

CENTRO STUDI DI PETROGRAFIA E GEOLOGIA DEL CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE
PRESSO L'UNIVERSITÀ DI PADOVA

MARIO CADROBBI

STUDIO GEOTETTONICO SUI MONTI A NORD DI ARCO (TRENTINO MERIDIONALE)

(Con 3 figure nel testo, 1 carta geologica e 2 tavole di sezioni)



PADOVA
SOCIETÀ COOPERATIVA TIPOGRAFICA
1958

* Vedi: MG 150

Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova

Volume XXI



PREFAZIONE

La zona contemplata nel présente studio, piuttosto limitata quanto a superficie, è compresa tra i seguenti limiti: a settentrione una linea condotta da Lundo in Giudicarie fino a Nord di Dro nella Valle del Sarca; la Val di Lomason, le falde meridionali del M. Misone e i dintorni di Ville del Monte e Tenno ad occidente; le pendici meridionali della regione montuosa da Tenno fino ad Arco a mezzodi e la Valle del Sarca ad oriente.

Essa comprende essenzialmente la catena del M. Biaina (1412) e del M. Brent (1545) con le sue terminazioni meridionali fino alla pianura di Arco e di Riva, nonchè la serie di alture minori che la affianca ad Est fino al Sarca tra Arco e Ceniga. Non ho esteso lo studio al M. Casale, che continua verso Nord la catena, per la sua tettonica relativamente più semplice, mentre vi ho compreso la dorsale di M. S. Pietro (1061) e, a scopo di collegamento, l'estremità meridionale del M. Misone. Quest'ultimo monte nel suo complesso non è stato incluso nel rilevamento, ritenendo che la sua tettonica fosse sufficientemente chiarita dai precedenti studi di altri Autori.

Scopo delle mie ricerche — come sarà meglio chiarito più avanti — era principalmente di rivedere attentamente la tettonica della zona in considerazione della divergenza venutasi a creare tra l'interpretazione ormai tradizionale e nuove vedute sorte circa la genesi e natura delle strutture comprese tra l'Adige e la « linea delle Giudicarie », quindi anche di quelle relative all'area in esame.

Durante la parentesi della mia forzata assenza da Padova, mentre insegnavo al Liceo di Riva del Garda, avevo avviato delle ricerche su parte della zona in questione.

Ma non mi sarebbe stato possibile portare a compimento lo studio senza l'aiuto del contributo fornitomi dal Centro di Studio per la Petrografia e Geologia del Consiglio Nazionale delle Ricerche.

Perciò desidero esprimere qui il mio vivo ringraziamento ai Proff. ANGELO BIANCHI e GIAMBATTISTA DAL PIAZ, Direttori del Centro stesso, per la sollecitudine e generosità con la quale hanno reso possibile la pubblicazione di questo studio, ed insieme con Loro all'Ecc. Prof. GIORGIO DAL PIAZ per l'incoraggiamento e l'incitamento datimi e per i preziosi consigli.

Padova, 20 luglio 1958.

*Istituto di Geologia dell'Università e Centro di Studio per la Petrografia e la Geologia del
Consiglio Nazionale delle Ricerche.*

SERIE DEI TERRENI E LORO DISTRIBUZIONE

La serie stratigrafica nella zona qui presa in esame non presenta sicuramente termini più antichi del Retico. Si sviluppa essenzialmente nel Giurese, con limitati lembi di Cretaceo e dell'Eocene prevalentemente lungo l'orlo meridionale del gruppo montuoso. Discreta varietà vi presentano infine i terreni quaternari, pur sempre nei limiti delle usuali manifestazioni.

MESOZOICO

TRIAS

RETICO - DOLOMIA RETICA.

Essa fa la sua comparsa unicamente sul fianco destro della Val del Sarca cominciando a spuntare da sotto le conoidi detritiche alla base delle precipiti pareti, circa un chilometro a Nord del ponte di Dro, via via alzandosi verso Nord, cosicchè all'estremità settentrionale della nostra carta geologica il suo limite superiore può arrivare a 6-700 metri di quota. Un maggiore sviluppo in quota, se non planimetrico, essa raggiunge probabilmente nella porzione inferiore delle altissime pareti del monte Casale e, forse, degli enormi appicchi del monte Misone sopra la Val di Lomasone. Trattasi però di località limitrofe a Nord e ad Ovest, ma ormai fuori dei limiti della nostra zona.

Anche chi scrive ha creduto a lungo alla presenza del Retico superiore nelle pareti rocciose sotto M. Anglone, che affiorando dai detriti circa all'altezza del ponte di Dro avrebbe progressivamente raggiunto quote maggiori nel suo procedere verso N.

La successione delle varietà litologiche osservata lungo il sentiero che sale in roccia dalla base della parete fino in Anglone non contrastava con questo presupposto, sebbene spesso la roccia ricordasse piuttosto certi aspetti del Dogger. La presenza di numerose faglie (una con dir. N 30° E, incl. 70° W), diaclasi, zone brecciate osservabili lungo la salita non permetteva del resto d'attribuire alla successione litologica valore stratigrafico.

Ma il riconoscimento riuscito recentissimamente, ad W di q. 201 (S. Abbondio), d'una piega a ginocchio rovesciato, che sarà descritta più avanti, fa ritenere che nella parete in parola non si abbia Retico, ma Dogger o zone di passaggio dal Lias al Dogger.

Il Retico superiore resta così limitato alla base delle pareti sotto q. 535 - Le Coste e delle pareti E del Brent; e si distingue per la stratificazione molto meno evidente dai sovrastanti Calcari grigi del Lias.

Devo notare che preferisco conservare il termine Dolomia Retica o Retico superiore anzitutto perchè non trovo una ragione per allontanarsi dal criterio usato dagli A. che precedentemente si sono occupati della regione tra la linea delle Giudicarie e il Sarca (TRENER e TREVISAN) e perchè il gruppo del Biaina - Brent - Casale, anche se marginalmente, certamente appartiene ancora alle propaggini meridionali del gruppo di Brenta ed alle Giudicarie, anzichè alla catena che segue ad Est (Bondone - Stivo). Trattasi in sostanza del complesso dolomitico (e calcareo) sovrapposto al Retico inferiore di facies marnosa.

Certamente non si vuole escludere con ciò che i termini superiori di questo complesso possano spettare cronologicamente già al Lias; ma anzitutto ciò non è provato, e siccome non è stato trovato sinora ed è poco probabile che si trovi qualche cosa di simile al « banco limite a bivalvi » che permise al KRONECKER (1910) nelle Prealpi Bergamasche di fissare, netta, la base dell'Hettangiano sopra la Dolomia a Conchodon del Retico, chi scrive ritiene più giusto, non dimenticando le possibilità di distinzione sul terreno e nella cartografia, di indicare semplicemente come Dolomia Retica tutto il complesso dolomitico sottostante ai calcari sicuramente liassici.

E se è lecito un riferimento a distanza certo non trascurabile, tale conclusione è in certo modo confortata dal fatto che anche ricercatori recenti (POLLINI (1955) e CUZZI (1957)) sempre basandosi sul « banco a bivalvi », hanno posto in evidenza in Val Brembana che passando dal Retico superiore al Lias si ha un netto cambiamento di facies da dolomitica a calcarea, calcareo-marnosa con selce.

Non conosciamo la base della Dolomia Retica che non affiora nella zona, nè potrebbe affiorare mancando un sufficiente spessore d'affioramento. Non si può escludere del resto che trovandoci già vicino allo Stivo (e alla Val d'Adige) non esista ormai più il Retico inferiore in facies marnosa, cosicchè la Dolomia Norica continuerebbe senza apparenti interruzioni nella Dolomia Retica.

GIURESE

L I A S .

Il Lias è presente con sicurezza quasi unicamente nell'angolo Nord-Est del rilevamento, lungo tutto il fianco di monte Anglone (sotto S. Giovanni) sotto i 7-800 metri di quota. Oltre q. 535, verso Nord, esso continua come fascia planimetricamente ristretta, per le pareti a picco sotto le Coste, coronato in alto dal Dogger; e più oltre — sempre tra la Dolomia Retica alla base ed il Dogger delle cime — prosegue per la grande parete rocciosa del Brent. I limiti tracciati sono qui approssimativi per l'impraticabilità del terreno e perchè veniamo a trovarci nella continuazione della piega faglia S. Giovanni - le Coste - Brent, che complica le cose.

Nella parte meridionale di S. Giovanni verso Semonte, tra il morenico e il detrito di falda si hanno alcune plaghe d'affioramento di roccia, che ho ritenuto più verosimile riferire al Lias. E' un calcare di color grigio verso il giallo nocciola, compatto - cristallino alla frattura, tuttavia alla percussione un po' più sordo del tipico Dogger, e alquanto appannante. E' verosimile che si tratti di alcuni strati al limite tra Lias e Dogger, che per

la quasi assoluta concordanza della pendenza col pendio del terreno si mantengono monotoni rendendo impossibile di trovare un confine netto.

Infine una zona molto stretta di Lias forma la parte basale delle pareti in fianco destro della Val di Lomasone, sotto M. Blestone-Prai da Gom e Dosso della Vecchia ⁽¹⁾, qui in contatto tettonico col Dogger fagliato dell'alta Val di Lomasone.

Rilevo qui solo brevemente che in tal modo la distribuzione del Lias nella zona si è ridotta notevolmente in confronto di quanto indicavano le carte geologiche precedenti, il che sarà meglio chiarito venendosi a parlare del Dogger.

Sono rimasto per la verità a lungo in dubbio su quello che si dovesse attribuire al Dogger o non piuttosto al Lias e quindi sui limiti da assegnare alle due formazioni. Ma quando ho potuto vedere come in Anglone il Lias compaia così tipicamente nella nota facies dei Calcari grigi, non ho più dubitato di considerare Dogger tutto il complesso sovrastante, non solo quando chiaramente in facies di Calcari gialli, ma anche quando biancastri o verso il nocciola, però marmorei cristallini e poco o punto appannanti. Unico criterio che permetta del resto una pratica separazione sul terreno ed al quale s'è attenuto in linea di principio anche il TREVISAN.

Il Lias — come può osservarsi in Anglone e salendo per il sentiero che da Anglone porta a S. Giovanni — si presenta litologicamente del tutto simile ai Calcari grigi del Veneto, come si incontrano p. es. in Val d'Adige: calcare più o meno marnoso, decisamente appannante, di color grigio intenso, ma non molto scuro. Nella parte superiore del complesso compaiono dei banchi grigi con vene bianche (non ho trovato però un vero calcare a *Lithotis*, come in Val Lagarina) ed il calcare si fa via via meno appannante, meno marnoso e più cristallino, conservando sempre però la colorazione grigia. Da ultimo — verso il limite col Dogger — nel color grigio compaiono dei riflessi gialli.

La potenza dei Calcari grigi, così delimitati, si può stimare di circa 200 metri, forse meno; alquanto inferiore ma non troppo in disaccordo con quella che essi hanno in Val d'Adige.

Nei confronti del Lias di facies giudicariense, quale si ha ad Ovest della linea di Ballino, essi differiscono invece assolutamente per l'assenza di selce, così comune ed anche molto abbondante in quello. Mancando affioramenti di Lias nel resto della zona da me rilevata e non conoscendo il Lias del M. Misone, non posso dire se questa differenza si presenti effettivamente con un brusco salto in corrispondenza della linea di Ballino, o non si svolga attraverso transizioni, come p. es. si può dire succeda nel Dogger.

Secondo il TRENER però il Lias può presentarsi nella facies giudicariense anche ad Est della linea di Ballino (vedi pag. 28).

GIURESE MEDIO - DOGGER.

Dal confronto con le carte geologiche precedenti risulta evidente la molto maggior estensione data al Dogger sia riguardo alla carta geologica del VACEK (1903), sia rispetto alla carta geologica delle Tre Venezie, Foglio Riva (1948).

Sebbene, ripetiamo, lo scopo del presente studio fosse eminentemente tettonico, considerata tuttavia la grande prevalenza dei terreni del Dogger nelle rocce affioranti

⁽¹⁾ Secondo la carta topografica, ma il nome esatto è Doss de l'Avéz.

entro tutta l'area rilevata, merita che si spenda qualche parola per porre in chiaro quali criteri siano stati di guida nell'attribuire i terreni al Dogger od al Lias e nello stabilire un limite pratico, sia pur convenzionale, tra Lias e Dogger.

Da un lato mi sono attenuto al criterio che altra volta mi aveva guidato in Val d'Adige: assegnare al Dogger non solo i calcari nettamente gialli (negli strati più alti addirittura giallo-mais) altamente cristallini, molto spesso oolitici, ma anche gli strati (meglio banchi, perchè spesso notiamo una stratificazione molto larga e poco evidente tale da conferire alla roccia un aspetto bloccoso) con colorazioni giallo chiare fino a giallo-avorio e con struttura, anche se non più altamente cristallina, minutamente cristallina o compatto cristallina marmorea (il che non esclude quella oolitica come talora mostrano le superficie alterate). Mentre quando nella serie discendente cominciano a presentarsi toni grigi e un po' di marnosità con relativo appannamento, si può ammettere di passare al complesso dei Calcari grigi del Lias.

D'altro canto — per non creare divergenze troppo forti con l'interpretazione degli Autori che si sono occupati della regione — ho cominciato da quelle zone che, senza discussione, anch'essi avevano indicato come Dogger. Visto l'accordo di massima sui tipi litologici ⁽¹⁾ e procedendo con maggiore tranquillità, sono stato portato, oltre che a dare una molto maggior estensione in superficie al Dogger, ad attribuire allo stesso una potenza di 400-450 m.

A ciò sono stato confortato:

1) dalla buona corrispondenza — talora sorprendente — con i dati di affioramento sul terreno, che si ottiene introducendo nelle sezioni questo spessore del Dogger congiuntamente con le misure d'inclinazione in loco;

2) anche più forse dal fatto che sulla cima del Biaina (q. 1411) abbiamo certamente Dogger, anche se non lontano dal limite al Giurese superiore come starebbero ad indicare certi riflessi e fiamme rosse che si mostrano nella pasta dei calcari gialli; d'altra parte alla base della parete Nord di q. 1411 troviamo dei grossi banchi (anche oltre 10 m. di spessore) di un calcare giallo chiaro compatto-cristallino che non lascia dubbio sulla sua riferibilità al Dogger. L'altitudine è circa 1000 metri, dalla cima il dislivello è di oltre 400 metri, e non è detto che si tratti ancora della base del Dogger; il detrito di falda che maschera più in basso la roccia non permette nè di affermarlo, nè di negarlo.

La potenza ora detta differisce notevolmente da quella introdotta dal TREVISAN nei suoi Profili tettonici della Bassa Sarca, dove il Dogger ha uno spessore inferiore ai 200 m. Considerando invece la potenza complessiva del Lias-Giura, si ritrova un accordo pressochè perfetto:

200 m. di Lias + 400 m. di Dogger nelle mie sezioni;

700 m. complessivi tra Lias e Dogger nelle sezioni della Bassa Sarca, e

600-500 m. complessivi tra Lias e Dogger nelle sezioni dei dintorni di Trento del TREVISAN (1941 a e 1941 b).

⁽¹⁾ Noto che il TREVISAN nelle note di stratigrafia ai «Profili tettonici nella regione della Bassa Sarca» (1941) per il Dogger parla di «calcari gialli e banchi di calcare bianco alla base; calcari compatti e oolitici color grigio nocciola; calcari oolitici giallastri e gialli». Per il Lias di «Calcari grigi (facies veneta)».

La potenza indicata dal TRENER (1909, pag. 168) per il Dogger delle Giudicarie, si avvicina già un po' di più a quella da me attribuitagli.

Devo però fare osservare che, una volta d'accordo sui criteri di riferimento a Lias o Dogger in base ai caratteri litologici sopraesposti, non è possibile limitare l'estensione del Dogger alle sole zone segnate nella carta precedente, come non è possibile considerare Dogger i soli 150-200 m. superiori della serie, perchè non mi è riuscito di trovare sensibili differenze con la metà sottostante.

Non gioverebbe nascondersi che è ben possibile — e forse più che possibile — che una porzione, la inferiore, del Dogger così delimitato possa appartenere ancora, da un punto di vista strettamente cronologico, al Lias. Potrebbe darsi che fortunati rinvenimenti paleontologici lungo questo o quel profilo naturale ne fornissero la documentazione, che oggi ci manca. Ma penso che anche allora sarebbe ben difficile tracciare i limiti nella uniformità litologica del complesso, sicchè sono convinto, che l'unica distinzione pratica che si possa seguire nel rilevamento sul terreno, sia quella ora indicata.

La facies del Dogger nella zona in esame è dunque in linea generale quella veneta, o meglio veronese (e di Val d'Adige). Molto in generale si può dire che vi si trovano comunemente anche se non frequentissimi (S. Pietro, tra Padaro e Mandrea, Doss de l'Avéz, Tovo) i soliti peduncoli di Crinoidi (*Pentacrinus*) e Terebratule e Rinconelle (*Rhynch. clesiana* Leps), talora addirittura in lumachella.

Desidero però precisare qualche differenza nei confronti della facies veronese, perchè mi sembra non priva d'importanza.

Anzitutto si nota la silice, che non risulta presente nel veronese, nè ho mai potuto osservare in Val d'Adige. Non è raro incontrarla invece, anche se non molto abbondante, nella nostra zona, in quella parte del Dogger che ha stratificazione di minor spessore, sotto forma di inclusi, lenti, focacce. La silice è biancastra o con colorazioni chiare.

Sul fianco occidentale di M. Brent — senza alcun dubbio entro il complesso del Dogger — s'incontra un calcare diverso dal tipo dominante: biancastro, essenzialmente bianco-calce con appena una tendenza verso il giallo. L'ho osservato sui due lati della valletta di M.ga Vigo tra q. 1201 e Blestone, e in continuazione verso Nord — intorno ai 1200 di quota — fin sul fianco sinistro della Val di Padernione, al limite settentrionale della carta geologica.

Il livello non sembra avere grande potenza, si mantiene a lungo in superficie a causa della pochissima differenza tra inclinazione degli strati e pendio del terreno.

Una facies di particolare rilievo è quella che chiamerei « del Tovo » che affiora molto bene lungo la mulattiera dal Tovo ai Gorgi. Da calcari gialli abbastanza tipici si passa a calcare grigio-ferro, terreo, che conserva per granulosità e cristallinità in parte l'aspetto solito ed alterna anche con strati di calcari gialli. Procedendo in serie discendente si inseriscono sempre più delle intercalazioni marnose fogliettate, fino a rappresentare metà dello spessore complessivo. Il calcare interpostovi ha ancora aspetto di Dogger giallo-grigio però un po' marnoso, appannante e anche alla percussione un po' più sordo. Dagli interstrati marnosi si genera uno sfaticcio argilloso tale, che se si incontrassero isolatamente questi termini, si penserebbe a Lias e non a Dogger; ma qui la posizione

stratigrafica, tra il Dogger (e il soprastante Titoniano) di Doss de l'Avéz e altro Dogger sottostante, non lascia dubbi. Più avanti si ritrovano strati con pasta tipica di Calcari gialli. E si continua così in questo calcare con interstrati marnosi fino al Tovo; entrando sui prati del Tovo, a strati color grigio-ferro si alternano altri a colorazione mista: grigio-ferro e giallo. Tale facies continua fino alla Croce del Tovo; vi succede — in serie discendente — ora la facies normale, a stratificazione più grossa, bloccosa.

Qualche ulteriore luce si può ottenere attraversando il prolungamento verso Nord della dorsale di M. S. Pietro, da q. 964 a Treni. La serie è discendente: Giurese Superiore — Calcari gialli tipici — Calcare grigio-scuro, compatto-cristallino, ben stratificato (oltrepassato lo spartiacque verso Treni) — Dogger chiaro, giallo chiaro-avorio, marmoreo, meno ben stratificato, a grossi banchi. La potenza del calcare grigio-scuro si può stimare da 60 a 80 m.

Come conferma anche il raffronto con la serie sottostante al Titoniano di Doss de l'Avéz, si può concludere che — dove si presenta — questa facies del Tovo occupa la parte più alta del Dogger, separata di nuovo dal Titoniano da strati (qualche decina di metri, ritengo) di facies veneta.

Confrontando tra loro gli aspetti localmente un po' diversi, ma fondamentalmente riferibili ad un tipo, della facies del Tovo, in particolare quello sopra Treni, si vede che essa presenta molta somiglianza con gli strati della rupe sottostante a Castel Tenno: calcare ben stratificato, senza fossili, asprigno alla rottura, color grigio-ferro freddo. I rapporti stratigrafici sono pure uguali: questo calcare è regolarmente sovrapposto ai calcari gialli del Bussé (alla chiesa di Tenno) e sormontato da lieve spessore di calcari gialli, da cui si passa al Titoniano che scende verso la Cascata del Varone.

Una variazione della facies si può forse notare in Vespana (3/4 Km. più a nord sulle propaggini settentrionali di M. S. Pietro). Da Treni andando a Vespana si passa da: Calcari gialli chiari a calcari nocciola - calcari grigio scuri tipo Castel Tenno, talora zonati e a straterelli, scistosi - calcare compatto simile quasi a Maiolica del Cretaceo - calcari gialli un po' rosati - Titoniano.

Penso che appunto quel calcare compatto, che preso a sè può lasciare in dubbio tra Lias o Maiolica, abbia potuto indurre a ritenere che tutta la parte sommitale del M. S. Pietro sia formata dal Cretaceo, come indicato sul Foglio Riva. In realtà si tratta di Dogger mentre il Cretaceo inferiore compare appena in una stretta zona alle falde nord-occidentali, come vedremo in seguito.

Interessante e istruttivo può essere quanto si osserva sul fianco NE di q. 1146 (a Nord dei Gorghi): procedendo da Dogger tipico cristallino-giallo si incontrano passaggi alla facies del Tovo (che decisamente si presenta più in basso e a Nord) nel senso che la pasta pur rimanendo quella abituale, volge un po' al color grigio includendo delle chiazze tendenti al cinereo-violaceo. La stessa porzione cristallina del calcare mostra d'avere una certa componente marnosa e probabilmente vi sono già intercalazioni marnose, sebbene non le abbia viste.

