia dell'ampio altipiano del Montasio (fig. 56), punteggiato da massi erratici isolati, depositati dal ghiacciaio, e nel vallone di Prevala il cui paesaggio lunare, privo di vegetazione, evidenzia la tipica forma glaciale a U (fig. 57). Altre testimonianze della passata attività glaciale sono date dal caratteristico profilo della Val Romana, della valle del Rio del Lago e, ancor più, dagli splendidi laghi di Fusine⁽⁵⁴⁾ e del Predil, formati dagli sbarramenti morenici depositati circa 15.000 anni fa a seguito dell'ultima espansione glaciale. Un cenno particolare delle ultime vicende glaciali e post-glaciali si deve anche ai depositi quaternari dell'ampia Conca di Tarvisio che in più punti (medio corso del rio Bianco, ad esempio) si rivelano come limi e sabbie di chiara origine lacustre a testimonianza di un ampio lago che si estendeva fino a Valbruna.

Ultimo atto della storia geologica recente, fino all'attuale, è la formazione in continua attività dei depositi superficiali al piede delle pareti ad opera della gravità (estesi detriti di falda e di frana) e, ancor più, delle ghiaie nei sedimenti di fondovalle ad opera dei fiumi. L'attività recente delle loro acque ha inciso gli antichi depositi alluvionali isolando i caratteristici terrazzi pleistocenici pianeggianti sui quali sorgono molti degli abitati (Val Resia, Val Raccolana, ...) (fig. 59).

54

Sul sentiero che dal Lago inferiore porta al Lago superiore si trovano due fra i più grandi massi erratici delle Alpi meridionali, dedicati ai grandi scienziati friulani Pirona e Marinelli. Il volume del primo masso, sede di una nota palestra di roccia alta 25 m, è stato stimato in circa 40.000 mc.



Fig. 59 – Panorama della Val Resia dominata da rilievi in prevalente Dolomia Principale. Sul fondo della valle gli abitati si sono sviluppati sugli estesi terrazzi alluvionali. *(foto Mario Galli)*

LE ALPI GIULIE ORIENTALI

Il Calcarea del Dachstein presenta nel bacino dell'Alto Isonzo la sua massima estensione riscontrabile nelle Alpi Meridionali e conferisce alle Alpi Giulie Orientali il loro caratteristico aspetto di montagne tipicamente carsiche, sia nel dettaglio delle morfologie superficiali, sia nell'estesa idrografia sotterranea sviluppata in profondità: la stessa sorgente del fiume Isonzo è una risorgiva carsica di troppo-pieno che drena il massiccio calcareo del versante settentrionale della Val Trenta interna. Localmente il Calcarea del Dachstein è sormontato dalla facies calcareao-dolomitica del Norico.



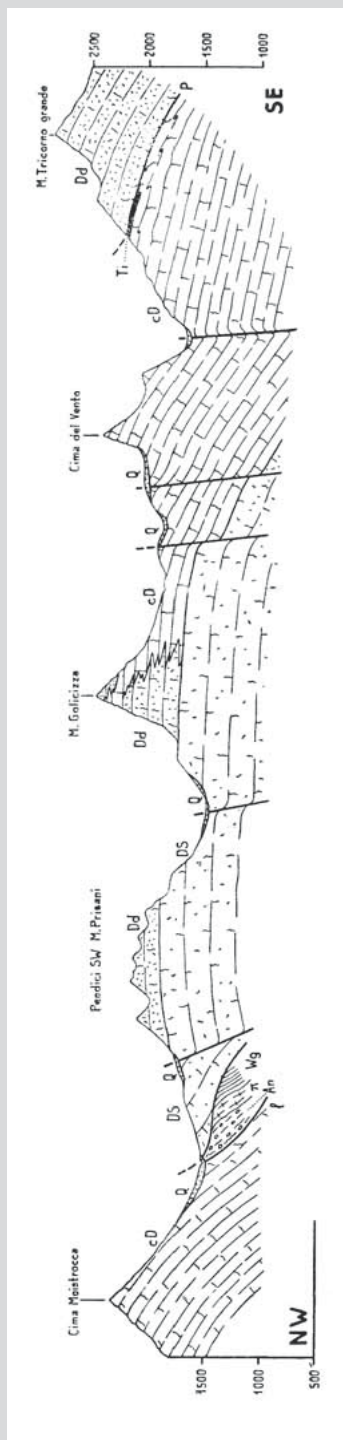
Le conche glaciocarsiche dei Kriški Podi ai piedi del Razor; sullo sfondo la caratteristica sommità del Tricorno (Triglav).