Infine a q. 863 che appartiene ad una stretta zolla fagliata tra il fianco del M. Misone e la « linea di Ballino », e nella quale in generale dominano i Calcari gialli, in posizione stratigraficamente ormai poco lontana dal Titoniano che compare un po' più a Nord, troviamo un calcare con pasta e cristallinità nettamente di Dogger, *ma molto ricco*

di silice e di tono grigio-ceruleo. Tale aspetto ricorda più che tutto quello del Dogger più alto della facies giudicariense, vicino al Selcifero, o addirittura del Selcifero stesso. Risulta dunque che ancora al di qua (Est) della linea di Ballino, sebbene in tutta prossimità della medesima, si hanno prodromi di quella formazione del Selcifero di facies giudicariense - bresciana che tanta potenza poi assume nei monti ad W di Ballino.

Qual'è l'area di distribuzione di questa facies del Tovo? Anzitutto dal Tovo, per il fianco sinistro di Doss de l'Avéz, fino ai Gorgi e fianco W di q. 1146. Più oltre si ritrova ancora verso Pozza Bella, la radura a pascolo ad W dei Prai da Gom fra q. 1084 e q. 1061: questo è anzi il *punto più settentrionale* in cui si è riscontrata. Poi più limitatamente sul fianco sinistro della Val del Tovo (qui forse scambiata per Lias dagli Autori delle carte precedenti). Ancora, da q. 788 per Vespana e oltre nella parete rocciosa orientale del M. S. Pietro. Riappare nel fianco orientale di M. Pozze ⁽¹⁾ con calcari compatto-cristallini a grana minuta, giallo-grigi con chiazze grigio-violacee, a straterelli, alterazione terrosa, dove in coincidenza con la disposizione a franapoggio quasi collimante col pendio s'è determinata quella formazione, misto di breccia di versante e soliflusso, che ho contraddistinto sulla carta.

Infine nel fianco occidentale di M. Pozze si è passati alla facies di Castel Tenno, che oltre che al castello si trova in vari punti alle Ville del Monte, e sopra.

Ad Est della dorsale principale Biaina-Brent in generale non si trova più la facies del Tovo. Fa eccezione un'area limitata, ad W di q. 694 (Mandrea) tra 760 e 900 quota, sottostante alla faglia le Teste-Biaina, dove si presenta come calcare del tipo Dogger, giallo e grigio fino a violaceo-rosato, anche a straterelli e con sottili intercalazioni scistose marnoso-arenacee.

Più ad Est (zone di Padaro, Laghel, Chiarano, Arco) non si trova più traccia di questa facies, il Dogger è tutto di tipo veneto.

Quanto ho esposto intenzionalmente con maggior ricchezza di particolari porterebbe a modificare la concezione tradizionale sulla linea di Ballino, che non corrisponderebbe più ad un brusco salto di facies tra la giudicariense ad Ovest e la veronese ad Est, mentre l'intera zona compresa fra la linea di Ballino e la Valle del Sarca, come ci insegnano le osservazioni sul Dogger — pure presentandosi in prima approssimazione in facies veronese — va assumendo per ripetuti segni il carattere di una zona di transizione dall'una all'altra facies.

Partendo dalle premesse indicate e nel corso del rilevamento ho dovuto estendere le aree a Dogger molto più che non risultasse sia dalla carta austriaca sia dal Foglio Riva.

Così sono divenuti Dogger: una zona segnata Lias compresa fra il Dogger del fianco occidentale del Brent e il Dogger del S. Martino, e più a Sud un'altro piccolo lembo intorno a q. 1046 (ad W di S. Giovanni), che sembra dovuto ad una svista, non essendo verosimile questa isola di Lias a contatto del Titoniano entro una serie completa dal Lias fino all'Eocene; tutta la dorsale del Biaina e di Nanzone, e non solamente le cime, compreso il fianco orientale del Biaina; quasi interamente la dorsale da Tenno per M. S. Pietro fin oltre Vespana; tutta la catena di M. Brent anche ad Est della faglia di S. Giovanni, escluse solo le pareti a picco sulla Val del Sarca (è strano che fosse posta in Lias, se

⁽¹⁾ Nella topografica, per errore; ma il nome locale è Doss Dari.

traversandone e percorrendone la cresta si incontrano tipici Calcari gialli a Crinoidi). Ed ancora la terrazza di le Coste, a NNE di S. Giovanni, dopochè fu constatata la presenza della piega-faglia delle Coste, che riporta in basso il Dogger.

Gradualmente infine mi sono convinto che nemmeno nelle parti inferiori della Val del Tovo esiste il Lias, ma il Dogger. L'impressione a prima vista può essere tutt'altra ma lo studio di dettaglio dei rapporti stratigrafici e tettonici porta a questa conclusione.

GIURESE SUPERIORE.

Verso l'alto dai calcari del Dogger di color giallo fino a giallo intenso si passa ad altri strati nei quali compaiono fiamme, chiazze, sfumature di color rosa o rosso vivo, poi l'intera massa del calcare assumendo una colorazione da rosa vivo fino a rosso carne; la roccia è fortemente cristallina, subsaccaroide.

Siamo nel cosiddetto « incarnato », la cui potenza nella nostra zona è certo molto modesta; si può valutare ad alcuni metri, meno di una decina.

Non è quindi possibile tenerlo distinto sulla carta dal Titoniano. Anzi a Sud di Ceniga, sulla sinistra del Sarca all'estremità dello sprone che viene da Preda tra calcari gialli tipici e il selcifero rosso (alla base del Titoniano) ho potuto osservare solo un metro di calcari rosati.

Si può considerare come una facies un po' diversa quella che si presenta nella zona di Mandrea (dove sono praticate alcune cave) e a Sud di Padaro (Baone): calcari ben stratificati minutamente cristallino-compatti, marmorei, con bellissime colorazioni che passano dal giallo intenso per l'arancione all'incarnato, pure con zonature. Mi risulta — per quanto non abbia potuto verificarlo ovunque, con accuratezza — che dove si ha questa facies, manca il livello del Selcifero, e si passa direttamente al Titoniano calcareo; per cui può darsi che essa non sia stratigraficamente equivalente all'incarnato, ma appartenga, o si estenda in parte, a un livello superiore.

Circa l'età dell'« incarnato » non abbiamo documentazioni paleontologiche per la Valle del Sarca. Per analogia con la Val d'Adige pare che questi calcari rosati, interessando eventualmente anche il Batoniano, dovrebbero corrispondere in massima ai primi piani del Giurese superiore fino all'Oxfordiano, forse giungendo al limite con il Kimmeridgiano ⁽¹⁾.

In Val Lagarina (localmente, non ovunque) è stato trovato il *Peltoceras transversarium* Quenst. in calcare forse non dissimile. Per di più in singole località esiste ivi ben individuato il livello ad *Aspidoceras acanthicum* Opp. del Kimmeridgiano, sotto al Titoniano (TRENER 1910, v. PIA 1919). Ma nella zona di Arco non sono finora state possibili tali distinzioni.

L'incarnato starebbe qui a rappresentare, in serie molto ridotta, tutto l'intervallo tra la fine del Dogger e la base del Titoniano? Per la verità non si scorgono segni di trasgressione tra di esso e quest'ultimo.

La serie dei terreni giuresi è chiusa dal
Titoniano con i noti calcari ammonitici rosso e bianco, nodulari e poi marmorei, che ali-

(1) Si veda verso la fine del paragrafo quanto è detto circa la posizione stratigrafica del « Selcifero ».

mentano le cave sopra Vigne e Chiarano. Non mi è sembrato che si possa fare sempre chiaramente la distinzione fra Titoniano rosso e Titoniano bianco, ma può dipendere dal fatto che ben raro è il caso di trovare affiorante una serie completa in giacitura tranquilla.

Generalmente (vedi sopra le eccezioni) alla base del Titoniano s. l. sta un livello di calcare fortemente selcifero ⁽¹⁾ per selce diffusa e per la presenza di straterelli di silice, che in certi punti può costituire interamente la roccia; il colore è rosso mattone - rosso scuro, all'alterazione la roccia può presentarsi nerastra, rugginosa. Superiormente facendosi più compatto e a stratificazione più larga (fino a qualche decimetro), sempre di colore rosso e ancora con inclusi silicei in lenti o straterelli, ricorda i cosiddetti Strati ad Aptici delle Giudicarie.

Nel complesso questo livello a selci — pure essendo presente anche in Val Lagarina — mi pare risponda meglio qui, anche se in proporzioni molto ridotte, a quel Selcifero coi sovrastanti Strati ad Aptici che tanto maggior spessore assume nei monti ad Ovest di Ballino e del Garda; e ciò sia per l'aspetto esteriore, sia per una potenza alquanto maggiore di quella di Val d'Adige, dove secondo il VACEK non ha più di 2-3 metri di spessore (1899 e 1911).

Nella stessa nostra zona (da 8 a 10 metri a NW di Varignano, da 6 a 7 metri a S di Ceniga) sembra si scorga una diminuzione di potenza da W verso E.

Riporto qui le successioni che si osservano nei due punti indicati:

1) a NW di Varignano - E di Noino:

Titoniano bianco.

Titoniano rosso e rosa.

Strati ad Aptici e Selcifero rosso e rugginoso.

Calcare molto cristallino, giallo rossastro vivo.

2) a S di Ceniga:

Titoniano rosa.

(Detriti).

Calcare rosso nodulare ammonitico: 7-8 metri.

Calcare rosso, più chiaro del seguente, a strati di fino a qualche decimetro, con interstrati sottili e scagliosi; inclusi silicei in lenti o straterelli: 4-5 metri.

Calcare fortemente selcifero, selce diffusa e in straterelli; a strati sottili (di qualche cm.) di colore rosso mattone - rosso scuro, cristallino: 6-7 metri.

Banco di calcare marmoreo, cristallino, rosso incarnato variegato di giallo e di violaceo.

Premesso che i primi strati del Titoniano sovrastanti al Selcifero hanno in generale aspetto nodulare, anche ad Est del Sarca, non mi sembra tuttavia che si possa ancora parlare di una formazione clastica. Perciò non credo privo di interesse quello che mi è venuto d'osservare in vari punti sopra il selcifero:

a N di Varignano a circa 260 q., rocce sotto q. 368: Titoniano rosso con struttura nodulare-brecciata;

base dello sperone roccioso subito a S di Noino di Sotto: nel Titoniano porzioni brecciose, clastiche;

⁽¹⁾ V. nota precedente.

ad W di Cima Nanzone un po' sopra gli 800 q.: Titoniano nodulare - brecciato rosso cinabro, con selce;

a S di Ceniga, spigolo sulla destra del Sarca: Titoniano rosso nodulare - brecciato (forse meno evidente dei precedenti).

Più significativi ancora questi due ultimi ritrovamenti:

1) Nella Val del Tovo poco a S di Noino di Sopra, subito sulla sinistra della mulattiera affiora un calcare rosso selcifero scistoso (del tipo degli strati ad Aptici) sormontato da calcare rosso nodulare che *in certi punti ha veramente aspetto di conglomerato*.

2) Alla testata della Val del Tovo a circa 960 m. s. m., sotto Cima Nanzone in un grosso blocco di frana di Titoniano (deve provenire dal lembo in struttura sinclinale aderente alle pareti di Nanzone) si avverte una netta struttura di breccia - conglomerato grossolani.

Questi dati di fatto permettono di pensare che la formazione nota come « Conglomerato di Ballino » (TRENER 1909, SCHWINNER 1918) non rimane un fenomeno circoscritto alla linea medesima.

Volendo anche trascurare come poco caratteristico il dato di Ceniga vediamo che la predetta formazione, sia pure in forma attenuata, si rende avvertibile almeno fino alla linea del Tovo, così come d'altra parte ebbi a segnalarne l'equivalente (1944) nella catena Cadria - Corno di Lomar ad W della linea di Ballino. E dovendosi ritenere contemporaneo il fenomeno della formazione di questa breccia, come essa si trova qui alla base del Titoniano (s. l.), e di là dalla « linea di Ballino », tra il livello più alto del Selcifero e la base della Maiolica, abbiamo l'indiretta conferma che la Maiolica lombarda comprende — negli strati basali — i piani più alti del Giurese Superiore; tuttavia questa porzione non è differenziabile nè litologicamente nè cartograficamente dalla rimanente parte, che spetta al Cretaceo.

Quanto all'età del Selcifero e strati ad Aptici, mentre il VACEK (1899 e 1911) lo poneva direttamente alla base del Titoniano e ammetteva gli strati ad *A. acanthicum* come ad esso sottostanti, il DAL PIAZ G. (1907) per primo stabilì nelle Alpi Feltrine che esso sottostava al Kimmeridgiano degli strati ad *A. acanthicum* ed era da considerarsi l'equivalente del Sequaniano, essendo a sua volta sovrapposto all'Oxfordiano.

Più recentemente, per la Val d'Adige, l'altopiano di Lavarone, i Sette Comuni, il Veronese, altri Autori (TRENER 1910, 1911; v. PIA 1919) confermano pienamente questa tesi.

Quando il Selcifero dunque è rappresentato da un complesso di pochi metri di potenza — come da noi — si può considerare ben definita la sua posizione stratigrafica. (Là dove, come in Giudicarie, assume una potenza molte e molte volte superiore è pensabile che comprenda verso il basso altri piani del Malm, forse interessando anche il Dogger).

Di conseguenza l'incarnato viene a terminare superiormente con l'Oxfordiano, ma in quelle zone dove manca la formazione selcifera (v. sopra) è logico pensare si spinga — con quei calcari marmorei giallo - arancio - rossi — fino al Kimmeridgiano. Questo infatti forma un unico complesso — il calcare nodulare ammonitico — con il Titoniano s. s., dal quale è in genere poco sicuramente distinguibile su base puramente litologica.

Osservo a tale proposito che anche il PIA (Op. cit.) mette in rilievo che nella regione Lessinea settentrionale il Selcifero col procedere da Nord verso Sud va sparendo, cosicchè non esiste più limite netto fra i calcari rossi inferiori e quelli superiori.

Ritornando alle formazioni breccioso-conglomeratiche poste qui e là immediatamente al di sopra del livello selcifero, la loro età verrebbe a cadere alla fine del Sequaniano o nello stesso Kimmeridgiano inferiore.

E tenendo presente la segnalazione ancora del PIA (Op. cit.) che all'estremità meridionale dei Sette Comuni, sopra Grigno e Primolano il Selcifero è più ricco di materiale elastico e raggiunge una potenza molto superiore che in Val d'Adige (oltre 10 metri) possiamo constatare due cose:

1) la presenza di formazioni elastiche assume il carattere di un fenomeno più esteso, non limitato alla zona di Ballino;

2) ai due lati estremi del seno dell'Adige (*Etschbucht* auct.) il Selcifero si mostra con caratteristiche più somiglianti. Secondo l'interpretazione più probabile (SCHWINNER 1918, PIA 1919), senza che si debba pensare addirittura alla presenza di aree insulari emerse, queste intercalazioni elastiche si possono ritenere dovute a franamenti submarini in sedimenti semiconsolidati con reimpasto dei frammenti; vengono ad ogni modo a corrispondere — e giova notarlo — alla fase orogenica neochimmerica dello STILLE.

Circa la distribuzione del Giurese superiore va osservato in generale che esso si trova in zone ad andamento longitudinale ristrette in senso trasversale, corrispondenti a nuclei di sinclinale o a fianchi subverticali di piega, tanto più limitate, in quanto in parte vengono coperte da materiali quaternari. Sviluppo alquanto maggiore esso assume ad Est di una linea passante per Padaro e Ceniga in conseguenza del forte abbassamento degli elementi tettonici.

Troppo lungo diverrebbe l'analizzare le singole differenze rispetto alle carte geologiche austriaca e delle Venezie, che riguardano dettagli. Talvolta la corrispondenza è migliore con quest'ultima, tal'altra con la prima. Di particolari che abbiano interesse per l'interpretazione tettonica si farà cenno più avanti.

Una prima zona corre per il fianco occidentale del M. S. Pietro, un po' ad W della linea di cresta; nella sua ideale continuazione ho potuto rilevare, a N di q. 634, un'altra stretta fascia sul fianco destro della Val di Lomasone, con gli strati dell'ammonitico rosso fortemente inclinati (70°) a WNW ⁽¹⁾. Già un chilometro prima della M.ga di Lomasone cessano gli affioramenti di Titoniano. Lungo la piega-faglia a sud di Lundo si può forse scorgere qualche accenno a Giurese superiore, ma secondo me esso è in complesso soppresso per stiramento o per faglia, il Dogger venendo a contatto con il Cretaceo.

Una seconda zona — di non piccola importanza nei riguardi dell'interpretazione tettonica — corre parallelamente alla linea del Tovo. La carta austriaca ne indicava un segmento dai Gorgi a S. Giovanni e, giustamente anche se non esattamente quanto a posizione, la stretta fascia che da Cologna per Noino s'addentra per la V. del Tovo; il Foglio Riva estende il primo segmento verso Nord fino quasi ad Ovest della cima meri-

⁽¹⁾ A parziale rettifica di quanto detto nella mia nota preliminare, questo lembo di Giurese superiore (e medio), non risulta indicato nella carta austriaca e nemmeno nel Foglio Riva.

dionale del Brent (ciò che confermo) e verso Sud fino a Nord del Tovo (la zona va spostata più ad Est), ma dà una rappresentazione non rispondente alla realtà per la Val del Tovo, dove non esiste una zona di Giurese superiore con andamento NW - NNW, bensì l'andamento è giudicariense, N - NNE. Avendo potuto accertare un altro segmento del nucleo di sinclinale ad W delle Cime di Nanzone, posso concludere che la zona di Giurese superiore procede continua da W delle cime meridionali del Brent per il Tovo fino a Noino; e di qui — come gamba orientale di una piega a ginocchio in gran parte ricoperta dal Quaternario — per Cologna fino alla Cascata del Varone. Una sola interruzione nell'alta Val del Tovo, dove pare che il nucleo di Titoniano passi in aria, asportato dall'erosione.

Procedendo verso Est troviamo ancora il Titoniano nella zona di Mandrea e in un nucleo di sinclinale in salita verso Nord nella valletta a N di Padaro; questo secondo lembo è indicato — sebbene molto poco esattamente — nella carta austriaca, manca nel Foglio Riva.

Giurese superiore forma ancora il fianco orientale della valletta di Padaro e, piegando verso Est, quello meridionale della collina di Baone dove scende con bei lastroni sopra i paesi di Vigne e Chiarano (cave di pietra). Più largo sviluppo prende nella zona di Laghel, al nucleo di una sinclinale: in tale zona la rappresentazione data dalla carta del VACEK s'avvicina di più a quelle che sono le reali condizioni.

Infine il Titoniano forma il coronamento delle rupi che, sulla destra del Sarca, vanno da Ceniga fino alla zona di Prabi.

C R E T A C E O

CRETACEO INFERIORE E MEDIO . (BIANCONE s. l.).

Dal Titoniano Superiore, bianco si passa gradualmente al Biancone senza possibilità di tracciare un limite preciso. Per la verità una differenza litologica si può scorgere nel fatto che il Titoniano è più compatto - cristallino, marmoreo, più duro alla percussione, a frattura scheggiata o concoide, il Biancone invece si presenta in strati più sottili, come calcare da compatto a compatto - terroso, più tenero e sordo alla percussione, a frattura, pur se concoide, direi anche terrosa, sicchè sembra doversi ritenere vi si vada affermando una componente marnosa. Circa la presenza di silice, giustamente fa osservare il PIA (Op. cit.) che questa può trovarsi anche nel Titoniano; forse si potrebbe dire che nel Biancone essa è più comune e frequente. Procedendo verso l'alto da bianchi questi calcari vanno diventando grigiastri fino a grigi, grigio-giallastri, cinerei; facendosi anche maggiormente marnosi.

Questa porzione del complesso si può riferire *grosso modo* al Cretaceo medio.

Quali singoli aspetti di facies un po' diversa, che si presentano localmente pur rientrando nel quadro generale d'insieme, si possono indicare:

a) (Scaglia) — calcare ruvido biancastro, tipo Biancone veneto o Scaglia bianca — calcare marnoso da grigio ardesia chiaro, simile a Maiolica lombarda, a bianco-grigio — (Titoniano).

(Prai da Gom, Gorghi).

b) (Scaglia) — calcare a straterelli con silice, da bianco sporco, a grigio, a grigio scuro vinato.

(A Sud di Doss de l'Avèz).

c) (Scaglia) — calcare grigio chiaro gialletto, o grigio zonato, leggermente vinato. Interstrati scistoso-marnosi, intercalazioni silicee — (Titoniano).

(A Sud di Padaro).

d) (Scaglia) — calcare biancastro sporco leggermente giallognolo, con frattura alquanto terrosa; nella pasta si scorge ancora una picchiettatura come quella caratteristica della Scaglia (da interpretarsi come Cretaceo medio o come facente parte ancora della Scaglia?) — calcare grigiastro ricco di silice — detriti delle cave — (Titoniano bianco).

(A Sud delle cave sopra Chiarano).

Non è possibile nella nostra zona stabilire con qualche esattezza la potenza del Cretaceo m. - i., ma devo ritenere trattarsi di appena qualche decina di metri; spessore un po' più rilevante esso dovrebbe avere a S di Ceniga (40 - 50 m.). Siamo ad ogni modo ben lontani dalla grande potenza con cui si presenta ad Est dell'Adige.

Circa la distribuzione del Cretaceo non mi trovo sempre d'accordo nè con la carta austriaca nè con il Foglio Riva; dal confronto diretto con la carta qui allegata, chi voglia potrà facilmente rilevare le differenze in dettaglio.

Concordo in linea generale con il Foglio Riva nel senso che il Cretaceo è indicato in tutti i vari settori della zona; ma mi pare gli sia attribuita una larghezza eccessiva, e nel settore Vigne - Varignano una distribuzione non corrispondente alla realtà; non esiste infine la vasta isola di Cretaceo che formerebbe tutta la parte alta di M. S. Pietro e l'intero fianco occidentale, mentre la carta austriaca non vi segna addirittura il Cretaceo. Con un certo grado di probabilità (ma non la certezza) si può ritenere che il Cretaceo inferiore-medio si trovi in una stretta striscia alle falde nordoccidentali del M. S. Pietro, ma non di più.

Il VACEK nella sua carta geologica segna il Biancone soltanto presso Cologna (oltre il margine SW della zona qui studiata) e da Noino in una stretta zona assottigliantesi, fino ad elidersi, a Nord di Varignano; lo indica poi ancora soltanto a Sud di Ceniga. Inoltre egli fa rilevare espressamente (1911, pag. 87) che « si trovano resti di Biancone presso Cologna, presso Ceniga e presso S. Martino » (a NE di Arco). Tuttavia le testate degli strati del medesimo non formano un nastro continuo nel contorno della pianura del Sarca («.....nella valle inferiore del Sarca, dove il Biancone si presenta ancora soltanto saltuariamente, mentre spesso manca di nuovo in immediata vicinanza ».....), e l'A. vi trova un'ulteriore conferma alla sua dottrina delle lacune d'erosione, in questo caso precedente alla sedimentazione della Scaglia, « perchè questa in molti punti giace *direttamente* sui calcari a *Diphya* del Titoniano, come p. es. nella regione delle cave di Chiarano (a NW di Arco) e in altri punti ».

Ora — come risulta del resto dalle varie località ricordate sopra — devo dire che il Cretaceo inferiore-medio è presente in tutta l'area qui presa in esame e *non manca alle cave di Chiarano*. In un sol punto — a Sud di Ceniga sulla strada per Preda, dove del resto lo indicano entrambe le carte precedenti — non sembra altrettanto evidente, ma può essere rappresentato abbastanza bene da calcari biancastri fino a grigio-chiari, da una

« scaglia » rosso-terrea, dalla presenza di qualche straterello o lente silicea, da alcuni interstrati scaglioso-scistosi scuri (lungo la strada verso i 140 m. di quota, confondibili con Eocene; e ancora a circa 200 m. di quota).

Certo che non si hanno dei buoni affioramenti; non ricorderei un punto, dove il Cretaceo medio-inferiore affiori con continuità tale da invitare eventualmente a ricerche d'ordine stratologico-stratigrafico più accurate.

CRETACEO SUPERIORE - (SCAGLIA).

Sopra al Cretaceo medio segue la Scaglia del Cretaceo superiore nella nota facies di calcari più o meno fortemente marnosi, caratteristicamente e intensamente scagliosi-fogliettati o in straterelli sottili, di color rosso o roseo. Si potrebbe forse anche parlare di una Scaglia bianca, se ad essa vogliamo riferire quel calcare biancastro, con pasta e picchiettatura come nella Scaglia, che si interpone fra la Scaglia tipica e il Cretaceo medio sicuro, e in quanto non vogliamo già considerarlo pertinente al Cretaceo medio.

Talvolta ho notato anche entro la Scaglia dei noduli di silice. Direi invece che manchi nella zona del Sarca l'altra facies, comune in Val d'Adige, nel Veronese ecc., di calcari marnosi a stratificazione meno sottile, più compatti e resistenti, usati come buona pietra da costruzione.

Non voglio nè posso nemmeno affrontare la questione se la fine verso l'alto della facies di Scaglia rossa coincida esattamente col limite tra il Cretaceo e l'Eocene, e quando anche così non fosse, la cosa non avrebbe nessuna importanza nei riguardi dell'interpretazione tettonica.

Ma, sebbene da tempo si pensi e si sappia (TREVISAN 1939) che la Scaglia può estendersi talora, sia verso il basso sia verso l'alto, oltre i limiti del Cretaceo superiore e recentemente, ad W del Garda (CITA 1948, 1950 a, b) si sia trovato l'Eocene inferiore in facies di Scaglia rossa, pare — anche in seguito alle recentissime ricerche dell'HAGN (1956, pag. 77-84, 93, 107) — che nella conca di Arco e Riva allo scomparire della facies di Scaglia corrisponde anche il limite Cretaceo-Eocene.

Se eccettuiamo le pendici contornanti la conca di Arco, dove la Scaglia s'estende un po' più in superficie e con distribuzione più simile a quella indicata sulla carta del VACEK, essa si trova solo in lembi ristretti e generalmente allungati in senso giudicariense: a Sud di Lundo affiancata da poco Cretaceo medio lungo la piega-faglia che prosegue sotto il M. S. Martino; nei Prai da Gom fin quasi ai Gorgi; presso Noino ⁽¹⁾; a SW di Padaro e — con un piccolo lembo interessante tettonicamente — anche a N di Padaro; ad W e SW di Ceniga (tra Lizzone e Braciose, sinclinale con nucleo di Eocene); ed infine a S di Ceniga lungo la mulattiera che sale a Preda.

Di singoli particolari relativi alla distribuzione della Scaglia lungo il perimetro della conca rivana, atti ad illuminarci sulla tettonica, in particolare nella zona di Arco, si dirà più sotto.

⁽¹⁾ La Scaglia — con sottostante Cretaceo medio-inferiore e sovrapposto Eocene — trovasi lungo e al letto della piega-faglia, tra Noino di Sotto e Noino di Sopra. Non esistono i due lembi di Scaglia, come indicati dal VACEK, uno a N di Noino di Sopra, l'altro in stretta zona affiancata alla zona di Titoniano sopradescritta addentrantesi da Noino di Sopra fino a metà della Valle del Tovo; nè d'altra parte risponde alle condizioni reali di giacitura la disposizione indicata per la Scaglia nei pressi di Noino di Sopra sul Foglio Riva (V. quanto è detto a proposito del Titoniano).

CENOZOICO

EOCENE IN GENERALE.

Sopra la Scaglia, in giacitura — almeno per quel che appare — concordante si trova l'Eocene rappresentato da calcari marnosi, frammezzo ai quali non mancano strati anche più compatti e consistenti. Ma più in generale la roccia predominante va dalle marne calcari alle argillo-marne, le marne presentandosi spesso fortemente scagliose così da originare con le piogge, lungo le stade incavate p. es., una mota argillosa. Questa maggiore varietà litologica si osserva nell'Eocene che contorna la base del monte tra Varignano ed Arco, mentre ai Gorghi e nella Val di Lomasone, a Sud di Vigo Lomaso, l'Eocene sembra presentarsi unicamente nella facies di Scaglia cinerea (come del resto in tutta la conca di Comano e Stenico, e in Giudicarie in genere). Siccome la conoscenza precisa dei vari piani dell'Eocene rappresentati, od eventualmente mancanti, nulla cambierebbe per quanto riguarda l'interpretazione strutturale, e siccome il tentativo di chiarire la stratigrafia dell'Eocene mi avrebbe portato troppo lontano dall'obiettivo e dai limiti di questo studio, ho preferito parlare di « Eocene in generale ».

Ma mi sembra opportuno qualche accenno a quello che, per la zona che ci interessa, è accertato ed a dubbi vari che si presentano, tali da rendere persuasi dell'utilità di ulteriori ricerche stratigrafiche sulla serie Cretaceo-Eocenica nella conca di Riva.

La carta del VACEK segna lungo il contorno nordoccidentale della conca di Riva, alle falde del monte tra Gavazzo e Chiarano una fascia di marne a *Clavulina Szaboi* attribuite all'Oligocene inferiore. Essendo risultato questo fossile cronologicamente ben poco significativo, già con gli studi del FABIANI (1922, pag. 19, 36) queste marne trovarono la loro collocazione nel Priaboniano. Una conferma recentissima ci viene dall'HAGN (Op. cit.) che illustra una ricchissima microfauna ricavata da questo complesso nella valletta del Bortalino ad W di Varignano (« marne calcaree grigio-chiare, all'alterazione grigio-giallastre, a superficie un po' ruvida, che si rompono in frammenti »), accertandone l'età del Priaboniano inferiore.

Ma l'A. stesso dice che la fauna proviene da un « profilo di marne di pochi metri di spessore », e purtroppo da un esame attento del testo non si riesce a capire a quale distanza dal limite con la Scaglia ciò sia avvenuto. E che pensare delle decine di metri (certamente parecchie) stratigraficamente sovrastanti in direzione delle cave per la fabbrica di laterizi alle Grazie (Ceole) e verso Gavazzo? Appartengono anch'esse al Priaboniano inferiore o s'estendono al superiore o magari oltre? Inoltre non sappiamo l'età precisa degli strati che si trovano fra il giacimento fossilifero e la Scaglia. Esiste cioè una trasgressione dell'Eocene superiore sulla Scaglia, o in piccola potenza vi sono rappresentati anche l'Eocene medio e inferiore?

Per la verità non risultano evidenti segni di discordanza dall'osservazione sul posto; bisogna però aggiungere che, anche se ciò non sembri, non si possono affatto escludere stiramenti o scivolamenti di strati, data la tettonica accidentata di questo settore.

Questa fascia d'Eocene è indicata tra Gavazzo e Varignano come Eocene medio sul Foglio Riva, e arrestata a Varignano con un limite verso la Scaglia alquanto diverso dal reale. Tra Varignano e Vigne non sono segnati affioramenti d'Eocene; in realtà esso

continua insinuandosi anzi alquanto nella valletta del Tusculum, che scende da Padaro.

Più ad Est, nel settore Vigne-Chiarano è segnato Eocene inferiore, nel settore di Arco Eocene medio con poco Eocene inferiore. Nella carta austriaca per queste stesse località viene indicato Eocene, senza che il colore lasci capire se si intenda Eocene inferiore-medio o Eocene superiore.

Certe differenze, relative, di facies che ora voglio ricordare permettono di credere che vi possa essere una diversa rappresentanza di piani fra la zona Gavazzo-Vigne-Chiarano e la zona Chiarano-Arco; ma d'altra parte è difficile sottrarsi all'impressione che nel complesso l'Eocene ricinga con una fascia continua il piede delle colline da Gavazzo per Varignano-Vigne-Chiarano ad Arco. Sicchè si rimane sospesi nel giudizio e si è indotti ad esprimere l'augurio che altri, già orientato verso tal genere di ricerche e maggiormente fornito di competenza specifica, possa intraprendere uno studio stratigrafico sistematico e integrato da ricerche micropaleontologiche, della serie Cretaceo-Eocenica nella conca di Riva, persuasi che ne varrebbe la pena.

Certamente vi saranno delle difficoltà (mancanza di affioramenti in continuità completamente denudati, complicazioni di struttura locali), ma non dubito che, scegliendo con pazienza e con costante controllo delle condizioni tettoniche, si dovrebbe trovare un numero sufficiente di profili per chiarire le incognite che ancora si presentano.

Almeno in quanto possano servire come punto di partenza per ulteriori indagini, indicherò alcune località con le relative facies osservate nell'Eocene:

1) Ad W di Varignano, salendo in sinistra del Bordalino: alternanze di calcari marnosi con marne scagliose cineree — id., con grande prevalenza della parte scagliosa — calcari (marnosi) compatti grigi, gialletti — Scaglia.

2) A NW di Varignano, non lontano dal confine con la Scaglia: Eocene marnoso-calcareo, bianco cinereo-gialletto — una Scaglia bianca (simile a Biancone) con liste di selce rossa — Scaglia rossa.

3) Ad E di Chiarano, 140 quota: Calcare marnoso (o marna) grigio un po' gialletto con macchioline limonitiche, a frattura terrosa, piuttosto duro, alternato a porzioni più fortemente marnose, scagliose, friabili. Superfici alterate tendenti al ceruleo. Traversando verso Sud mancano per un tratto gli affioramenti, dalla qualità del terreno la roccia in posto dovrebbe essere molto marnosa. Ora veniamo a trovarci sul

4) fianco SE della collina sopra l'Ospedale: il terreno è molto marnoso e non ci sono affioramenti in generale. Ma nei muri sono molto abbondanti massi di calcare duro cristallino con numerosi resti di fossili (Foraminiferi, Echinodermi), brillante, varicolore che sembra provenire da strati duri alternantisi con la parte marnosa. In un punto esso è anche affiorante. Noto che ripetutamente in questo calcare si fa notare una struttura brecciato-conglomeratica. Per la facies d'insieme questo calcare rammenterebbe l'Eocene superiore.

5) A NE di Chiarano poco sopra il paese: Eocene marnoso grigio terreo (non calcareo, policromo come quello del n. 4).

6) All'uscita nordoccidentale di Arco, poco oltre l'ingresso della casa di cura « Argentina »: calcare marnoso nummulitico, i primi strati con struttura grossolanamente brecciata. Nello sprone del Castello di Arco l'Eocene si presenta con calcari mar-

nosi e marne grige un po' cineree, scagliose, (più consistenti di quelle di Varignano); anche qui si può osservare a punti una struttura grossolanamente brecciata, a blocchi.

Oltre a questa fascia pedemontana l'Eocene si rinviene ancora: da Lundo fino ad W del M. S. Martino, sulla destra della Val di Lomasone in corrispondenza della piega-faglia che si va accentuando verso S. Ha i caratteri dell'Eocene di Giudicarie e distribuzione corrispondente a quella indicata nel Foglio Riva.

Ho potuto trovare altri due piccoli affioramenti d'Eocene verso la testata di Val Lomason nei pressi di q. 538. Interessanti perchè dimostrano meglio la prosecuzione della faglia verso S (poco discosto ad E si trova il Titoniano) e provano che — sotto il morenico e il detrito di falda — al fondo della Val Lomason corrisponde l'Eocene.

In stretta zona l'Eocene si trova ancora, in corrispondenza della faglia, nei Prai da Gom, estendendosi verso Sud di più che nel Foglio Riva, ma meno che nella carta austriaca, la quale lo faceva giungere fino ai Gorghi.

Un po' d'Eocene si ha — sovrascorso dal Giurese superiore — presso Noino, ma con disposizione diversa da quanto sembra indicato sul Foglio Riva.

Ho trovato un limitato affioramento d'Eocene anche a SW di Padaro, presto ricoperto dai detriti, ma significativo per la tettonica.

Infine ad W di Ceniga, a N di Braciose, ho potuto riconoscere un lembo d'Eocene da intendersi come nucleo di sinclinale, in quanto a Sud è sovrapposto a Scaglia ed a Nord è seguito (presso Lizzone) da altra Scaglia.

TUFI BASALTICI.

La carta austriaca non segnava in nessun punto della nostra zona tufi basaltici dell'Eocene.

Invece nel Foglio Riva sono indicati tre diversi nuovi piccoli lembi di tufo basaltico (v. anche TREVISAN 1941, pag. 2-3): 1) ad W di Naciale sopra i Prai da Gom; 2) presso Noino a NW di Varignano; 3) a q. 203 a NW di Arco.

1) Non sono riuscito a trovare un solo affioramento di tufi; il pendio è coperto in complesso da detriti e terriccio. Però ammetto l'esistenza dei medesimi per il fatto che v'è un tratto in cui s'incontra un'argilla giallo-bruna tenacissima molto probabilmente derivante dall'alterazione dei tufi, che qui vengono a trovarsi a contatto della piega-faglia Tovo-S. Giovanni, avendo al letto Eocene scaglioso.

2) Non ho trovato il tufo, nè tracce del medesimo, a Noino, nè ritengo probabile che esso mi sia sfuggito.

3) Esatta la segnalazione sul fianco SW di quota 203. I tufi basaltici si trovano verso i 190 m. di quota per una larghezza dell'affioramento di 10-20 m.. Giacciono direttamente sulla Scaglia e ad essi si sovrappone Eocene marnoso con dir. N 10-15° E, incl. 70° W. Non risulta che essi vengano a contatto col Biancone, nè che il Cretaceo superiore manchi probabilmente per stiramento tettonico (v. TREVISAN 1941, pag. 5).

Posso segnalare la scoperta di un nuovo lembo di tufi, situato circa 300 m. ad W del precedente e che ad esso deve direttamente corrispondere, e precisamente a q. 208, a NE di Chiarano. Salendo per lo sprone SSW di q. 208 si può osservare il seguente profilo in serie discendente:

- 1) A 190 q. Eocene marnoso.
- 2) Subito sopra: livello di tufo basaltico della potenza complessiva di 8-10 m. e con intercalato uno strato di calcare grigio sporco.
- 3) Scaglia color cenere-terreo, marnosa, friabile (un po' meno di 2 m.).
- 4) Scaglia rossa, rovesciata sui tufi (inclin. 60-45° N).

Il TREVISAN ritiene molto probabile che questi tufi risalgano alle manifestazioni vulcaniche dell'Eocene medio, ed io pure mi sentirei incline a quest'interpretazione. Ma pensando ai profili ed alle giaciture di q. 203 e q. 208, non possono non affacciarsi dei dubbi.

D'altra parte indizi vi sono per ritenere che l'Eocene medio sia trasgressivo nella zona (forse mancando l'Eocene inferiore addirittura). Il TREVISAN ne fa esplicito accenno (Op. cit., pag. 4), e posso confermare che a Massone (anche se fuori dell'area qui studiata, ad E di Arco alle falde dello Stivo) si hanno calcari grossolani conglomerati, sopra la Scaglia. Ma d'altra parte nel Foglio Riva Eocene inferiore è indicato nei dintorni di Chiarano e, un lembetto, anche a q. 203.

Si deve concludere che parecchie incertezze regnano ancora sull'Eocene della cornice settentrionale del Garda, e cresce il desiderio di vederle chiarite da uno studio sistematico.

Q U A T E R N A R I O

Piuttosto varia si può dire la serie dei terreni quaternari nella nostra zona e comprendente quasi tutte le specie che, comunemente del resto, s'incontrano nelle prealpi.

CONGLOMERATO INTERGLACIALE DI TENNO - GAVAZZO.

Interessa la nostra carta solo all'angolo SW, da Noino verso S, estendendosi oltre il limite della carta fino a Gavazzo.

Trattasi di un vero conglomerato a struttura psefitica o psammo-psefitica (singoli letti, tratti di ghiaietta sottili), generalmente in banchi saldamente cementati, in qualche punto a cemento molto più lasso e con stratificazione assai incerta e irregolare, ma delineata da letti di ghiaia o di ciottoli. Forma i pendii poco ripidi, ad olivi e campi, che salgono verso Tenno, cessando gli affioramenti prima di questa località verso la quota di 360 m. s. m.. E' indicato sul Foglio Riva con una distribuzione alquanto diversa dalla realtà.

I banchi del conglomerato sono inclinati di 15-20° verso la Val del Sarca, verso E e verso S. Gli elementi sono quasi esclusivamente di rocce locali, riconoscibili dalle facies caratteristiche nei monti di Ballino (Lias e Dogger selciferi, « Selcifero », dolomie...); vi si trova anche la tonalite, ma molto rara.

Non sembra esservi dubbio che si tratti di interglaciale, perchè il conglomerato verso l'alto, avvicinandosi a Tenno è ricoperto da morena würmiana. Inferiormente in genere si può ritenere esso poggi (in qualche punto lo si vede) sul substrato del Priaboniano o di rocce mesozoiche, ma in quanto a Gavazzo (in un limitato affioramento) fu

trovata altra morena ad esso sottostante (COZZAGLIO 1899 a, pag. 7-8; 1899 b, pag. 15), abbiamo una conferma dell'età interglaciale del conglomerato, al quale fa riscontro sulla sinistra del Sarca un altro piccolo resto conservatosi tra Bolognano e Vignole. Un piccolo lembo di conglomerato si trova anche, isolato, attorno alla casa q. 461 di Noino.

L'età dell'interglaciale potrebbe essere il Riss-Würm. Comunque sia, tenute presenti la giacitura e la composizione del conglomerato e come esso presso Ceole, al colle di S. Bartolomeo, si sovrapponga all'arenaria calcare di questa collina (e, secondo chi scrive, anche si innesti lateralmente in essa, per progressivo assottigliamento degli elementi) esso è stato interpretato dal PENCK (1909, pag. 917-18) come conoide interglaciale dell'antico Varone, scendente a ventaglio da Tenno. In quell'epoca — ritiene il PENCK — il lago di Garda doveva avere un livello da 80 a 100 m. superiore all'attuale, occupando così tutta la conca di Arco-Riva e rendendo possibile la sedimentazione delle future arenarie di Ceole e di M. Brione.

MORENE.

Morenico e residui lembi morenici dell'ultima glaciazione si trovano frequentemente, nè vi sono particolari osservazioni da fare; il materiale erratico contenutovi è naturalmente fornito da elementi del bacino del Sarca (tonalite, diorite, scisti vari); talora esso è raro, così che se ne constata la presenza dai muri di campagna anzichè direttamente entro la morena stessa.

Cominciando da occidente troviamo morenico (potente) tra Ville del Monte e Tenno, a Sud del L. di Tenno; ad W e S (prati di Calino) e a SE del M. S. Pietro; nella Val di S. Pietro è quasi interamente ricoperto dalle grandi conoidi detritiche del M. Misone, ma ricompare ampiamente, da q. 634 verso Nord, nel fondo di Val di Lomason, collegandosi coi vasti depositi morenici della conca di Stenico.

Una stretta zona di morenico mascherata da detriti si ha pure a S dei Gorgi, più ampia estensione esso assume nella valletta di M.ga Vigo fino al M. S. Martino, e a N del Brent (zona di Pra dei Muci, dove il materiale è dato quasi esclusivamente da elementi locali e l'origine morenica è piuttosto suggerita da argomenti morfologici. Questo lembo non è segnato nelle carte precedenti).

Largamente esteso è poi il morenico in tutta la zona di S. Giovanni, dove ad esso si devono le forme dolci e le colture a prati e frutteti.

E paesaggio per le forme caratteristicamente morenico si ha pure nelle colline ad E di Tenno, sopra la zona occupata dal conglomerato.

Non ho mantenuto invece una zona segnata a morenico nel Foglio Riva a NNE di S. Giovanni (« le Coste »), perchè nonostante alla prima si abbia l'impressione che vi domini il morenico, si riconosce poi che si tratta di materiale sparso, con abbondanti erratici, ma in spessori molto lievi, al massimo di qualche metro, sopra il calcare del Dogger; si potrebbe tutt'al più parlare di una zona con rivestimenti morenici.

Infine più piccoli lembi di morenico si trovano nella zona di Mandrea, a Sud e attorno a Padaro (ricoperto in parte da detritico), in Nanzone, a NW di Arco nei paraggi di q. 269 e nel fondo della conca di Laghel (q. 195), la quale è tuttavia una forma carsica (dolina) prodottasi su di un substrato tettonico (nucleo di sinclinale di Titoniano e, subito a Sud, faglia trasversale Callodri-Nanzone).

Degne di menzione quali forme fresche ancora ben conservate mi sembrano:

1) Ad E di Tenno un bell'argine morenico (q. 466) che sbarra sul lato orientale la piccola conca o valletta compresa fra il Bussè (q. 487 subito sopra la chiesa di Tenno) e Doss Dari (M. Pozze della carta). Sembra trattarsi di morena laterale destra del ghiacciaio del Sarca in fase di ritiro.