Nella pagina a fronte:

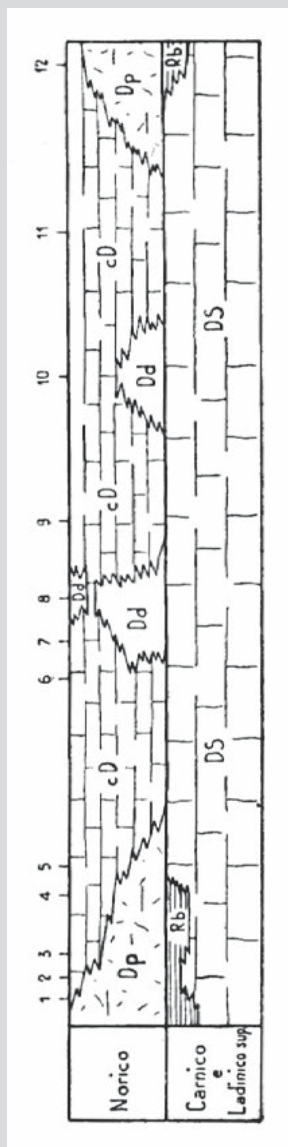
Sopra: la grandiosa parete Nord del Tricorno, alta più di mille metri e larga più di due chilometri. (foto Borut Kantušer)

Sotto: i calcari dolomitici massicci (Norico) della cupola sommitale del Triglav, che sovrastano per sovrascorrimento il Calcarea del Dachstein, esposto nella parete Nord.





Sezione geologica tra la Cima Moistrocca (Moistrovka) e il Tricorno (Triglav) (da SELLI, 1953). Legenda: **Q** - Alluvioni, morene e detriti di falda, Quaternario; **cD** - Calcari del Dachstein, Norico e Retico; **Ti** - Calcari rossastri e marne trasgressivi, Tortoniano (Giurassico sup.); **Dd** - Facies calcareo-dolomitica, Norico; **DS** - Dolomia dello Schlern, Ladinico sup. e Carnico; **Wg** - Arenarie e calcari lastroidi, Wengen (Ladinico); π - tufi e porfidi quarziferi (Ladinico); **An** - Conglomerati calcarei (Anisico).



Schema facies-tempo per indicare la distribuzione delle facies eteropiche calcareo-dolomitiche del Trias medio e sup. nell'alto bacino dell'Isonez e regioni contermini (da SELLI, 1953). Legenda: **Rb** - "Raibliano" (Carnico); **Dp** - Dolomia Principale; **cD** - Calcari del Dachstein; **Dd** - facies calcareo-dolomitica; **DS**: Dolomia dello Schlern. Legenda: 1. Mangart; 2. Ponze; 3. M. Poviz; 4. M. Carnizza; 5. ricoprimento del Mangart; 6. Grintavec; 7. Prisojnik; 8. Razor; 9. Pihavec e base del Triglav; 10. ricoprimento del Triglav; 11. Bohinj; 12 Idrija.



Le stratificazioni subverticali del Calcare del Dachstein del Grintauc (Bavški Grintavec). Il grande "piastrone" calcareo delle Giulie Orientali risulta infranto e corrugato dalle spinte orogenetiche, che hanno provocato l'accavallamento delle strutture rocciose. La catena del Grintauc si erge in corrispondenza della *linea di Mojstrovka*, la più importante di queste dislocazioni, la quale si estende dalla conca di Bovec, alla valle dell'Alta Sava.

(foto Gorazd Gorišek)



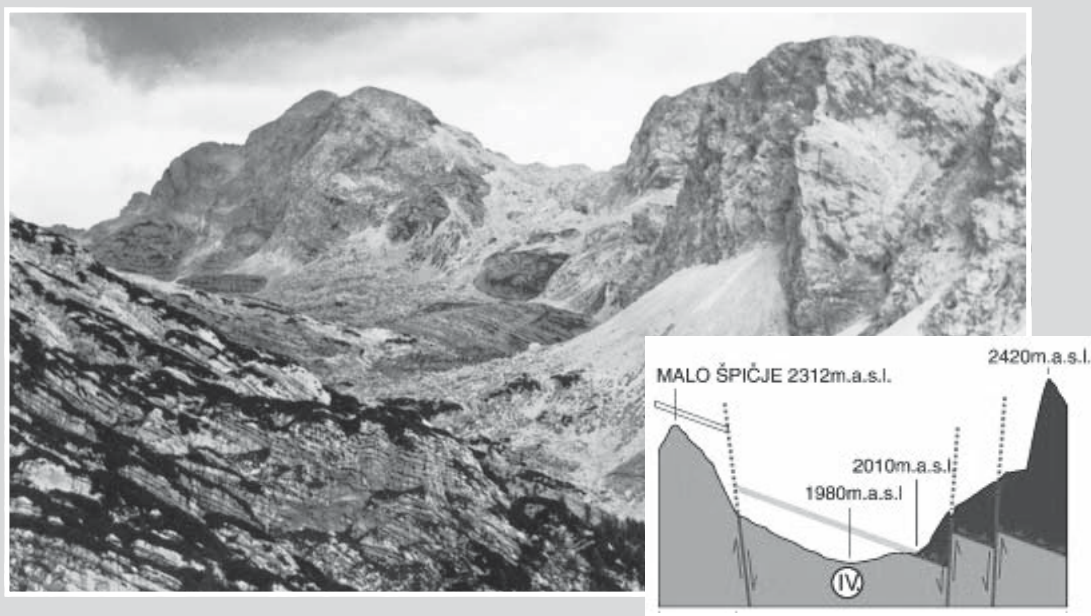
Veduta dalla cima del Tricorno (Triglav) sui desolati pianori carsici meridionali. Sono costituiti dalla facies calcareo-dolomitica del Norico, traslati sul più recente Calcare del Dachstein.

(foto Mario Galli)



Sopra: Veduta aerea della Valle dei Sette Laghi del Tricorno. A sinistra l'evidente fronte di sovrascorrimento dei calcari dolomitici massicci del Norico (la "faldina di Zlatna" di F. KOSSMAT 1913) sul più recente Calcarea del Dachstein stratificato dell'altopiano della Komna (la "faldina del Krn" dei geologi sloveni). Sovrasta la scena la caratteristica cupola del Triglav.

(foto Matevž Lenarčič)



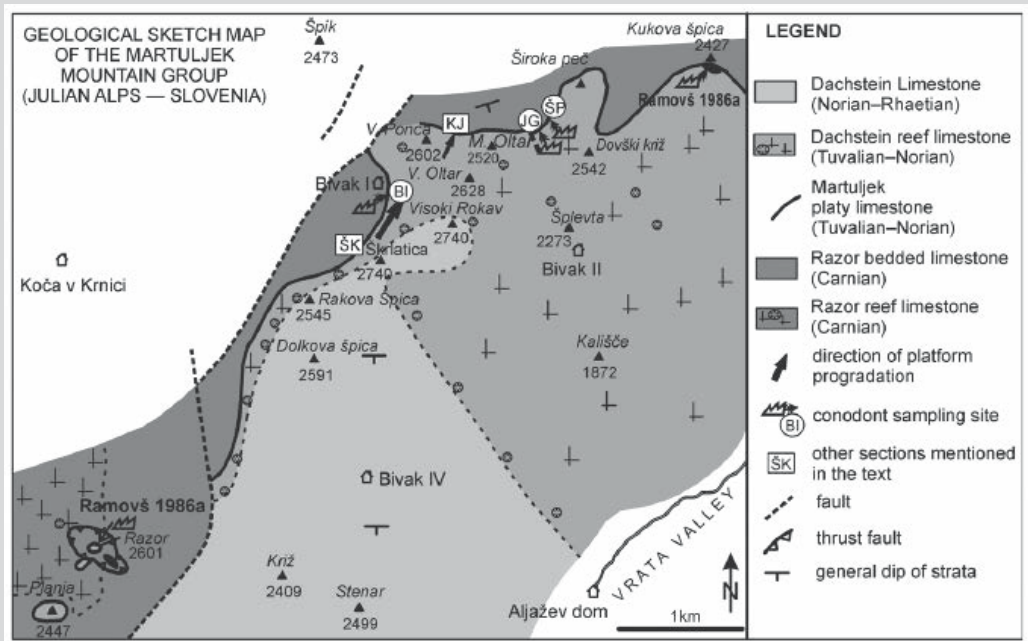
La Valle dei Sette Laghi del Tricorno all'altezza del Lago Verde (alla base dei ghiaioni); a destra le pareti della Zelnic, che costituiscono il fronte di sovrascorrimento.

(foto Mario Galli)

A fianco: Sezione geologica della Valle dei Sette Laghi nella zona della foto, tra le creste del Malo Špičje a sinistra, in Calcarea del Dachstein, e della Zelnic a destra, nei calcari dolomitici massicci del Norico. La sottile fascia interposta rappresenta la Formazione di Prehodavci (calcari rossastri e marne del Giurassico); interessanti le faglie subverticali che hanno dislocato il fronte di sovrascorrimento (da ŠMUC e ROŽIČ, 2009).



La mole imponente del Prisank (Prisojnik) costituita dalle dolomie massicce della facies calcareo-dolomitica del Norico. A sinistra la catena della Škrlatica.



Carta geologica schematica del gruppo di Martuljek (o della Škrlatica). Legenda: calcare del Dachstein; calcare del Dachstein di scogliera; calcare di Martuljek (*plattenkalk* fittamente laminato); calcare del Razor (calcare stratificato - Carnico inferiore); calcare del Razor (calcare di scogliera - Carnico inferiore). La parte sommitale del M. Razor è rappresentata come una struttura sovrascorsa (da CELARC e KOLAR-JURKOVŠEK, 2008).