2) A M.ga Lomasone due bei cordoni o argini morenici: a Nord della malga l'uno, formante un orlo di terrazzo con scarpata (segnato anche sulla carta topografica); a Sud della malga un'altra serie di collinette (q. 570 e adiacenti). Dovrebbero corrispondere a fasi di momentaneo arresto durante il ritiro del ghiacciaio würmiano.

Pure nei pressi della casina di M.ga Vigo si osservano due spalle di materiale morenico, a destra e a sinistra della valletta, interpretabili come resti di un piccolo arco.

MAROCCHIE.

Enormi accumuli di materiale di frana derivante da scoscendimenti originatisi nella parete del Brent, del Casale ecc., interessano solo l'angolo NE della nostra carta; ma si estendono tanto più largamente verso E e verso N per il fondo valle del Sarca da Dro a Pietramurata, conferendo talora aspetto di desolazione al paesaggio.

Frutto non di un unico ma di più eventi ripetutisi a distanza, esse comprendono in parte, alla base, anche morenico würmiano (ossia il materiale di frana giace sopra al morenico), ma nel complesso tutta la massa di questi scoscendimenti è d'età postwürmiana.

E se può darsi che qualche frana sia caduta ancora sulla lingua frontale del ghiacciaio del Sarca ormai in ritiro, così da esserne anche un po' spostata o rimaneggiata, non mancano frane avvenute addirittura in età storica (v. TRENER 1924, pag. 28-29 e 31).

Dopo l'accuratissimo studio fattone dal TRENER, considerare le Marocche, *in blocco*, come frana morena (ossia rimosse e rimaneggiate dal ghiacciaio del Sarca su cui sarebbero cadute) appare troppo semplicistico ed anche poco riguardoso verso il lavoro di chi ha preceduto.

L'area del presente studio è interessata, secondo la distinzione fattane dal TRENER (1924, pag. 27 e segg.), dalla frana di Ceniga coeva all'epoca dei terrazzi del Sarca, dalla frana delle « Marocche » (in piccola parte, presso S. Abbondio) e da una porzione della frana di « Kas » (da S. Abbondio verso Nord).

ALLUVIONI TERRAZZATE DEL SARCA.

Interessano appena marginalmente l'area in esame, a Nord di Dro. Essendo sovrastate dalle alluvioni recenti ed intagliate dal Sarca per la profondità di 10-20 m., evidentemente risalgono ad epoca anteriore.

Il TRENER le considera coeve alla « frana di Ceniga » (delle Marocche), che appartiene alle meno recenti, e ritiene vi si possano distinguere almeno tre ordini di terrazzi.

TORBIERE.

Sul fondo di Val di Lomasone tra ondulazioni del terreno morenico, in qualche punto affiancati da materiale di frana e detrito di falda, si trovano due lembi abbastan-

za estesi di suolo torboso dove l'acqua del torrentello ristagna in tratti paludosi a tappeto vegetale caratteristico. Queste torbiere non sono sfruttate, come invece avviene per la torbiera di Fiavè, situata un 3 Km. più ad W, al di là del M. Misone.

Altri due lembi, molto più piccoli, di terreno torboso stanno: uno sul fondo della conca dei Prai da Gom, attorno a q. 1046. La cosa appare un po' strana, in quanto la conca stessa si presenta come una grande dolina (V. pag. 72).

Penso che tutto si può conciliare ammettendo sul fondo della conca, in corrispondenza dei tratti impaludati, un letto argilloso — residuo della corrosione dei calcari circostanti — che ne impermeabilizzi localmente il fondo. Nè va dimenticato che tutto il fianco orientale della conca di Da Gom è costituito da rocce del Cretaceo e dell'Eocene fortemente argillose, i cui detriti da dilavamento sono andati e vanno a finire nella conca ⁽¹⁾.

L'altra piccolissima zona torbosa è a Sud dei Gorgi nella valletta chiusa ad W dal Doss de l'Avéz, ad E dal Biaina. Questa stretta fascia paludosa è compresa tra morenico sul lato occidentale e materiale di frana proveniente dal Biaina sul lato orientale.

FRANE.

Oltre alle Marocche altri lembi di frana — più o meno modesti — si incontrano in vari punti, così: a NE del L. di Tenno sotto il M. Misone; in Calino e Vedesé, alla testata di Val di S. Pietro, sotto q. 1114 (M. Misone); sulla destra di Val di Lomasone. Qui e in qualche altro posto è probabile che si tratti di frane analoghe alle Marocche e contemporanee a qualche fase della caduta delle medesime. Così p. es. nella zona dei Gorgi, al piede occidentale del Biaina, i grossi blocchi di frana sono profondamente solcati dall'azione carsica, e la loro caduta non dovrebbe essere troppo recente.

Accumuli di frana si hanno ancora: a N e a S del Tovo (località); sotto (NW) cima Brent; al piede della parete rocciosa di Nanzone (zona di Padaro); in Anglone, sotto (E) S. Giovanni; nella zona di Laghel, da Genova fino a Braciöse; sotto le pareti del Còlt ⁽²⁾; subito a N di Arco sulla destra del Sarca, sotto la parete del Callodri (zona di Prabi).

Frana delle Valsorde.

Un particolare interesse, per quanto locale, può presentare questa frana, a SW di Varignano (al margine SW della carta geologica). Essa è situata in forma di zona allungata tra l'orlo della placca di conglomerato e le estreme falde del monte, dove riescono ad affiorare le argillo-marne priaboniane; continua verso Sud oltre i limiti della nostra carta, e più a Sud ancora trova il suo analogo, anche se meno vistoso, nella zona di Gavazzo Vecchia, dove appunto le lesioni alle case e la caduta in rovina dell'abitato, come rilevò il TRENER in una sua relazione, furono dovute al fatto che le fondazioni erano nel materiale di frana a sua volta poggiante sulle argille eoceniche imbibite d'acqua e lentamente smottanti.

⁽¹⁾ La presenza di torbiere sul fondo di conche carsiche non è del resto un fatto nuovo. V. ROVERETO, (1923), P. III, pag. 878.

⁽²⁾ Gold della carta topografica.

Nelle Valsorde troviamo un accumulo di enormi blocchi del conglomerato, che inseriscono una nota romantica nella dolcezza dei declivi ad ulivi. Ma inoltre un intero lembo di conglomerato s'è staccato in direzione Est (secondo il versante) dal conglomerato rimasto in posto, originando la collina, sulla cui cima è una casetta affiancata da cipressi, e lasciando tra la parete abrupta del conglomerato in posto e la collinetta uno stretto corridoio (Valsorde) sul cui fondo sono accatastati massi di frana.

Sembra evidente, tenuto presente il substrato fortemente argilloso, che il distacco sia avvenuto per cedimento del medesimo in seguito a rammollimento per opera dell'acqua.

Si presenta con un certo grado di verosimiglianza il pensiero che questo cedimento possa essersi verificato durante o subito dopo il ritiro del ghiacciaio würmiano, in corrispondenza al mutamento delle condizioni d'equilibrio del versante. La frana delle Valsorde sarebbe così contemporanea alle Marocche più antiche.

Ma non si può escludere che il fenomeno sia posteriore, avvenuto semplicemente per l'imbibizione e fluidificazione del substrato argilloso sul quale il conglomerato tendeva a scorrere, con aumento continuo di forze di tensione, finchè si ebbe lo stacco per frattura dell'estremo lembo orientale della placca di conglomerato, ed il franamento.

Frana o breccia di versante di Doss Dari (ad E di Tenno).

Trattasi di una formazione localizzata, sul versante orientale di Doss Dari (M. Pozze della carta), sopra la Croce di Vandrino, tra i 500 e i 700 m. di quota.

Percorrendo i sentieri di questa zona noi troviamo dei tratti di breccia di versante mediocrementemente cementata, che non sembra essere molto antica; non mancano dei punti dove si ha una vera breccia (conglomerato) cementata ed altri dove il materiale è molto meno coerente.

D'altro canto da questi punti si passa ad altri dove si vede che il Dogger, che forma qui il monte, è sfatto, franante superficialmente, con gli straterelli ripiegati e rotti in frammenti.

Portato da prima a trascurare la cosa, perchè in realtà a poca profondità si trova il Dogger *in situ*, sono stato poi indotto a distinguerla sulla carta essendomi persuaso che in tutto questo settore, per una profondità di alcuni metri, il Dogger ha subito uno sgretolamento e disfacimento ed è stato lentamente smosso — e continua tuttora a smuoversi — così da dare origine da un lato al detrito e alle breccie, dall'altro ai pacchetti di straterelli rotti e non più in intima connessione col Dogger in posto. Sembra così legittimo parlare per tutto l'insieme di una frana (o breccia) di versante.

Senza pretendere di approfondire le cause di questo fenomeno, fin d'ora si presentano come probabili alcuni fattori. Uno potrebbe consistere in particolari condizioni climatiche locali: p. es. la frequente alternanza di gelo e disgelo (trattasi infatti di pendii molto soleggiati).

Ma soprattutto due fattori mi sembrano importanti: uno di natura tettonica, la giacitura a franapoggio degli strati con una tettonica non tranquilla, perchè sui 600 quota un ginocchio secondario interrompe l'uniformità della pendenza portando gli strati fino all'inclinazione di 70° a S 35° E.

Ma anche di più la natura litologica della roccia. Abbiamo qui cioè il Dogger nella facies che abbiamo chiamata del Tovo: compatto-cristallino a grana fitta, giallo-grigio con chiazze grigio-viola, straterellato con interstrati marnosi, alterazione terrosa. Pieghe minori, di dettaglio, entro la massa possono aver favorito il movimento ⁽¹⁾.

DETRITO DI FALDA.

Detrito di falda si trova spessissimo e in molti punti della nostra zona e non è nemmeno il caso di citare le singole località. Ricordiamo soltanto le grandi conoidi sui due lati della Val di Lomasone, nella zona di Padaro e in quella di Laghel, e in continuazione di quest'ultima, sulla destra del Sarca sotto Anglone.

Purtroppo il detrito di falda, e in minor misura frana e morenico, accompagnando di solito le linee principali di dislocazione, impediscono quasi sempre di trovare affiorante il contatto tra le due zolle che hanno subito un reciproco spostamento.

CONOIDI.

Sono da ricordare soltanto le due conoidi torrentizie confluenti del Bortalino di Varnano e del Bortalino di Vigne.

Ho indicato infine come conoide una piccola area triangolare a NNE di Padaro, che non ritengo morenico sia per la forma più o meno a settore conico, sia perchè — nonostante i numerosi ed alti muri di sostegno ai campi — gli erratici vi sono assolutamente rari. Penso che si tratti di una antica conoide — combinata forse con materiale di frana — proveniente dalla valletta a N di Padaro (E di Nanzone).

ALLUVIONI RECENTI.

Si tratta esclusivamente delle alluvioni di fondo valle del Sarca, ai margini della zona rilevata.

LE VARIAZIONI DI FACIES E LA "LINEA DI BALLINO",

E' già stato posto in rilievo che innegabilmente la linea del Garda-Ballino separa in un modo evidente a prima vista una regione occidentale a facies lombarda (o giudicariense) da una orientale a facies veneta (veronese).

E non si intende dire con questo che si tratti di una pura impressione che non trovi corrispondenza nella realtà.

Nell'insieme, a grandi linee questo distacco permane, specie se poniamo a raffronto le due sponde, bresciana e veronese, del Garda.

Ma si è anche fatto notare più sopra che ad un esame più attento, questo distacco di facies non si presenta più così brusco, a taglio netto, come a tutta prima può sembrare, trovandosi in vari punti dei passaggi laterali.

⁽¹⁾ S'osserva però che le ripiegature che si notano superficialmente entro il Dogger possono essere una conseguenza dello scivolamento.

Il VECCHIA (1957) ha esaminato con molta cura la questione della distribuzione delle facies rivolgendo la sua attenzione all'intero territorio del « fascio tettonico giudicario-atesino », e non trovando diretta corrispondenza tra cambiamenti di facies e linee tettoniche principali.

La cosa ha notevole rilievo, perchè furono appunto i cambiamenti di facies senza transizione a suggerire per prima l'idea suggestiva, se non addirittura fascinosa, di una traslazione orizzontale verso N del sudalpino orientale (veneto) rispetto al sudalpino occidentale, lungo linee di frattura a scorrimento orizzontale. Ed i cambiamenti di facies rappresentano tuttora uno dei principali e più validi argomenti per i sostenitori di questa teoria.

Nel gruppo montuoso di Biaina-Brent l'aspetto generale, il quadro d'insieme delle facies è effettivamente di tipo veneto, ma non mancano caratteri di transizione. Ora appunto, limitando il nostro esame alla zona in oggetto, si ritiene opportuno di raccogliere qui in forma sintetica sia quanto riguarda le diversità di facies, sia quanto si riferisce ai ripetuti segni di transizione.

Si può ben dire che una delle differenze più notevoli, se non addirittura la più considerevole, fra la facies lombarda e la veneta si abbia nel *Retico*: qui esclusivamente dolomitico, da non potersi tenere distinto dalla Dolomia Principale norica, là col *Retico* inferiore marnoso o calcareo (marnoso).

Ora nel gruppo del Biaina-Brent non si trova *Retico* marnoso, e nemmeno nel M. Misone che lo affianca ad W, restando però ancora ad E della linea di Ballino. Subito ad W del solco di Ballino (Cogorna, Val del Magnone) il *Retico* inferiore si trova abbondantemente.

Ma ho già fatto notare che tra la linea di Ballino e la Val del Sarca in nessun punto la Dolomia Retica ci affiora per uno spessore tale da indurci a ritenere con certezza che essa giunga verso il basso fino al piano Norico. Per avere di tali affioramenti dobbiamo portarci nella Val d'Adige.

Tra il *Retico* ad W di Ballino e la Val d'Adige c'è una distanza in linea d'aria che si avvicina ai 15 Km. Così stando le cose noi possiamo solo affermare che entro questo largo intervallo avviene la scomparsa del *Retico* marnoso-calcareo e la sua sostituzione verso Est col *Retico* interamente dolomitico; ma non possiamo dire su quale linea ciò avvenga, e meno che meno che questo accada lungo la linea di Ballino.

D'altra parte ebbi già a notare (1944 a) che era mia impressione che nel gruppo della Rocchetta (ad W di Riva, quindi già ad W della linea di Ballino) il *Retico* marnoso si esaurisse, così che in questi monti si passi direttamente dalla dolomia norica alla retica. Ed a distanza di molti anni non sentirei di modificare quest'impressione.

Concludendo non abbiamo nessuna prova di un brusco cambiamento di facies per il *Retico*, nè possiamo indicarne con esattezza il limite, meno ancora possiamo dire che tale limite coincida veramente con la linea di Ballino o con altra linea tettonica.

I limitati affioramenti del *Lias* (qualcuno impraticabile) nei monti a N di Arco sono certamente nella facies di Calcari grigi del Veneto. Mentre nelle Giudicarie i calcari grigio scuri, e poi verso l'alto più chiari, del *Lias* contengono abbondantemente noduli e lenti di silice, essa non mi risulta presente nella nostra zona.

Va osservato però che non conosco direttamente il *Lias* del M. Misone né abbiamo notizie circostanziate al riguardo.

Cosicchè si potrebbe dubitare se il passaggio di facies per il Lias avvenga effettivamente lungo la linea di Ballino, o non esistano invece termini di transizione ad E della medesima.

Ma v'è di più. Nella « Geologia delle Marocche » del TRENER (1924) a proposito della frana di « Kas », la più recente di quelle che costituiscono le Marocche, si trova questo passo che preferisco citare per esteso:

« Oltre che per i detti rapporti stratigrafici, questa frana si può individualizzare anche per la natura dei blocchi che la compongono, in quanto che fra essi sono frequentissimi i massi appartenenti al Lias, *caratterizzati dalle intercalazioni* regolari di straterelli formati da *noduli lenticolari di selce piromaca* grigia con involucro di selce amorfa chiara (*facies lombarda o giudicariense del Lias trentino*) ».

Questa frana — come è indicato nella annessa carta geologica del TRENER — s'è staccata appunto dalla parete orientale del Brent; chi conosca di quest'Autore la obiettività nell'osservazione, condotta sino alla minuziosità, non dovrebbe più dubitare di trovarsi qui di fronte ad una precisa documentazione che il Lias può aversi in facies giudicariense oltre 6 Km. ad Est della linea di Ballino.

Del *Dogger* s'è detto abbastanza prima. Conviene soltanto riassumere: la facies con cui esso si presenta assomiglia certamente più alla facies veneta, però sono da sottolineare i caratteri di transizione che si riscontrano.

Gli inclusi silicei sono presenti, anche se non molto abbondanti, nella porzione a stratificazione più sottile. Ed ancor più il nostro *Dogger* s'avvicina a quello giudicariense per quella facies « del Tovo » che s'estende ad Est della linea di Ballino fino alla « linea del Tovo », anzi, con un lembo isolato, fino alla « linea di Mandrea ».

Venendo al *Giurese superiore* in generale, la differenza più lampante è data dalla presenza del « Selcifero » molto potente in Giudicarie, dalla sua assenza — in tale facies e potenza — nel Veneto.

Ma abbiamo visto come, passando dalla Val del Sarca verso il solco di Ballino, si noti un visibile aumento di potenza (fino a quasi 10 m.) nel livello di calcare rosso silcifero con sovrastanti strati ad Aptici posto alla base del Titoniano.

Inoltre a q. 863 a NE del L. di Tenno — ma ad E della linea di Ballino anche se in prossimità della stessa — quel calcare molto ricco di silice ricorda da vicino il Selcifero giudicariense, e la stessa facies del Tovo gli assomiglia per il colore e la granulosità della pasta.

Manca invece nei monti ad W di Ballino il Titoniano nella facies di calcare ammonitico o marmoreo (presente però in singoli lembi isolati nella zona di Tremosine, come ebbe a rilevare il COZZAGLIO (1915 e altr.), ad W della linea del Garda), mentre è comune nel nostro gruppo montuoso fino a Ville del Monte, in immediata vicinanza della linea di Ballino.

Quanto alla breccia-conglomerato di Ballino s'è già visto come essa sia presente per una certa estensione al di qua e al di là della linea di Ballino, or con caratteri più decisi, ora solo accennata.

Anche per il *Cretaceo inferiore e medio* il Gruppo Biaina-Brent appartiene alla facies veneta, di Biancone. La potenza è molto ridotta in confronto di quella osservabile ad Est della Valle dell'Adige ed ho fatto notare che i pochi lembi non affio-

rano in modo da permettere di osservare in continuità l'intera serie. Certo è che la Maiolica, potente serie di calcari marnosi da bianchi a grigio chiari, come si ha nei monti ad W di Ballino, qui non si trova. Tutt'al più un accenno alla facies occidentale si potrebbe scorgere in certi interstrati scaglioso-scistosi di color scuro, che ricordano gli « Scisti neri » della porzione superiore della Maiolica, p. es. della zona di Tremosine.

Per il *Cretaceo superiore*, la Scaglia, non noterei differenze sensibili rispetto a quello delle Giudicarie. Comunque manca nella nostra zona la facies di calcare marnoso a stratificazione più grossa, più resistente, quale si trova in vari punti della Val d'Adige ⁽¹⁾.

Quanto all'*Eocene* una differenza, per cui nella nostra zona si può ancora parlare di una facies veneta, si avrebbe in questo: mentre in Giudicarie dalla Scaglia rossa si passa in continuità alla Scaglia cinerea dell'*Eocene* (che si presenta solo con questa facies), nella nostra zona si hanno alternanze di banchi di calcare marnoso, o addirittura complessi di strati di calcare più o meno marnoso (*Eocene* medio. E' dubbio se l'*Eocene* inferiore sia presente).

Però deve rilevarsi che quel poco di *Eocene* che affiora lungo la linea Tovo-Prai da Gom è unicamente in facies scagliosa; e che a Varignano stessa (a Sud e a Nord) predomina questa facies. Qui fu determinato il Priaboniano. Ma sappiamo veramente se esso sia trasgressivo sulla Scaglia, o se — forse fortemente stirato per cause tettoniche — non sia rappresentato anche dell'*Eocene* più antico, in tal caso pure in facies scagliosa?

Da quanto qui esposto non sembra che si abbia nemmeno per l'*Eocene* un brusco cambiamento di facies in corrispondenza della linea di Ballino.

Considerando tutto quest'insieme di dati si è portati spontaneamente a concludere che non si abbiano veramente netti cambiamenti di facies in corrispondenza dei labbri di qualcuna delle dislocazioni ad andamento giudicariense, ma che da tempo remoto (Permiano?) ⁽²⁾ pressappoco a cavaliere di quella che chiamiamo linea di Ballino, e del suo prolungamento verso NNE, abbia giuocato, un po' in qua un po' in là, una soglia di facies attraverso i vari periodi.

Anche il semplice frazionarsi di questa zona in numerose zolle o scaglie tettoniche non può non aver accentuato i contrasti, per quel ravvicinamento sull'orizzontale che ogni piega faglia ed ogni sovrascorrimento producono trasversalmente alla direzione. Ma lo stridente contrasto che sempre si è visto tra i due lati della linea di Ballino è soprattutto effetto del fatto che per molti terreni v'è un'interruzione d'affioramento di parecchi chilometri (per il Retico fino a 15), e lungo il Garda un'interruzione corrispondente per lo meno (e più) alla larghezza del lago.

⁽¹⁾ Noto per inciso d'aver trovato invece la Scaglia in facies di calcare marnoso a banchi, lungo la strada S. Lorenzo di Banale - Molveno (sopra Moline), in un punto che verrebbe a trovarsi ad W del prolungamento ideale della linea di Ballino.

⁽²⁾ Il VECCHIA (1957, pag. 115, 131-33) propone ora una spiegazione a questo, partendo dall'ipotesi di un fenomeno disgiuntivo persistente fin dal Permico in corrispondenza della Linea delle Giudicarie e avente il carattere d'una faglia litosferica (profonda), ad andamento obliquo rispetto al successivo corrugamento alpino. Ed accettando il concetto della « giunzione atesina » proposto da Gb. DAL PIAZ (1942, pag. 305) per l'interpretazione tettonica della regione, pensa che esso possa essere utilmente integrato con l'ammettere questa più antica faglia litosferica (ed altre minori ad essa parallele). Fa piacere notare che pur in forma moderna e per di più cercando almeno di darne una spiegazione, si viene anche a rendere onore ad una vecchia intuizione del BITTNER (1881), che anche a parere dello scrivente (1944 a, b.), si poteva ancora ritenere valida.

TETTONICA

Siamo giunti così a quello che era e rimane il motivo principale del presente lavoro.

Per quanto riguarda la zona di cui si tratta, la bibliografia che ne parli direttamente nei riguardi della tettonica è ben poco ricca.

Il LEPSIUS per primo nella sua opera « Das westliche Süd Tirol » (1878) ha diverse osservazioni sul gruppo Casale-Biaina, che ancora si possono accettare; ma le sue vedute nei confronti della tettonica non possono naturalmente servire ad un'interpretazione attuale. Noto solo che certe sue espressioni che alla lettera possono sembrare fantastiche o ingenue, se si interpretino un po' rivestendole di termini più moderni, non sono poi tanto lontane, come sembra, da quello che possiamo pensare al tempo nostro.

Il BITTNER (1881 b) porta qualche osservazione interessante sul fianco Ovest del M. Misone (ad E di Ballino) e sulla giacitura a Ville del Monte e Tenno, non parla della zona fra Lomasone e Sarca. E meno ancora nella sua monografia sulle Giudicarie (1881 a); però con questa sua opera compare l'interpretazione di tutta la regione fra il Chiese e la linea di Ballino e il lago di Garda come formata da un fascio di anticlinali ad assi NNE, con fianco orientale molto ripido, o rovesciato e fagliato fino alla produzione di scorrimenti di qualche entità. Da questo momento analoga interpretazione era applicabile alla zona da Ballino al Sarca.

Nel 1903 esce la carta geologica austriaca del VACEK, abbastanza buona quanto a distribuzione dei terreni; ma il suo Autore, relativamente interessato ai problemi tettonici, non pone in evidenza linee di dislocazione, anche se talune sono già intuibili dalla sua carta, e tuttavia lasciando incerti se siano da intendersi come semplici pieghe o come pieghe-faglie. Solo la dislocazione a S di Ceniga è indicata come faglia.

Limitatamente al fianco orientale del Brent sopra Dro appaiono interessanti una fotografia e la carta annesse alla pubblicazione, già citata, del TRENER (1924), perchè vi figurano indicate alcune diaclasi e faglie attraversanti questo versante, secondo le quali è avvenuto il distacco di alcune delle frane costituenti le Marocche.

E' merito del TREVISAN l'aver indicato nel 1941 per primo tutte o quasi le linee di dislocazione che interessano la nostra zona, presentandole come « fratture » a direzione giudicariense in una nota molto chiara e sintetica corredata di profili e stereogramma (1941) e più tardi, con la pubblicazione del Foglio Riva avvenuta nel 1948, parte del quale era stata appunto rilevata da questo Autore.

Riallacciandosi all'interpretazione tettonica ed alla visione d'insieme che il TREVISAN aveva maturato e doveva ritenere comprovata dagli studi compiuti nel Gruppo di Brenta, ed alla quale aveva dato più circostanziata esposizione in varie pubblicazioni (1936, 1938, 1939), l'A. estende tale interpretazione anche al fascio di fratture tra la linea di Ballino ed il Sarca. Prendendo lo spunto da idee affacciate precedentemente dall'HERITSCH (1915) e dallo SCHWINNER (1913, 1915, 1918) e sviluppandole in uno schema davvero ingegnoso e suggestivo, egli ritiene che anche queste linee di frattura abbiano il carattere di « paràfore », dovendosi intendere che la componente principale di

movimento sia stata orizzontale, in direzione giudicariense, anche se gli effetti più vistosi o solo rilevabili siano stati la formazione di pieghe-faglie o scaglie tettoniche dipendenti da una componente di spinta in direzione ortogonale alla precedente.

Per tal modo poi dalla somma degli spostamenti differenziali lungo le singole fratture, che sono tra loro vicarianti, sarebbe risultato lo spostamento globale verso N del Sudalpino veneto rispetto a quello lombardo, corrispondente a una trentina di chilometri circa.

Da questo momento sorgeva il contrasto fra l'interpretazione, diremo, ormai tradizionale e questa nuova.

Nel 1942, nella sua Memoria sul Massiccio di Monte Croce, G. B. DAL PIAZ a conclusione delle ricerche compiute lungo la « linea delle Giudicarie » e quella di « Foiana » escludeva l'esistenza di parafore giudicando non esservi motivi sufficienti per abbandonare la concezione tettonica tradizionale; egli ammetteva tuttavia che lungo le linee di frattura potessero essersi verificati anche degli spostamenti in direzione giudicariense, movimenti minori e modesti tuttavia, da considerarsi come effetto dello sforzo di adattamento all'arco retico.

Per la zona compresa fra il solco di Ballino e la Valle del Chiese-Adanà, ho reso noto altra volta (1944 a) di non aver trovato strutture che indichino come probabili movimenti in senso NNE, ma semmai il contrario, spostamenti orizzontali o flessure orizzontali in senso trasversale alla direttrice giudicariense e in accordo con la spinta ESE-WNW (o SE-NW).

Non conoscendo invece sufficientemente la zona ora considerata nel presente studio, è comprensibile che, avutane la possibilità, abbia desiderato esaminarla attentamente.

Quando già avevo cominciato a stendere queste pagine è uscito, recentissimo, lo studio del VECCHIA (1957); nel quale l'Autore in seguito a rilievi personali riguardanti soprattutto la Rendena, parte delle Giudicarie e la zona dal Lago di Molveno a Stenico, e a considerazioni ed argomentazioni con esame di profili ecc. estesi all'intera regione compresa fra la « linea delle Giudicarie » e la Val d'Adige, giunge alla convinzione che non si possano sostenere traslazioni in senso orizzontale, direzionale, e resti sempre valida la concezione di movimenti e spinte trasversali alla direzione giudicariense. Per la verità non viene toccata in particolare la zona tra la Val di Lomason e la Val del Sarca, ma logicamente essa partecipa della tettonica di tutto il « fascio tettonico giudicario-atesino ».

Desidero attendere ad esporre il mio punto di vista dopo l'esame dei fatti e delle osservazioni compiute sul terreno, così che dalla documentazione fornita le conclusioni possano scaturire il più naturalmente possibile. E ritengo perciò opportuno procedere all'esame separato ed analitico delle singole linee di dislocazione e delle strutture interposte.

Sarà utile durante la lettura della descrizione tettonica tenere presenti le sezioni geologiche (Tav. I e II).

Le sezioni sono disposte in serie quasi prospettica così da permettere una sorta di visione panoramica d'insieme dell'intera regione montuosa, e sono numerose (potrebbe sembrare anche troppo) al preciso scopo di permettere di seguire i cambiamenti che avvengono in senso longitudinale lungo le linee di dislocazione e gli elementi tetto-

nici; e ciò tanto più che è emerso essere uno dei tratti caratteristici dello stile di questa zona il frazionarsi, in conseguenza di fratture trasversali, delle varie unità tettoniche in singoli settori non del tutto identici, anche se appartenenti ad un medesimo stile.

Per quanto appunto riguarda la struttura delle unità interposte fra le singole linee di dislocazione, si rimanda alle sezioni geologiche, in modo che si possa contenerne la descrizione entro limiti più ristretti.

Nello studio sul terreno ho cercato di essere quanto più possibile obiettivo, avendo cura di non permettere che eventualmente le mie vedute circa la zona situata ad occidente di Ballino potessero forzarmi la mano e condurmi ad addomesticare, ad adattare a schemi preconcepiuti quanto si andava presentando in realtà. Analogamente ho l'impressione, e spero, che le sezioni geologiche siano abbastanza realistiche; le pendenze degli strati corrispondono quasi in ogni punto a misure effettuate in sito. Infatti su di un'area rilevata di appena una cinquantina di Km.² dispongo di oltre 400 misure di giacitura.

LINEA DEL MISONE (LOMASONE W)

Decorre in senso nettamente giudicariense al piede delle alte pareti del fianco orientale del M. Misone, purtroppo interamente ricoperta — dove è pronunciata — da conoidi detritiche o da morenico. E' già sul limite occidentale della zona da me rilevata e l'ho soltanto indicata sulla carta seguendo il TREVISAN.

Sono infatti persuaso che non si possa dubitare della sua esistenza, perchè non vi sarebbe nemmeno spazio sufficiente per svolgere una piega continua tra il Dogger a 1800 o 1600 m. sul Misone ed il Cretaceo, rispettivamente l'Eocene, nel fondo di Val Lomason.

Sono d'accordo con la rappresentazione che ne dà il TREVISAN nei suoi profili: la dislocazione ha assunto il carattere d'una faglia inversa portando il Lias (e forse il Retico superiore) del M. Misone a ricoprire moderatamente il Cretaceo (di fronte a M. S. Pietro) e l'Eocene (in Val Lomason) lungo una superficie inclinata a WNW di 60-70°.

Per quanto mi riguarda ho rivolto la mia attenzione soltanto all'estremità meridionale di questa linea per tentare di riconoscerne il modo di insorgenza.

Il Foglio Riva la segna come probabile un 300 m. ad W di Calvola però senza condurla fino ad incontrarsi con la « linea di Ballino ».

In questo punto non ho trovato segni di discontinuità nella stratificazione, ma alquanto più a N, poco a N di Canal, è più che probabile passi una zona di disturbo, anche se non è possibile riconoscerla con evidenza e con chiarezza. Infatti 50 m. a NW di q. 797 (Calino) troviamo il Dogger con dir. E 30° N, incl. 50-60° S; ma 10 m. prima, e più in là alla svolta della mulattiera in 770 q., c'è una netta divisione del calcare secondo piani aventi dir. N 25-35° W, incl. subverticali, fortissime ad E e ad W. La somiglianza con stratificazione è fortissima, ritengo più probabile si tratti di fessurazione. E' certo che ci troviamo nella naturale continuazione della « linea del Misone » e l'inclinazione di 60° a S 30° E indicherebbe un ginocchio secondo tale direzione, ma siamo per giunta in un punto che è stato meccanicamente interessato anche dall'altra faglia, di cui ora dirò e che viene a interferire con la prima a breve distanza.

Movendo da Canal verso quella sorta di terrazzo che corrisponde a q. 877 e q. 863, interposto fra il L. di Tenno e il M. Misone, si riconosce che esso è fagliato rispetto al M. Misone (tanto da conservare sul lato settentrionale di q. 863 anche un po' di Titoniano e di Cretaceo); e ad E di Daglia, sulla mulattiera, affiora anche la faglia stessa (del resto ricoperta da detrito): dir. N 40° W, incl. 50° E, contatto tra Dogger e Dogger, al tetto stratificazione indistinta, al letto dir. N 15° W, incl. 50-55° W che diminuisce allontanandosi dalla faglia verso W; lungo il contatto alcuni decimetri di breccia cataclastica.

Non vedo altra interpretazione più naturale di questa: per un troppo brusco forzarsi verso l'alto (salita assiale) della nascente anticlinale del Misone il fianco W ha ceduto alla base tanto da venir persino un po' sovrascorso (incl. ad E del piano di faglia) dalla massa del Misone ⁽¹⁾.

Tornando alla « linea del Misone », nelle q. 938 e 1114 che s'ergono ripide sopra Calino, vi riconosciamo i grossi banchi del Dogger che inclinano 45-60° a S (forse fino a SSE); inoltre nella parete S e nel fianco E di q. 1114 notiamo due faglie con direzioni circa a N 10° E, N 10° W, inclinate 70-80° ad W. La più orientale di esse dovrebbe corrispondere al principio della linea del Misone, e per quest'ultimo particolare propendo a ritenere che essa abbia il carattere di faglia inversa molto ripida.

A giudicare da come terminano presso Favrio (v. Foglio Riva e M. Adamello) Giurese, Cretaceo ed Eocene, il quale ultimo pare raccordarsi sotto al morenico con quello allo sbocco di Val Lomason, sembra si possa parlare di una (semi)terminazione periclinale, e forse (o probabilmente) noi potremmo vedere — se mancasse la copertura del morenico — anche a quest'estremità la « linea del Misone » sfumare in una piega a ginocchio.

Allora, tenendo conto che lungo il fianco W del Misone la direzione degli strati passa dalla NE-NNE nel tratto settentrionale, alla N nel tratto centrale, alla NNW verso Ville del Monte (come già ebbero a notare il LEPSIUS e il BITTNER) mi pare che nell'insieme il Misone si possa ben considerare come un'anticlinale che rapidamente da ambo gli estremi passa a faglia in conseguenza della rapida salita assiale culminante circa in corrispondenza della cima attuale. All'estremità Sud essa si inizierebbe come una ruga (forse fin dall'inizio con relativa zona di disturbo) nel fianco di un disegno anticlinale che — vedremo — a più largo raggio può comprendere il M. S. Pietro. Ma ecco che tra Canal - q. 938 - q. 1114, appunto per la salita assiale molto forzata, l'anticlinale si faglia su entrambe i lati e — per la generale immersione verso W — il fianco E viene addirittura a mancare: il Misone è nel complesso una grande semi-anticlinale.

Rimane il dubbio se nella parete del Misone non sia rimasto conservato qualche frammento del fianco E di quest'anticlinale. Esorbitando dai limiti imposti, non ho potuto dedicare del tempo allo studio di questa questione. Sta però il fatto che guardando dalla parte opposta della valle le grandi pareti rocciose del fianco orientale di questo monte, mentre in generale si vedono le tracce degli strati troncati trasversalmente indicanti immersione all'W o quasi orizzontalità, al di sotto di un marcato gradino morfologico che sta proprio alla base della cima del Misone (da q. 1229 a q. 1150), con luce

⁽¹⁾ Si veda anche: CADROBBI (1944 b, pag. 83-84).

favorevole si notano tracce e superficie di piani fortemente immersi verso l'asse della Val di Lomasone. Sono esse solo un fenomeno di fessurazione o sono tracce reali di vera stratificazione? In tal caso avremmo qui un residuo della gamba E ed una prova di più che la « linea del Misone » è nata da un'anticlinale a ginocchio.

In conclusione non risulta che lungo questa dislocazione siano avvenute traslazioni in senso prevalentemente orizzontale; e quel che si può osservare al suo principio meridionale, non fornisce alcun indizio favorevole a questa tesi.

Restano, unica eccezione, delle strie non troppo nitide che sembrano potersi osservare sulla superficie della faglia a N di Canal (tra il piede del Misone e il L. di Tenno) inclinate appena un 20° a S ⁽¹⁾. Non mi sembra che il fatto possa far mutare la concezione d'insieme, ma che si possa vedere in queste strie la semplice conseguenza di adattamenti fra le zolle, *anche con modesti spostamenti orizzontali*. Del resto il solo fatto che per uno dei due labbri si abbia una molto più forte salita assiale comporta già in qualche modo una componente di moto relativo orizzontale.

LINEA DEL LOMASONE E e DEL TOVO W

Seguiremo questa linea partendo dalla sua estremità settentrionale e procedendo verso Sud.

Anche nel Foglio Adamello già a S di Lundo si arresta il segno di faglia e si delinea un fianco di piega a ginocchio nella serie Dogger-Titoniano-Scaglia-Eocene. A N del S. Martino lungo la mulattiera che sale da Lundo questo ginocchio è ben visibile e in calcari gialli o giallo-rosati con lenti di selce, del Giurese medio, si misura: dir. N 40° E, incl. $75-80^\circ$ W; su una di queste superfici si notano delle strie di faglia inclinate da 20° a 40° a SW.

Mi pare probabile però che almeno dal parallelo di Lundo verso Sud si delinei già una faglia in quanto il Titoniano in complesso non si rinviene e troviamo in immediata vicinanza del Dogger (a monte) Cretaceo medio-inferiore in stretta zona, più a S addirittura la Scaglia. La conclusione sarebbe di pensare di trovarsi davanti ad una piega-faglia diretta accentuantesi verso Sud; ma l'aver riscontrato — nella pur generale inclinazione del Cretaceo e dell'Eocene verso Lomaso (WNW) — in più punti inclinazioni verso ESE (Eocene a SE di Lundo: $40-70^\circ$ a SE; Cretaceo medio verso q. 827: debole inclin. tra S e SE; Scaglia sotto q. 736: 30° a E 40° S; Eocene a NE di Pertener: $30-45^\circ$ a ESE) mi fa pensare a iniziali rovesciamenti in vicinanza della faglia e propendere a ritenere che fin da qui essa abbia il carattere di faglia inversa con piano fortemente inclinato a ESE.

Nella zona di Padernone (SSE di Lundo) giaciture anomale nel Dogger, stratificazioni (o fortissima fessurazione?) con dir. N 15° W-N 15° E, incl. da 50 a 60° e più E, zone di roccia molto rotta mi fanno credere ad una subfaglia in tale settore: il ginocchio qui si sarebbe realizzato attraverso due faglie subparallele (sez. 1).

⁽¹⁾ In una nota preventiva (1957) avevo affermato non essersi trovato alcun segno di movimenti orizzontali. Completate le ricerche di campagna, indicherò i posti dove ho potuto rilevare strie di faglia a componente orizzontale. Cercheremo o nel caso singolo o alla fine, quale significato si possa loro attribuire.

La linea di dislocazione prosegue verso Sud al piede delle alte pareti di roccia in destra della Val di Lomason. Il contatto non è mai visibile, coperto da sempre più alte conoidi detritiche; è probabile che già dopo Pertener la faglia sia di Dogger contro Eocene. Ma sempre ancora ben visibile è il fianco della piega a ginocchio con inclinazioni medie fino a forti verso Val Lomason: così nel fianco W del S. Martino e in corrispondenza di q. 1089.

Nelle alture di Blestone (q. 1125, 1139, 1117), in alto, domina ora la disposizione tabulare degli strati, ma nella parete ad W di q. 1125 già essi inclinano 10-20° verso la Val Lomason, e a q. 1117 mentre in cima gli strati inclinano da 20-10° verso Est e sono orizzontali in testa alla parete, a metà della stessa sono già inclinati un 15° verso W ed alla base della parete, presso q. 632, ho potuto misurare nel Lias addirittura: dir. N 30-35° E, incl. 45-55° W. Questi particolari non sono superflui per comprendere le modificazioni nella struttura, che intervengono ora più a Sud.

Circa 1 Km. a monte della Malga di Lomasone sulla destra della valle cessano le conoidi detritiche e al loro posto si vede obliquare, da sotto le alte pareti a picco verso la valle, una bastionata rocciosa costituita da lastroni del Giurese superiore molto ripidi (dir. da NE a N 20° E, incl. 60-75° W), entro monte seguiti dal Giurese medio.

Questo lembo, la cui esistenza è posta in evidenza per la prima volta (le carte anteriori segnano qui Lias), è fagliato rispetto al Lias-Dogger sottostante ai Gorgi e Doss de l'Avéz, i cui strati sono ripidamente immersi a ESE: v'è anzi un brusco e forte cambiamento dell'inclinazione. La dislocazione è evidente, e chiunque passi per questi luoghi se ne persuade, viceversa non si può controllare il contatto anche per la scarsa praticabilità del versante. Però proprio poco ad W della Croce del Tovo, è chiarissimo un piano di faglia, nel diretto prolungamento a Sud di questa linea, avente: dir. N 5-10° W, incl. 65° E; Dogger contro Dogger, non si osservano strie.

Mi sembra chiaro, in questa bastionata a lastroni è conservato un resto del fianco W dell'anticlinale; la linea del Lomasone, a monte della malga, si trasforma in una faglia in cerniera, ed il dato or ora indicato mi convince essa abbia carattere di faglia inversa con un certo sovrascorrimento dei calcari di Doss de l'Avéz sulla zolla abbassata.

Il rigetto va diminuendo verso Sud e alla Croce del Tovo esso non dovrebbe essere gran cosa. Inoltre i piccoli affioramenti di Eocene a N e a S di q. 588, quasi a ridosso del Titoniano, ci dimostrano che un certo stiramento o faglia deve esserci anche su questo lato; probabilmente esso poi va sfumando per annullarsi in corrispondenza del fianco NW di M. S. Pietro. Riassumendo: la linea del Lomasone da rottura in fianco di anticlinale a ginocchio, va trasformandosi in quanto, poco oltre M.ga Lomasone, si divide in due: verso E una rottura in cerniera con sovrascorrimento del labbro W, ad W una modesta faglia (Titoniano-Eocene), che dovrebbe essere normale.

Oltre la Croce del Tovo verso S non si può seguire sul terreno una diretta continuazione della faglia, forse anche a causa dell'abbondante materiale detritico.

Conviene perciò partire dall'estremità meridionale nei pressi di Tenno e seguire verso Nord la dislocazione, che chiamerò « del Tovo W », fino alla testata della Val del Tovo per tentare qui un collegamento fra la dislocazione ora descritta e quest'altra.

Alle svolte dello stradone sopra Tenno gli strati del Dogger che scendono da Doss Dari hanno dir. N 15-20° W, incl. 35-40° W; e ancora fino a Tenno, a N di q. 487 (dir. N 20-25° W, incl. 30-35° W).

Ora presto, passando per dir. W 10° N-W, già a W 10° N di q. 484 troviamo dir. E 30° N, incl. 45° S (cave); e più in generale per tutto il versante E di Doss Dari ed ESE di S. Pietro fin sotto Rancione dominano direzioni tra E 30° N e N 35° E, incl. tra 15 e 30° a SE.

Abbiamo a che fare evidentemente con un'anticlinale allargantesi verso N in quanto saliente a N, con l'asse passante all'incirca per Doss Dari e M. S. Pietro; e siccome lungo il suo fianco SW v'è continuità di andamenti tra Ville del Monte e il fianco W del Misone sopra il L. di Tenno, si può pensare (v. pag. 33) ad un unico disegno anticlinale comprendente il M. Misone, il quale s'è frazionato in due in conseguenza della forte salita assiale del Misone degenerante in faglia, mentre l'anticlinale di M. S. Pietro, dopo la sua culminazione in corrispondenza di detta cima, va discendendo assialmente verso la Val di Lomason.

Nel fianco ESE dell'anticlinale si fa notare un ginocchio che si può seguire da q. 600 fin un po' a N del parallelo di Doss Dari, avente direzioni da E 35° N a N 35° E, inclinazioni 65-70° SE; più in là questo ginocchio si perde. Come struttura non ha certo grande importanza, ma è significativo secondo me come stile e prelude al ginocchio più importante che si trova ora più in basso.

Questo è indicato da un piccolo affioramento di Titoniano dal morenico a N di q. 484: gli strati hanno dir. E 25° N, incl. 55-60° S. Un altro affioramento si ha sotto Vandrino, ed entrambi si collegano col Titoniano ad W di Noino (q. 368) dove la direzione è passata a N 30-20° E, e l'inclinazione da verticale diventa addirittura da 70° fino a 45° W, con chiaro rovesciamento, e iniziale sovrascorrimento, sopra l'Eocene, del Titoniano a strati tutti arricciati, quasi scistosì. Va detto che questo ginocchio è la diretta continuazione verso N della piega a ginocchio (con Titoniano verticale) visibile da Cologna alla Cascata del Varone, dove nella rupe di Deva la dislocazione viene a interferire con la « linea di Ballino » (v. CADROBBI 1942, pag. 51).

Il ginocchio è ancora evidentissimo nella parete ad W di q. 461 (la più meridionale) dove i lastroni del Dogger hanno dir. NE-N 35° E, incl. 60-75° E.

Oltre q. 461 altro piccolo affioramento d'Eocene, poi non più.

Subito dopo la più settentrionale delle q. 461 si presenta invece parallelamente alla strada la discesa di strati del Titoniano con dir. N 35° E, incl. da 85° E a 85° W.

Ma intanto fra questi strati (che formano una bastionata a Sud del bivio delle due mulattiere che risalgono il Tovo) e le grandi rocce sotto Rancione s'è inserita una dislocazione avente il tipo di uno scorrimento: Dogger di Rancione sul Dogger stratigraficamente sottostante al Titoniano. La dislocazione non risulta evidente fino che non si sia giunti in prossimità. Sopra il gomito, dopo il bivio, della mulattiera più occidentale, essa si rivela in maniera indubbia: proprio al piede dei paretoni passa il piano di faglia con dir. N-N 5° E, incl. 65° W, con interposta zona di cataclasi e sconnessione che implica anche un po' di rosso Selcifero. Si osserva pure che gli strati del letto assumono spesso orientamento parallelo alla faglia. Più a Sud, verso q. 461, è anche visibile la voltata del fianco d'anticlinale che scende da Rancione accostando vieppù l'inclinazione alla verticalità dei banchi al letto.

Lo scorrimento continua (non a giorno) alla base dei paretoni che volgono verso q. 755, e subito sotto e esternamente alla parete si nota una specie di balza-cornice con i

banchi del Dogger molto ripidi (dir. N 20° E, incl. 70-65° E) che già fanno corpo col Dogger che proprio sul fondo della Val del Tovo ripete il motivo della bastionata visto presso q. 461. Ma ancora entro la parete a monte dello scorrimento sembrano chiari i segni di una forte curva in basso dei banchi.

All'altezza di q. 755 vediamo l'alta parete rocciosa deviare bruscamente verso N e NNW; ritengo, più che probabile, certo il passaggio di una faglia trasversale obliqua rispetto alla direzione dello scorrimento, la quale si inserisce probabilmente nel sistema di fratture che interessa la zona a colline e conche, eminentemente carsica posta a S di Treni (q. 873 - q. 886). Noto che questa frattura è sul prolungamento della faglia trasversale di Nanzone (q. 802 - q. 390) che incontreremo più tardi.

Inoltre ho accertato — un 300 m. a Sud — un'altra faglia, diramante a barba di penna dallo scorrimento e pressapoco parallela alla precedente: il piano di faglia ha dir. N 20° W, incl. 90-85° W, tra i due labbri una breccia cataclastica con ½ m. di vera milonite (ricerca d'acqua per i pastori). E altri 100 m. più a Sud è probabile un'altra faglia subparallela a questa.

L'intervallo che ci separa dalla terminazione meridionale della « linea del Lomason » è di appena ½ km. La faglia di q. 755 ci spiega anzitutto un fatto; la differenza morfologica tra la parte del fianco destro del Tovo a S di questa faglia, a grandi pareti precipiti, e quella a N di essa con discesa a gradini, a balze, non con un salto solo.

Nelle varie quote circostanti a q. 873 gli strati pendono debolmente a NW, ma in corrispondenza dello spartiacque pare aversi anche il cambiamento d'immersione, cosicché sul lato del Tovo essi pendono verso il Tovo stesso (a S di q. 873 a 700 di quota ho misurato: dir. NE, incl. 15-20° SE).

Così non si può nemmeno escludere che in questo tratto della testata della V. del Tovo si abbia raccordo fra l'anticlinale di q. 873 e la struttura a sinclinale (col Titoniano al nucleo) che sale verso il Tovo (località). Ma può anche darsi che, attenuata, la « linea del Tovo W » continui verso N fino ad accostarsi o collegarsi con quella « del Lomason », o che quest'ultima si prolunghi per un po' nelle rocce sotto q. 873 estinguendosi.

In ogni caso mi pare che si debba abbandonare — anche se in qualche momento e per qualche aspetto possa presentarsi come tentatrice — la soluzione di un'unica linea Lomason-Tovo con movimento prevalentemente orizzontale, perchè non corrispondente all'insieme dei fatti realmente osservabili.

Piuttosto penso che la chiave per la soluzione si trovi proprio in quella zona di Treni, che si frappone in modo un po' strano nell'unità delle linee tettoniche e morfologiche, zona dominata da fratture che smembrano in blocchi il Dogger a disposizione quasi tabulare (basta girare fra Treni e q. 886 per persuadersene), con esaltazione del fenomeno carsico.

Le fratture non sono *dimostrabili* sul terreno per mancanza di contatti affioranti, ma più che convinto della loro esistenza, ho segnato sulla carta almeno le più importanti, fra le quali una frattura che sembra seguire la caratteristica parete rocciosa da Treni a Badoline e separare così le masse di Treni da quelle più a Nord sottostanti a Doss de l'Avéz.

Per concludere, la zona di Treni fungendo da collegamento e disgiunzione insieme, viene a permettere che dalla « linea del Lomason » con sovrascorrimento della zolla orien-

tale, riducendosi al minimo il rigetto in corrispondenza della Croce del Tovo, si passi alla « linea del Tovo W » con sovrascorrimento della zolla occidentale, il che è possibile anche perchè la struttura sinclinale che forma la zolla ad Est, rimasta alta da S. Giovanni fino al Tovo, ora si affonda rapidamente in corrispondenza del fondo della Val del Tovo, e può venir sormontata dall'anticlinale di S. Pietro-Rancione, mentre più al Nord è il contrario: l'anticlinale di S. Pietro è in discesa assiale verso il Lomason.

La struttura interposta fra la « linea del Misone » e la « linea del Lomason-Tovo », la dorsale di Doss Dari - M. S. Pietro, è dunque nel suo insieme un'anticlinale in salita assiale da Tenno.

La sinclinale di raccordo con l'anticlinale del Misone è abbastanza ben conservata (molto ricoperta da morenico) nella zona di Calino dove avrebbe fondo pianeggiante (Titoniano a SE di q. 797: 10° inclin. a W 40° S, Dogger a E di q. 797: 20° inclin. ad E 30° S), e dove sarebbe conservato in parte anche il fianco W, però già all'inizio fratturato come indicano le zone di disturbo presso q. 797. Procedendo verso NNE naturalmente, per la forte salita dell'anticlinale del Misone la faglia s'accentua sempre più, cosicchè sulla destra della Val di S. Pietro (cessati il morenico e le conoidi di frana) troviamo solo il Titoniano del fianco W dell'anticlinale del S. Pietro (direzioni da N fino a NE, inclinazioni da 10-20° fino a 40-50° W).

Un'anomalia nella regolarità di questo fianco di piega si nota tra q. 935 (Calino) e q. 1061 di M. S. Pietro, con strati di Titoniano aventi dir. da N 20° E a N e incl. prima 90-45° E, poi 30° E: sembra trattarsi di un'anticlinale secondaria locale nel fianco dell'anticlinale principale.

Osservo infine che il Titoniano a lastroni scendenti ripidi in destra di Val Lomason sopra q. 588 è da pensarsi come la continuazione di questo fianco dell'anticlinale del S. Pietro; ma non nella diretta continuazione geometrica di esso.

Ora, non si può escludere nemmeno questo: che tra q. 634 e q. 669 (a N di Vespana) si abbia un flesso laterale della piega che ne sposta il fianco più ad W. Ma mi sembra abbastanza probabile che invece da q. 634 verso S in direzione di Treni si abbia una faglia, per la quale si produrrebbe ad W della stessa (nel Dosso di Vespana) una certa ripetizione della serie ⁽¹⁾.

Posso aggiungere solo questo, che già l'aspetto della valletta scendente da Treni verso N per Badoline, così incassata com'è, è fortemente sospetto. Inoltre tra q. 808 (Treni) e Badoline sono evidenti delle superficie verticali con dir. NE, ed una superficie ben denudata con dir. N, incl. 70° E. Data la bloccosità della roccia del Dogger, è impossibile decidere se si tratti di faglie o piani di taglio, o di superficie di strato. Ma in entrambi i casi dobbiamo ammettere di aver a che fare con indizi di disturbo tettonico.

Questa faglia data qui come probabile si innesterebbe in qualche modo verso Sud, nelle fratture della zona di Treni (o in quella a dir. NW, fra Treni e Badoline, o addirittura (in prosecuzione) in quella proveniente dalla Val del Tovo per q. 755).

⁽¹⁾ Non essendomi riuscito il riconoscimento *in situ* di questa faglia, l'ho segnata soltanto come probabile, con linea punteggiata.

LINEA DI S. GIOVANNI - TOVO E.

Come si vede già nel Foglio Riva, questa dislocazione comincia a prodursi all'incirca all'altezza delle cime del Brent. Impossibile precisare con esattezza l'inizio a causa dell'abbondante copertura quaternaria (Prà dei Muci), ma certamente più a Nord, nella parte meridionale del M. Casale, non v'è più traccia di essa. Ciò fa già dubitare della possibilità di interpretare come parafora tale dislocazione, la quale secondo lo scrivente comincerebbe come una semplice ondulazione nel fianco della monoclinale Casale-Brent, rapidamente passante verso S a piega-faglia indicata dalla parete a picco che accompagna sul lato W la cresta meridionale del Brent.

Risulta abbassata la zolla occidentale e in corrispondenza di q. 1509 la faglia è ancora tra Dogger e Dogger (non tra Lias e Dogger), ma più a Sud, crescendo il rigetto, ecco conservato anche un lembo di Titoniano fin sopra le Marcarie.

In due punti qui la faglia si lascia osservare meglio:

a) Ad W di q. 1309, dove presenta dir. N 20-25° E, incl. 75° E con al letto Titoniano avente all'incirca uguale direzione e inclinazioni da 55° E a subverticali, al tetto Calcarei gialli tipici.

Il rigetto qui non dovrebbe essere molto rilevante, perchè sui ripiani di cresta di q. 1309 ho trovato qualche po' di Titoniano rosso, che son portato a interpretare come ultimi avanzi frammentari di una copertura del resto interamente asportata dall'erosione.

b) Sotto q. 1241, dov'è la grotta con sorgente. La faglia ha direzione che varia da N 5° E a N 10-20° W, inclinazione 75° E. Il Titoniano ad W della medesima, già a breve distanza ha dir. tra NNE e E 35° N, incl. da 15 a 35° a SE, indicando una disposizione a dolce sinclinale. La volta della grotta appare corrispondere ad una stretta arcata degli strati del Titoniano aderente alla faglia; e in altro punto vediamo che tra la parete di faglia e il Titoniano in giacitura normale, immerso a SE, sono incastrati per breve tratto un po' di Dogger e di Titoniano grossolanamente fratturati o cataclastici, inclinati 60-70° W, e più sopra raddrizzanti alla verticale fino a rovesciarsi sotto il piano di faglia (80° incl. E).

Abbiamo dunque davanti il quadro di una piega-faglia.

Due misure prese subito a SW della sorgente perenne di S. Giovanni (W di q. 1058) indicano anche qui la presenza di questo motivo tettonico: Dogger cristallino con dir. E 35° N, incl. 55° N, ma appena 20 passi verso NW la stratificazione assume la regolarissima giacitura dolcemente inclinata a SE.

La continuazione della faglia viene a passare dunque poco a SE del punto qui considerato, mascherata dal morenico di S. Giovanni. Ma osservo che allora la dislocazione, dopo q. 1241 compie un flesso o addirittura è spostata trasversalmente, verso SE. Un raccordo diretto non c'è, e ciò — unitamente all'interrompersi e poi al riprendere della piega-faglia verso SSW — mi autorizza a pensare che alla sella delle Marcarie corrisponda una discontinuità tettonica trasversale del tipo di quelle che via via vedremo giocare una parte di qualche importanza nella nostra zona. Tale dislocazione sebbene ritenuta probabile, non è tuttavia dimostrabile sul terreno anche perchè dal lato di S. Giovanni v'è larghissima copertura morenica. Ma la parete a picco, con cui si tronca in modo abrupto

la cresta del Brent sotto q. 1241, potrebbe segnare, se non addirittura il passaggio, la direttrice: questa parete ha direzione W 40° N, vicina alla direzione che assumono in genere le fratture trasversali nel gruppo Biaina-Brent.

Poco a Sud delle Marcarie, dove comincia a rilevarsi la dorsale di Naciale tutto concorre a far ritenere che non esista faglia, ma che si sia mutata in una sorta di cresta anticlinale che inflette poi in sinclinale il Titoniano entro la parte settentrionale della conca di Da Gom. Gli strati del Titoniano infatti scendono in questa conca sia da NNW e da N (dalle Marcarie) sia da E e SE.

Ben presto — e precisamente col pronunciarsi delle prime rocce della parete W di Naciale — il fianco di piega si stira e rompe progressivamente, e si riforma la faglia, portando già a metà della conca di Da Gom l'Eocene (labbro W) contro il Dogger; ma nel tratto di raccordo tra questa posizione e quella più a N, dove si ha semplice piega, tra l'Eocene e il Dogger si ritrova un po' di Scaglia, resto della gamba di raccordo anticlinale-sinclinale (dir. N 30° E, incl. 45° W).

Procedendo a SSW la faglia deve accentuarsi molto tenuto conto della salita assiale, a punti forte, degli strati in Naciale. Purtroppo in nessun posto è affiorante il contatto, sempre coperto da detrito, ma sotto q. 1256-1227 la parete rocciosa pare corrispondere alla parete di faglia e si presenta con dir. N 35° E, incl. da subverticale ripidissima ad E, fino a 70-60° E. Dati i precedenti nella zona del Brent e queste osservazioni, mi sembra si possa ritenere che anche nel settore del Biaina la faglia sia inversa (Dogger del Biaina sollevato e leggermente sovrascorso).

La dislocazione continua al piede delle alte rocce sotto il Biaina, sempre ricoperta dal detrito. Ma è interessante rilevare che mentre in cima al Biaina gli strati sono inclinati 15° o più verso E 30° S, subito ad W della linea di cresta la pendenza si attenua fino all'orizzontale nell'orlo delle rocce sopra i Gorgi; ma giù in basso nelle stesse rocce, più vicino alla linea di faglia, si vedono i banchi immergersi fino a 45-50° a WNW (presso q. 1175). Evidentemente il Biaina corrisponde ad un'anticlinale e parte del ginocchio verso la piega-faglia è conservata. Nella zolla abbassata si hanno sempre inclinazioni ad ESE; così all'estremità meridionale di Doss de l'Avéz affiorano ancora Cretaceo e Scaglia (dir. N 10° E-NE, incl. 35-60° E), nè è da escludersi che più in alto, in prossimità della faglia, sotto il detrito ci sia anche l'Eocene.

A questo punto gli affioramenti Cretaceo-Eocenici terminano contro una conoide di frana nè compaiono più oltre. 300 m. più a S, nello speroncino a q. 1028, altro particolare interessante: ad W, esternamente alla faglia, è rimasta per uno spessore di una cinquantina di metri una aderenza costituita esternamente da Giurese superiore (calcari cristallini gialli-incarnato, rosei-rossi con vene calcitiche da risaldamento) e per il resto da Giurese medio, con gli strati a dir. N 40° E, incl. 75° W, anzi con un chiaro accenno di voltata. La faglia ha dir. N 5° E-N e non sembra più strapiombante, ma circa verticale. La dislocazione ha riassunto un aspetto più simile a quello che presenta a N di S. Giovanni, quello cioè di frattura di un'anticlinale tra cerniera e fianco, con conservazione di qualche tratto della gamba del ginocchio; subito ad E della faglia infatti la stratificazione ha inclinazione di 40-45° a E 25° S.

Di là della piccola conoide detritica scendente dalla Bocca del Tovo la dislocazione prosegue, ma ponendo attenzione si vede che, pur conservando la direzione, essa non è

esattamente sul prolungamento del tratto precedente, ma spostata di forse un 200 metri verso SE, il che è logico effetto della maggiore faglia trasversale a movimento orizzontale Callodri-Nanzone (v. più avanti), che si può controllare benissimo da Arco fino alla Bocca del Tovo.

La faglia del Tovo corre ora sulla sinistra della valle omonima ben segnata da una fila di pareti rocciose sottostanti alle cime di Nanzone. La dislocazione è in Dogger contro Dogger e la zolla abbassata ha ora struttura nettamente sinclinalica con nucleo di Titoniano sempre più stipato e affondato nella Val del Tovo. Proprio ad W della linea di faglia e sotto alle cime più alte di Nanzone (q. 1133) si nota una specie di pulpito di roccia che permette di vedervi svolgersi l'incurvatura dell'anticlinale: gli strati — di Giurese medio con un po' di Giurese superiore — sono immersi verso WNW, vicino alla faglia meno, e più fortemente allontanandosene. L'inclinazione in genere è 60-75° ad WNW, ma in un punto ho trovato addirittura incl. 85° E 30° S (lieve rovesciamento). Al di là (E) della linea di faglia invece tutta la stratificazione di Nanzone ha inclinazione media verso ESE. Si ripete dunque il motivo osservato a q. 1028 (Tovo): anticlinale a ginocchio rotta all'incirca in cerniera e col ginocchio fagliato in basso.

La superficie di faglia non è però affiorante. Più a valle, di fronte a Noino di Sopra (q. 461) la parete rocciosa con direzione N 20-25° E che ne segna il passaggio indurrebbe a ritenere che la faglia abbia inclinazione 80° W, ossia che si sia trasformata da faglia inversa in faglia normale. Non sappiamo d'altronde, quale parte abbia avuto l'erosione meteorica nel modificarne l'inclinazione, e guardando da un altro punto si giudicherebbe l'inclinazione della parete essere 80° E.

Siamo giunti alla gola dei Santi, la profonda e stretta incisione fra q. 461 Nord e q. 543 (Nanzone) seguita dalla mulattiera che scende a Varignano. Dall'imbocco N della gola guardando verso N e sulla destra si scorge ancora il disegno dell'anticlinale (rotta in cerniera) verso la sinclinale di Noino. Si rimane in sulle prime sconcertati dalle giaciture contrastanti a così breve distanza sui due lati della gola, ma ponendo attenzione le cose si chiariscono.

La « linea del Tovo E » passa proprio per il lato W della gola: la parete a picco, con cui termina sul lato W della gola lo sprone di q. 461 ci dà una superficie di faglia con dir. N 20-25° E, incl. 65° W, qualche decina di metri più a Sud misuriamo dir. N 20-25° E, incl. 55-50° W. Al letto si ha qualche decimetro di cataclasite. Sulla superficie di faglia sembra effettivamente vi siano delle strie in un caso inclinate 20-30° a S, in un altro solo 10° a S. Più a Sud ancora la faglia non è accostabile ma sembra essere subverticale (80-85° incl. W), anche qui con al letto una zona di roccia scomposta, cataclastica. Guardato infine da S, lo sprone di q. 461 dà veramente l'impressione di un nucleo d'anticlinale saliente rapidamente da S e fagliato in cerniera. Infatti alla base sul lato verso la gola gli strati del Dogger vi misurano dir. E 30-35° N, incl. 60-70° SE (e 100 m. più a N sulla sinistra della gola addirittura dir. NE - N 25° E, incl. 70-80° E) in concordanza con tutta la serie giurese di Nanzone (q. 623, q. 543), ma seguendo verso W (Noino) il piede delle rocce, bruscamente (il passaggio avviene su di un metro di roccia a strati contorti e alquanto cataclastica) si ha dir. N 20-30° E, incl. forti ad W. Il pacchetto di strati così orientato, su breve tratto comprende dal Dogger superiore all'Eocene, che a Noino (sorgente) viene leggermente sovrascorso dal Titoniano lungo la « linea del Tovo W ».

L'aver riscontrato tra l'una e l'altra delle giaciture ora indicate anche direzioni WNW e NW con inclinazione al S, mi rafforza la convinzione che si possa parlare di anticlinale in salita da S e fratturata.

La stretta zona di Giurese-Cretaceo-Eocene continua fino a Noino di Sotto (q. 368), dove definitivamente l'affioramento sparisce a causa della copertura morenica.

Ma lo sprone roccioso che s'erge brusco subito a S di detta località può essere considerato l'ultimo resto affiorante dell'anticlinale suddetta. La porzione orientale, rocciosa, è costituita da lastroni del Titoniano con dir. da E 20° N a NE, incl. 70-80° SE, che continuano senza interruzione nel Titoniano a S di q. 543 (Nanzone); la porzione occidentale è Cretaceo-Eocene a immersione WNW, coperto da morenico. Va detto ancora che la direzione dei lastroni di Titoniano è più girata ad E sul lato orientale mentre passa a NE all'estremità S dello sprone. Non ho potuto trovare un raccordo tra le due immersioni (come dovrebbe avervi in una cerniera in salita) probabilmente anche a causa della copertura di morenico. Ma non vedo difficoltà a scorgere anche in questo punto il motivo di un nucleo anticlinale in salita e fagliato in cerniera. La dislocazione — il cui rigetto dovrebbe essere già sensibilmente diminuito — va riducendosi e presto annullandosi o continua ancora per un tratto verso Sud? Non è possibile dirlo, perchè il terreno è occupato ormai da morena e da conglomerato.

Riassumendo, anche a proposito di questa linea di dislocazione si può dire — come già per la «linea del Lomason - Tovo W» — che, se è pur vero che in taluni punti essa può tentare, anche fortemente, a lasciarsi interpretare come frattura a spostamento orizzontale ed a farci ritenere anzi quest'interpretazione una soluzione semplice e brillante del problema, il suo aspetto d'insieme e la considerazione attenta dei particolari descritti sopra inducono alla convinzione che essa è il prodotto di una piega-faglia, d'una rottura di piega a ginocchio nel fianco o in cerniera. Sottolineo in modo particolare: il suo inizio all'estremità Nord, graduale, entro un fianco di piega; il suo andamento, non troppo rettilineo a dir il vero (convessità ad W in corrispondenza del Biaina, convessità ad E, quasi con un flesso, più accentuato che non sembri dal Foglio Riva, nella zona da Naciole alle Marcarie); anche più importante, il suo interrompersi nella zona delle Marcarie, dove c'è, o quasi, raccordo fra i due fianchi dell'anticlinale (selle sull'estrema propaggine settentrionale di Naciole).

Le strutture interposte fra la «linea del Lomason - Tovo W» e la «linea di S. Giovanni - Tovo E».

Nel settore settentrionale abbiamo una struttura anticlinale, meglio un fianco d'anticlinale con dolci pendenze ad WNW e gli strati del Dogger a disposizione quasi tabulare, mentre poi ad W della linea S. Martino-Blestone s'instaura il ginocchio che si risolve nella «linea del Lomason». Già di contro alle propaggini meridionali del Brent, fra quest'anticlinale e la «linea di S. Giovanni», s'inserisce una piccola sinclinale che permette la presenza del lembo di Titoniano. La sinclinale si va accentuando e allargando verso Sud (Prai da Gom), mentre si restringe molto l'anticlinale; a Sud dei Prai da Gom quest'ultima è ridotta al solo fianco orientale molto ripido, la «linea del Lomason» essendo passata in cerniera. La sinclinale Giurese-Cretacea (forse con Eocene) è ben rappresentata ancora nella valletta a S dei Gorgi tra Doss de l'Avéz e Biaina. E giungiamo al Tovo, a S del quale avviene un mutamento nel paesaggio e nella tettonica.

Con l'interposizione della zona a faglie di Treni — di transizione e di disgiunzione — si ha il mutamento della « linea del Tovo W », che diventa faglia inversa con sovrascorrimento da W. La zolla interposta fra le due linee del Tovo (W e E) diventa ora una stretta sinclinale di Dogger con nucleo di Titoniano, sempre più stretta e infossata (fascia di Titoniano lungo la mulattiera che risale la Val del Tovo, con giacitura sub-verticale, isoclinale o quasi).

Tra Noino di Sopra e Noino di Sotto la sinclinale un po' s'allarga e addolcisce, così che s'è conservato un limitato lembo della serie dal Cretaceo all'Eocene, con il Titoniano rovesciato e sovrascorso presso Noino. E qui terminano gli affioramenti contro il morenico. Nella parte inferiore della Val del Tovo il mutamento della « linea del Tovo E » da faglia inversa in faglia normale (sebbene vicina alla verticale) mi sembra probabile possa avvenire, perchè quello che era un sovrascorrimento da E lungo detta linea, viene ora in certo modo sostituito con un sovrascorrimento da W della « linea del Tovo W ».

Come un semplice raffronto delle due carte geologiche permette di vedere chiaramente, devo far osservare che da un esame attento del terreno non è risultato esistere lungo il fondo della Val del Tovo una serie (da S a N) dall'Eocene medio al Dogger con direzione a NNW, formante cioè angoli di ca. 45° con le due linee di dislocazione: particolare che, se fosse realmente esistito, avrebbe potuto essere un buon argomento in favore delle fratture a movimento orizzontale.

LINEA DI PADARO E DEL BIAINA. - SUA RIPRESA A NORD (LINEA LE COSTE - BRENT).

E' più utile seguire le linee di dislocazione che restano da descrivere, nel loro sviluppo da S verso N, anzichè nel senso contrario come s'è fatto per le precedenti. Occorre premettere che la catena montuosa (Nanzone-Biaina) compresa fra la « linea del Tovo » ad W e la « linea Padaro-Biaina » ad E ha struttura decisamente d'anticlinale, per quanto imperfetta o incompleta.

Tra Noino e Varignano nelle propaggini meridionali di Nanzone (q. 543) vediamo che al Titoniano — diretta continuazione di quello dello sprone a S di Noino — si sovrappongono poco Biancone, la Scaglia e, più in basso, l'Eocene. In questo settore le direzioni predominantemente sono E 40° - E 30° N fino a E 15° N. Direzioni E - E 5° N sono del tutto rare e locali, limitate a singoli punti (ad W di q. 260 p. es.). I bei lastroni di Scaglia sulla sinistra della Valle del Bortalino, che pendono a 70-75° a SSE sopra q. 173 ⁽¹⁾, hanno pure dir. E 28-30° N. L'inclinazione è da (60) a 70-80° verso SE-SSE. Rovesciamenti con 70-80° fino a 20-40° inclinazione a NW si possono osservare — nell'Eocene e nella Scaglia — sotto i 200 di quota in parecchi punti sopra Varignano, in genere nel tratto da Varignano fin sopra il Tusculum, dunque nel fianco ESE dell'anticlinale, e coincidono con direzioni da ENE a NE, non con direzioni E.

Ritengo perciò che anche in Noino-Nanzone si debba vedere una terminazione (o inizio) di anticlinale in forte salita e rapidamente allargantesi sul fianco orientale: ecco perchè — pur ammettendo che le direttrici nel sistema abbiano orientamento giudica-

⁽¹⁾ E sulla destra della valle sotto il morenico affiora un po' d'Eocene concordante con la Scaglia ma un po' meno ripido.

riense — nel fianco orientale di quest'anticlinale troveremo direzioni da E poco a N fino a NE.

Vedo inoltre che anche dai profili del TREVISAN (1941 a, pag. 5) risulta per Nanzone una struttura ad anticlinale; quanto al profilo *a - b* ricavato a N di Varignano, devo osservare che esso può mostrarci effettivamente Scaglia ed Eocene rovesciati sotto il ginocchio, in quanto esso passa per i punti nei quali ho indicato esistere rovesciamento, e in quanto essendo tracciato da N a S, il rovesciamento vi deve comparire, anche se in effetti avvenuto circa da NW a SE (come comparirebbe anche in un profilo da W ad E). L'argomento non è però sufficiente a dimostrarci l'esistenza di un ginocchio preesistente con asse W-E e vergente a S, il quale sarebbe poi stato frazionato in segmenti spostati da parafore.

Con questa premessa pur necessaria vediamo la « linea di Padaro » cominciare come un ginocchio con rovesciamenti evidenti entro la Scaglia e l'Eocene. La struttura è complicata da una faglia trasversale con direzione circa NW, che a S di Nanzone (q. 543) sposta di 100-150 m. verso SE la bastionata rocciosa formata da lastroni di Titoniano rispetto al prolungamento dei lastroni sotto Noino, di cui sono naturale continuazione. La loro direzione è E 25° - E 30° - E 35° N, l'inclinazione da 80° S a verticale, in qualche punto con inizio di rovesciamento (80-85° N). Oltre q. 368 la parete si tronca bruscamente, per altra faglia diretta pure a NW, sorta di flessura-faglia orizzontale che riporta indietro (di una cinquantina di metri verso NW) il Titoniano.

Oltre questo punto possiamo ammettere che la piega si trasforma in faglia. Già a 330 q. sul sentiero da Vignale a Piazzole notiamo che al Dogger con dir. E 40° - E 20° N, incl. 70° S si contrappone bruscamente del Titoniano con dir. N 25-30° W, incl. media ad W; appena qualche decina di passi sotto si ha Scaglia rovesciata, con dir. N 10° - 15° E, incl. 30° W. Fra il Dogger ed il Titoniano sono intercalati 20 cm. di roccia scagliosa-scistosa con scistosità parallela alla giacitura del Titoniano, evidentemente una tetto-nite da laminazione (fig. 1).

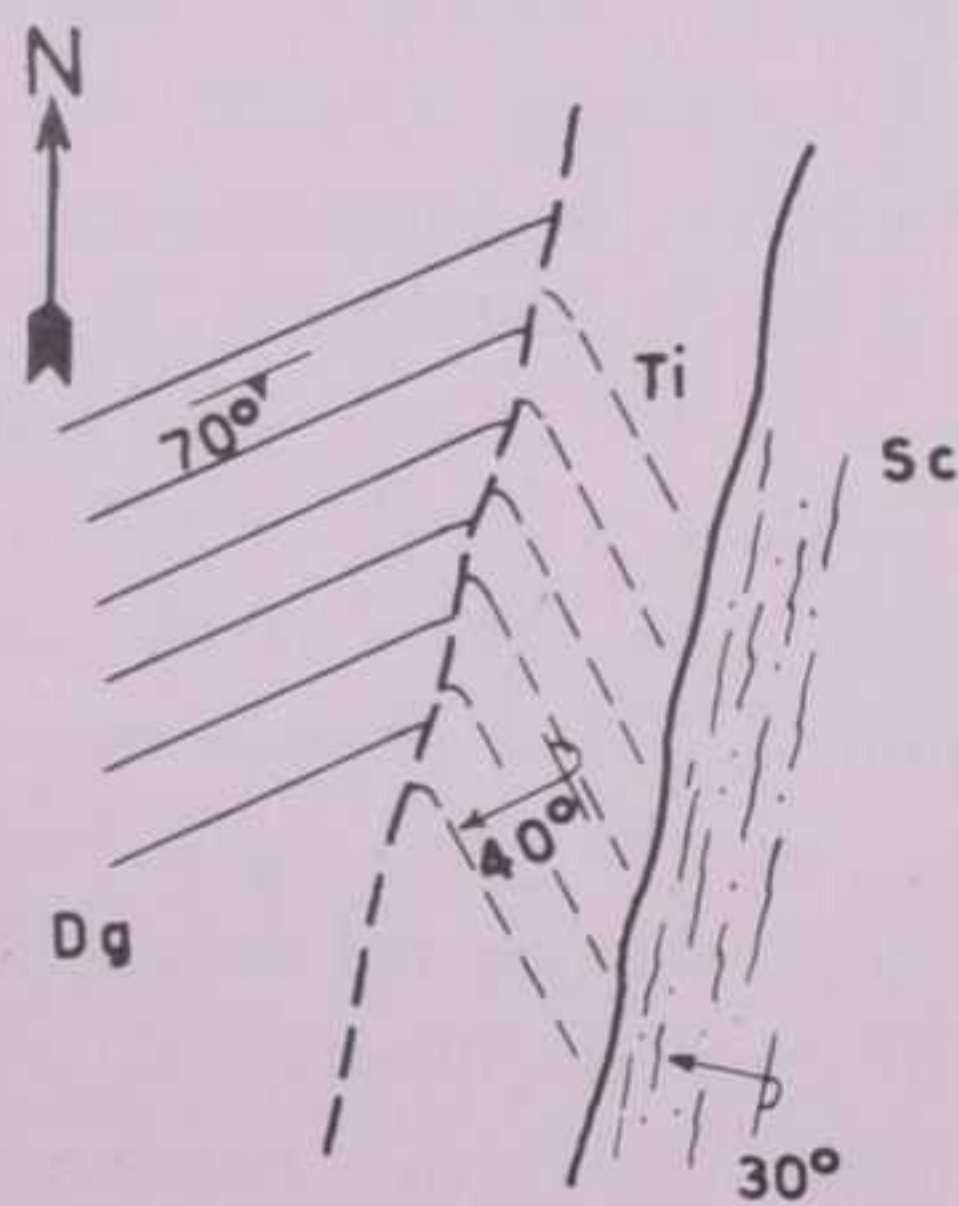


Fig. 1

Schema dei rapporti di giacitura sotto Piazzole. Dg-Dogger, Ti-Titoniano, Sc-Scaglia. La linea tratteggiata indica la faglia, una discontinuità è più che probabile anche fra il Titoniano e la Scaglia.

A mio modo di vedere non c'è dubbio che forzandosi sempre più la salita dell'anticlinale di Nanzone, s'è prodotto lo strappo sul fianco cominciando così lo scorrimento del Dogger sulle rocce più recenti.

Questa salita forzata dell'anticlinale si rende anche più evidente lungo una linea che va da q. 390 a q. 593 e corrisponde ad una piega-faglia trasversale: si vedono i banchi del labbro SW incurvarsi fortemente in basso (subito a S di q. 593 dir. NE, incl. 50° SE) mentre nel labbro NE, più in alto, si hanno inclinazioni molto più dolci (qualche centinaio di metri a NE di q. 593 dir. E 5-10° N, incl. 15° S). A q. 593 s'osserva inoltre tra i due labbri l'interposizione di qualche metro a struttura cataclastica, e pare che

la dislocazione avvenga per due fratture ravvicinate subparallele, con direzione tra NW e NNW e inclinazione molto forte a SW. La faglia si dirige verso le selle a N di q. 802, dove sembra elidersi perchè sul lato di Val del Tovo non se ne vede più traccia; e mentre verso SE la dislocazione separa due zone evidentemente contrastanti per giacitura e morfologia, sulle creste pare esservi raccordo nella stratificazione.

Secondo me è chiaro che la piega-faglia trasversale va accentuandosi in direzione SE e per mezzo di essa si sono realizzati il notevole aumento di volume e innalzamento dell'anticlinale, che ora si protende come a dorso di balena verso SE formando il ginocchio in corrispondenza dei roccioni che precipitano sulla valletta di Padaro, dove poco prima dell'orlo si vede pronunciarsi un rapido aumento di inclinazione dei banchi del Dogger a 50-60° verso SE, fino ad accostarsi quasi alla verticale.

Più decisivo e interessante ancora un particolare osservabile all'estremo settentrionale di questi roccioni, sotto q. 753: in un gradino formante quasi un pulpito alla base delle rocce si vede che il Dogger da dir. N 30° E, incl. 30° E (che corrisponde alla media inclinazione con cui scende dalla cima di Nanzone) rapidamente passa a 40-50° per portarsi poi, su neanche 10 m., a 70° d'inclinazione e fino alla verticale, anzi con qualche inizio di rovesciamento. Lo strato più esterno rimasto conservato, col suo colore giallo-rosa incarnato, già ci indica l'inizio del Giurese superiore.

Mi sembra siano rimasti indizi sufficienti a dimostrarci che la « linea di Padaro » è nata da un'anticlinale a ginocchio fagliata, con limitato sovrascorrimento.

A questo punto la « linea di Padaro » è interrotta e spostata (la sua continuazione è quella che chiamo « linea del Biaina ») dalla maggiore faglia a scorrimento orizzontale Callodri-Nanzone (V. pag. 61).

La « linea del Biaina » comincia a S di q. 863, staccandosi dalla faglia Callodri-Nanzone e prosegue un po' irregolarmente per le Teste sempre segnata dalla base di una successione di rocce e poi, meglio ancora, dal bastione roccioso che sopra i 1200 m. interrompe il fianco E del Biaina, per terminare verso q. 946.

Ma insieme con la morfologia è mutato il quadro tettonico: non più l'anticlinale a ginocchio fagliato sopra Padaro, ma il fianco ESE dell'anticlinale del Biaina, ancora in salita a NNE, scendente quasi a tetto e piuttosto regolarmente verso SE e ESE, ma interrotto dalla faglia del Biaina, con ulteriori complicazioni tettoniche che si presentano nel tratto meridionale fra detta linea e la « linea di Mandrea ».

La « linea del Biaina » ha carattere di faglia inversa con sovrascorrimento da WNW, come si può vedere nei due punti dove essa è accostabile e a giorno:

1) Sulla mulattiera che da Mandrea sale a Bocca del Tovo poco prima di q. 863, Dogger finemente stratificato quasi scistoso, grigio-giallo e con selce, avente direzione N 15-20° E, incl. 80-90° E, con lacuna di un metro (milonitizzazione?) va sotto una parete che ha tutto l'aspetto d'un piano di faglia con dir. N, incl. 75° W. La roccia al tetto è Dogger marmoreo giallo avorio, nel quale sono osservabili le inclinazioni medie della parte alta del Biaina, 30-40° a SE.

2) Nel diedro tra le pareti rocciose a direzione NE sotto la cima del Biaina e l'altra parete di roccia che da q. 712 sale in direzione NW a incontrarsi con le prime:

Soltanto ripetute ricerche hanno permesso di trovare qui alla base delle pareti degli strati fratturati e brecciati con direzione E 35° N, incl. 40-45° N, mentre sopra le pa-

reti si ha debole inclinazione a ESE, sotto ⁽¹⁾, medie (25-40°) inclinazioni verso il SSE. La parete della faglia può avere direzione N 35° E, incl. 50-70° W. Al letto zone di roccia molto brecciata con deposito di limonite lungo le fessure.

Appena alla distanza di 30 m. dalla faglia si è ristabilita la discesa regolare degli strati (30°) verso q. 702; all'estemità N, avvicinandosi a q. 946, la faglia coincide con un brusco scarto d'inclinazione: dalla dolce pendenza nelle cime del Biaina si passa a 70° incl. a E 50° S.

Si tratta nel complesso di una faglia inversa (piega-faglia?) con inarcamento verso l'alto degli strati al tetto, mentre un lembo al letto viene rovesciato sotto la faglia.

Con la q. 946 cessano sul terreno le tracce di questa dislocazione. Penso che essa veramente si interrompa, perchè altrimenti, anche se detritico e morenico ricoprono abbondantemente il terreno, qualora una dislocazione così netta come questa proseguisse, dovrebbero pur esserne rimaste le tracce in qualche modo.

Perciò credo quasi certa l'esistenza d'un'altra frattura ad andamento trasversale che crea una soluzione di continuità nelle strutture, e che dovrebbe all'incirca correre dalla sella tra Biaina e Nacole giù per il vallone che scende ripido sopra Lizzone in Val del Sarca. Non m'è riuscito di accertare questa frattura sul terreno, ma oltre a tutto sono indotto a credermi maggiormente dai numerosi altri casi di faglie trasversali che si hanno nella nostra zona, dalla corrispondenza di questa direzione con quelle osservate in questi casi e da ragioni morfologiche: il notevole salto in roccia tra il Biaina (a S di questa linea) e Anglone-S. Giovanni (a N).

Dopo quest'interruzione di circa 1 Km., una vicariante, od una mutata ripresa della « linea del Biaina » comincia a pronunciarsi a S di S. Giovanni un po' prima di q. 780 con una piega a ginocchio che si va formando entro gli strati, fin qui disposti quasi a perfetta monoclinale.

A causa di questo ginocchio il Dogger viene portato più in basso; la dir. è N 20-25° E, l'inclinazione arriva a 70-75° E e constatiamo la presenza di strati minutamente brecciati con le fessure risaldate da vene calcitiche; una fratturazione nel ginocchio deve aversi fin da questo momento, ma mentre si può osservare la continuazione dello stesso disegno fin oltre q. 875, la piega-faglia va però accentuandosi col procedere verso NNE.

Ed a causa di essa — che corrisponde alla parete tra q. 1194 e q. 1131 e passa per q. 1131 e più in là sotto le grandi pareti del Brent — tutta la caratteristica terrazza di « alle Coste » (q. 976 - q. 873 - q. 1131) che coincide quasi con l'andamento di un unico banco, è ancora in Dogger portato tanto in basso dalla piega-faglia.

E tracce della cerniera si vedono ancora dove la mulattiera dai prati di S. Giovanni comincia la discesa verso le Coste. Un po' più in basso è ben osservabile il motivo riportato nello schizzo a fianco (fig. 2).

Una piega a ginocchio dunque si tramuta rapidamente in faglia, che è del tipo normale, diretta a NNE (e poi spostantesi verso N) e con inclinazione di 75° ad E. In quanto i liscioni di faglia visibili a distanza nelle alte pareti sotto il Brent presentano delle strie esse sono perfettamente verticali, non a componente orizzontale. (Può darsi però che siano solo un effetto del dilavamento).

⁽¹⁾ Verso valle.

Tanto la « linea del Biaina » quanto la « linea Le Coste-Brent » erano sinora sfuggite all'osservazione, eccezione fatta per un segno di faglia nella carta geologica delle Marocche (TRENER, 1924) corrispondente alla parte settentrionale della seconda.

La discontinuità registrata alle Marcarie (v. p. 39-40) insieme con la interruzione della « linea del Biaina » fino a S di q. 780, e indizi di disturbo tettonico subito a S di q. 780, mi fanno ritenere probabile un'altra frattura trasversale dalla sella delle Marcarie fino a S di q. 780, indicata sulla carta.

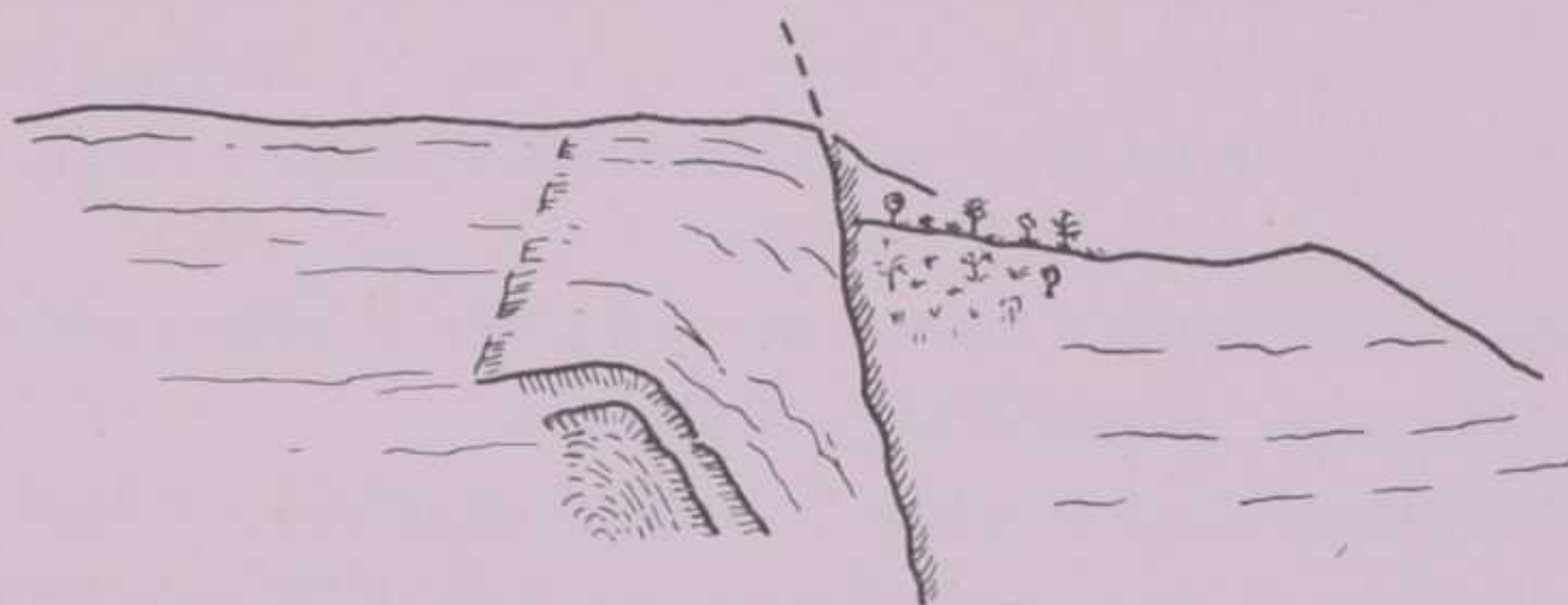


Fig. 2

La piega-faglia de "le Coste", vista da Sud, stando sulla mulattiera da S. Giovanni a le Coste. E' chiaramente visibile il ginocchio passante a faglia.

LE FAGLIE MINORI COMPRESSE TRA LA "LINEA DEL BIAINA", E LA "LINEA DI MANDREA",

A N di Padaro, tra Nanzone e la dorsale di q. 694, si insinua una valletta alla quale noi vediamo corrispondere fondamentalmente una sinclinale di Titoniano con un lembo di Scaglia rimasto sul fianco W e un po' di Biancone nel fondo della valletta, circa in asse. Guardando gli strati del Titoniano del fianco W si ha quasi l'impressione di un insaccamento per piega-faglia ma forse anche per gravità: esso scende in media con 70-80° di inclinazione a S 25° - S 40° E, ma formando ripetuti ginocchietti, il cui fianco SE ha l'inclinazione ora detta con rovesciamento alla base, mentre nell'altro fianco si arriva a deboli inclinazioni a NW.

Prescindendo da questi dettagli il Titoniano è fagliato rispetto al Dogger sottostante alla faglia del Biaina (q. 863); negli strati più vicini alla faglia si ha rovesciamento fino a 70-60° incl. NW, il che induce a ritenere che si tratti di faglia inversa.

Essa, staccandosi dalla faglia Callodri-Nanzone, è diretta a ENE-NE, piega quasi a N passando alla base dello sprone che da q. 863 si protende verso E ⁽¹⁾, poi riprende direzione a NE, sfuggendo all'osservazione, ma è quasi certo che va ad interferire o ad inserirsi nel sovrascorrimento di Mandrea presso q. 815.

⁽¹⁾ Qui e 300 m. più a N è visibile il contatto. La faglia è passata a scorrimento, Titoniano del letto e superficie di scorrimento sembrano moderatamente (non misurabile) immersi entro monte, frammezzo vari decimetri di breccia cataclastica. Nel secondo punto Dogger bloccoso con un piano di scorrimento a dir. N. 10° - 15° E, incl. 25 - 30° W si sovrappone a Dogger a strati sottili (facies del Tovo) con dir. NE, incl. 80° - 50° NW. Breccia milonitico-cataclastica da alcuni decimetri a 1 metro di spessore. Strie di faglia con dir. W 35° N, componente di movimento laterale quindi minima.

Un'altra faglia minore compresa fra quest'ultima faglia e la « linea del Biaina » suddivide a sua volta il Dogger dello sprone ad E di q. 863 in due scaglie sovrapposte. Riducendo all'essenziale: la sinclinale di Titoniano della valletta è in salita verso NNE e viene sovrascorsa dalla faglia-scorrimento ora descritta.

Notevole il particolare che entro la sinclinale si sviluppano ondulazioni anticlinali: le due colline a 700 quota ad W di q. 694 corrispondono, specie l'occidentale, a nuclei di anticlinali in salita verso N ⁽¹⁾.

LINEA DI MANDREA

E' una struttura e dislocazione nuova, che si forma a N della faglia trasversale Callodri-Nanzone e non trova corrispondenti a S di essa.

La « linea di Mandrea » non è quindi la continuazione della « linea di Padaro », si può tuttavia comprendere che sul Foglio Riva venga indicata in questo modo non essendo a quel tempo ancora nota l'esistenza della faglia Callodri-Nanzone e della « linea del Biaina ».

Si potrebbe tutt'al più ammettere che la « linea di Mandrea » rappresenti una variante funzionale o vicariante della « linea di Padaro », in quanto realizza il motivo della piega a ginocchio passante a scorrimento, non realizzato perfettamente dalla « linea del Biaina » che pure è la naturale continuazione di quella di Padaro.

Ma meglio, e più aderente alla realtà, è persuadersi che non si deve cercare un'uguaglianza tra le due parti separate dalla faglia Callodri-Nanzone. Le linee generali corrispondono, ma lo sviluppo tettonico essendo avvenuto parzialmente in modo autonomo nei diversi settori, si sono originate strutture in parte diverse.

E' interessante come s'origina questa linea. Guardando da Padaro verso il Nord si vede come il fianco E della sinclinale nella valletta (v. sopra) diventa fianco W di un'anticlinale che corrisponde alla lunga cresta di q. 694, anticlinale che si ripiega in ginocchio sul fianco ESE per dare origine alla sinclinale di Titoniano (alle serpentine della strada che sale a Mandrea). All'inizio non esiste dunque nemmeno faglia.

Ma inoltre si vede molto bene che il Titoniano gira dal fianco W dell'anticlinale avvolgendo a S questo inizio della piega, poi formando il fianco E. (Sul fianco W dir. N 15° W a N 15° E, incl. 30-60° W; nella terminazione meridionale, dir. SE, incl. 50-70° SW). E' un bellissimo esempio di origine di anticlinale in forte salita assiale (o terminazione periclinale che dir si voglia).

Ben presto l'anticlinale degenera in faglia inversa; già a q. 520 lungo la strada che sale a Mandrea si può osservare il contatto alla base di una paretina di Dogger (nucleo dell'anticlinale), da sotto alla quale emerge qualche spuntoncino di Malm (nella facies di calcare giallo carico fino a rosso incarnato) e gli strati più alti del Titoniano

⁽¹⁾ Può sembrare questo un dettaglio minimo, ma non è affatto trascurabile in quanto indicativo della tettonica locale, se lo si pone in relazione con il modo di insorgere dell'anticlinale generatrice dello scorrimento di Mandrea, come subito vedremo.

della zolla abbassata appaiono un po' laminati, scagliosi e vanno a immergersi ripidamente sotto il Dogger.

Il piano di faglia appare avere inclinazione ripida all'W, se non addirittura sub-verticale.

Un po' più a N, sulla mulattiera da Mandrea a Bocca del Tovo si vede il Titoniano (che in Mandrea ha dir. N 35-40° E, incl. 35-40° W) ergersi vicino al contatto a 80° incl. E 25-35° S; tra il Titoniano e la faglia stanno intercalati pochi metri del calcare giallo vivo-incarnato, laminato e circa verticale. La faglia avrebbe qui dir. N 20-25° E, incl. 90-85° W.

La dislocazione non ha ancora carattere di sovrascorrimento vero e proprio.

Ma lo va assumendo da questo punto in avanti. Nella parete sopra (W) la conca (dolina) di Mandrea si nota benissimo lo scorrimento del Dogger (grigio giallastro) sopra il Titoniano (rosso vivo). La superficie di scorrimento (a vista, non misurabile) sembra avere dir. tra NNE e NE, incl. 45-50° W.

Un ultimo affioramento del contatto si ha lungo il sentiero che dalla casa più settentrionale di Mandrea porta a q. 818: calcare rosso selcifero molto contorto con inclinazione media entro monte viene ricoperto da Dogger che ha inclinazione moderata verso S 30° E - SE, ma in altri punti sarebbe moderatamente immerso ad W 30° N: sembra che in prossimità dello scorrimento i banchi del Dogger si inarchino un po' in contropendenza (corrispondente all'ultima inclinazione indicata).

Prima di q. 712 viene a cessare la zona di Titoniano di Mandrea e così la dislocazione con entrambe i labbri in Dogger non è più esattamente seguibile. Quasi certamente essa prosegue presso la sella immediatamente ad W di q. 712, ove si notano piani con dir. N-N 10° W, inclin. 45-50° W (altre 25° W), che possono essere intesi come superficie di faglie e diaclasi.

Oltre questo punto lo scorrimento sembrava perdersi o annullarsi. Ma la constatazione del Dogger ancora in q. 483 (sopra Lizzone-Ceniga), mentre nel pendio di Anglone c'è il Lias, mi ha condotto alla persuasione che lo scorrimento (come ho indicato sulla carta) continua ancora verso NE (NNE).

Ora si presentavano due possibilità. Una, che lo scorrimento uscisse nella parete sopra il Sarca verso q. 445 (ad W di Dro).

Oppure era possibile che lo scorrimento proseguisse con direzione circa N 35° E così da lasciare tra sè e la Val del Sarca ancora tutta la serie di alture da q. 445 per q. 430 - q. 478 - q. 414, che con le sottostanti pareti rocciose sembra continuare senza interruzione le pareti sotto Mandrea - q. 712 - q. 483, e che poi si tronca ad W di S. Abbondio.

Da un esame attento delle pareti rocciose che da S. Abbondio (a N di Dro) per q. 201 - 535 - 455 - 290 tagliano le strutture della zona sembrava non esservi nessun segno del passaggio di uno scorrimento o di una faglia.

Per cui — sebbene non risultasse manifesto il punto, nei pressi di q. 445, dove la dislocazione avrebbe dovuto tagliare la parete — si riteneva di dover propendere per la prima delle due interpretazioni prospettate.

Fortunatamente, all'ultimo momento, un nuovo controllo delle pareti ad W di S. Abbondio — compiuto forse in condizioni di luce favorevoli — rivelava che non solo esiste la piega a ginocchio da q. 535 verso q. 201 (v. pag. 52), ma essa si rovescia ad-

dirittura, con probabile faglia fra il nucleo di Dolomia Retica e il Lias del fianco e così che nelle rocce verso il Sarca è possibile sia rappresentato con il Lias superiore anche del Dogger.

Come può meglio chiarire lo schizzo a fianco, può darsi che questa piega-faglia sia la continuazione e trasformazione della « linea di Mandrea », e forse è probabile ⁽¹⁾. Ad ogni modo è chiaro che circa in corrispondenza di q. 430 avviene una trasformazione della « linea di Mandrea » da scorrimento in piega a ginocchio fagliata.

SGUARDO RIASSUNTIVO ALLE STRUTTURE COMPRESSE FRA LA « LINEA DEL TOVO E - S. GIOVANNI », E LE « LINEE DI PADARO E DI MANDREA », ⁽²⁾

Abbiamo visto che da Noino a Nanzone (q. 623) si va sempre più pronunciando una struttura anticlinale con forte salita assiale, il cui fianco occidentale è già ad W della « linea del Tovo »; come essa presenti anche dei rovesciamenti e si vada fagliando sul fianco SE, e come sia complicata da alcune faglie trasversali.

Voglio solo aggiungere che possiamo scorgere ancora altri motivi di complicazione:

1) Salendo dal basso prima d'entrare nella gola « dei Santi » si vede che sulla sinistra della valle, lungo la direttrice del solco che scende da q. 623, è ben probabile corra una faglia che produrrebbe una ripetizione di strati nel Dogger, e così l'ho segnata sulla carta e ne ho tenuto conto nei profili. (Ad E di questo solco abbiamo dir. E 40° N, incl. 60° S; ad W direz. N 25° E, incl. 70-80° E).

2) Più a valle, ad W di q. 260, entro la Scaglia (dir. E 20° N, incl. 50-60° S) sono visibili due faglie (oltre a numerose altre più piccole: pieghe-faglie, contorsioni, brecciature), la prima entro la Scaglia con dir. N 5° W, incl. 80-85° E; la seconda — con interposti 1-2 m. di Scaglia arriciata e brecciata — riporta sotto un cuneo di Eocene (seguito poi più ad W di nuovo da Scaglia) e presenta dir. N 18-20° W, incl. 75-80° E.

In entrambi si notano strie di faglia, ma mentre nella prima, minore, esse sono effettivamente poco inclinate sull'orizzonte (35° incl. a S), in quella che porta la Scaglia sull'Eocene esse sono ondulate, con 55-60-75° incl. a S, con forte prevalenza della componente verticale di movimento sulla orizzontale.

Non si tratta di faglie notevoli, ma è probabile si facciano sentire anche entro il Giurese e comunque sono indicatrici di uno stile; e rendono maggiormente probabile anche la faglia di cui sub. 1).

Tenendo presenti tutte queste complicazioni, con inevitabili ripetizioni di strati, mi appare ora più comprensibile l'aspetto a prima vista strano, con cui si presenta tutta la dorsale di Nanzone fin verso q. 802, con uno spessore di Dogger apparentemente esagerato, disposto quasi a monoclinale e frequentemente a direzione ENE - NE anzichè NNE.

Dopo la dislocazione trasversale q. 802 - q. 390 l'anticlinale si delinea anche meglio, s'allarga molto e s'alza ancora (direzioni a ENE - NE in Piazzole); il fianco SE ha

⁽¹⁾ Non ho prolungato il segno di questa linea oltre q. 430, non essendo accertata la sua continuazione.

⁽²⁾ Più rigidamente razionale sarebbe stato fermarsi in quest'esame alla « linea del Biaina », (naturale continuazione di quella di Padaro), ma in quanto la « linea di Mandrea », sostituisce funzionalmente in parte la « linea di Padaro », e lo spingere lo sguardo fino ad essa permette di scorgere meglio il disegno anticlinale del Biaina, ho preferito questa seconda soluzione.

una forma caratteristica con inclinazioni moderate da Nanzone a Piazzole poi, verso l'orlo delle rocce, con brusco aumento d'inclinazione e formazione del ginocchio sopra Padaro.

Al di là della faglia trasversale Callodri-Nanzone, nel settore del Biaina, il monte corrisponde pure ad un'anticlinale la cui sommità corre quasi esattamente per le cime. Ma con la « linea del Biaina » (continuazione spostata di quella di Padaro) non si esaurisce la discesa degli strati verso ESE e SE, che prosegue invece fino alla « linea di Mandrea ».

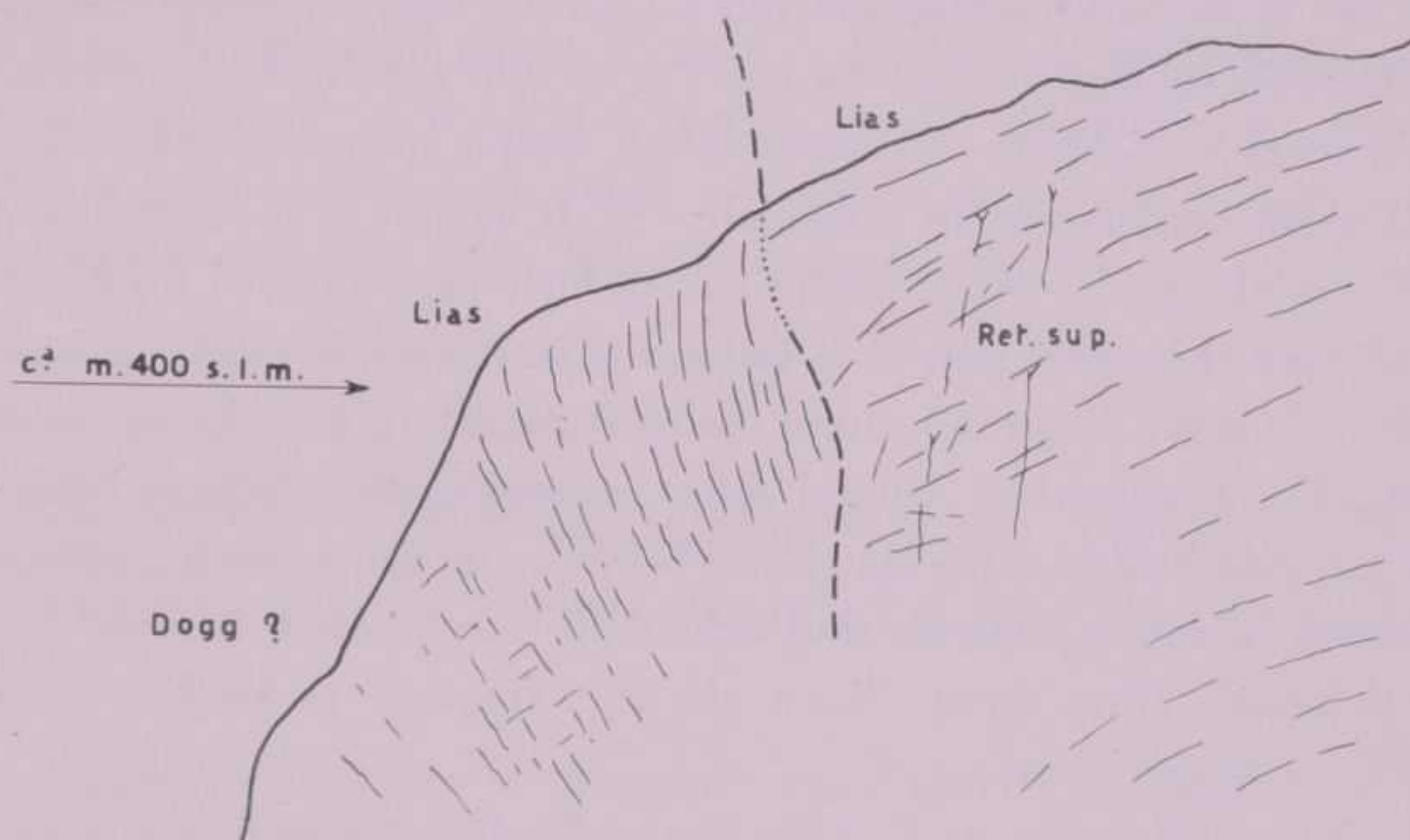


Fig. 3

Pareti rocciose da q. 201 a q. 535 viste da Nord. La linea tratteggiata indica la traccia della faglia, la punteggiata sta ad indicare che, sebbene la faglia non sia evidente, è molto probabile che essa interessi anche tale tratto.

Però occorre distinguere. Nel tratto più meridionale chiuso, tra la faglia-scorrimiento obliqua da sotto q. 863 verso q. 815 e la « linea di Mandrea », entro la valletta a N di Padaro noi dobbiamo vedere una struttura a sinclinale in salita verso N, una specie di cucchiaio, che viene sovrascorsa dalla zolla compresa fra la « linea del Biaina » e lo scorrimento da sotto q. 863 a q. 815. Questa sinclinale viene ad essere il prolungamento spostato, e pure modificato, della sinclinale corrispondente alla valletta di Padaro ed esterna rispetto alla « linea di Padaro ».

Ecco perchè (v. p. 48 e 50, nota ⁽²⁾) « la linea di Mandrea » che limita ad E la detta sinclinale non può essere considerata come la continuazione della « linea di Padaro ». Se si volesse trovarne il corrispettivo a S, bisognerebbe cercarlo entro la zolla di Padaro-Baone che sta a ESE della « linea di Padaro ».

Ma qui non v'è niente di simile. O meglio, ora, ponendo maggiore attenzione e non dimenticando che la « linea di Mandrea » sorge inizialmente da un'anticlinale saliente subito a N della frattura trasversale Callodri-Nanzone, in un'ondulazione di tipo anticlinale corrispondente all'incirca, ad E di Padaro, alla dorsale che da q. 419 scende verso SSE per q. 398 (seguita verso E probabilmente da una dolce inflessione sinclinale)

noi potremmo vedere una specie di prodromo in « *nuce* », di quella che più a N diverrà la « linea di Mandrea ».

Quanto alla zolla compresa fra la « linea del Biaina » e lo scorrimento da q. 863 a q. 815, essa completa il disegno dell'anticlinale in salita del Biaina nel suo fianco ESE, ma possiamo ancora scorgervi dentro un riflesso della sinclinale meridionale (da essa sovrascorsa) là, dove presenta ancora direzioni a ENE. Inoltre entro la discesa in complesso monoclinale di questa zolla si riconosce una ondulazione anticlinale a ginocchio verso ESE, nel senso che gli strati scendenti moderatamente dal Biaina, circa da S di q. 1008 fin verso q. 1092 si piegano rapidamente fino a 60-70° d'inclinazione per riprendere poi bruscamente più in basso l'inclinazione più moderata. Non è escluso che questa semianticlinale a ginocchio sia connessa anche con faglia, ma seguirne più esattamente svolgimento e limiti avrebbe richiesto un dispendio di tempo sproporzionato ai risultati.

Anche il tratto corrispondente a Naciole - S. Giovanni è a struttura d'anticlinale. La dorsale di Naciole per la verità, anche per la forte copertura di bosco, dà una prima impressione di poca chiarezza; non vi si vedono chiaramente le fughe di banchi come nel Biaina per es., e le rocce sembrano essere molto fratturate (forse in causa della vicinanza della « linea di S. Giovanni »). Però si riesce, ponendo attenzione, a capire che la stratificazione in generale inclina verso Da Gom (WNW), con un accenno a diminuire l'inclinazione e voltarsi in corrispondenza dell'orlo delle rocce sopra i prati di S. Giovanni (asse dell'anticlinale). Oltre questa linea giù per Semonte e Anglone l'inclinazione è sempre a ESE, molto uniforme.

Il tratto più settentrionale da S. Giovanni a M. Brent è pure un'anticlinale, con il fianco occidentale breve fagliato lungo la « linea di S. Giovanni », e più a N formante un tutto unico con l'anticlinale che a S. Martino con un ginocchio origina la « linea del Lomason ». In q. 1545 ho potuto osservare bene che gli strati pendono un 10° verso l'W mentre nella cresta SE a 1400 q. c'è già inclinazione di 20° all'E; la cerniera è quindi compresa fra questi due punti. Ma nel fianco ESE dell'anticlinale — appunto da q. 780 verso N — si forma da un ginocchio la piega-faglia « Le Coste - Brent » complicando, o meglio suddividendo in due zolle il fianco stesso.

Dalla strada che da Dro porta alle Sarche guardando alle pareti a picco sottostanti a q. 893 - q. 535, si vede che i banchi scendenti da q. 893 con appena qualche decina di gradi di pendenza, fin da sotto q. 535 formano una piega a ginocchio verso il Sarca, arrivando fino a 70° ed anche più d'inclinazione, fino a rovesciarsi, nelle rocce sopra q. 201-166. In alto in Anglone l'aumento di pendenza corrispondente all'instaurarsi di questa voltata è stato riscontrato sopra q. 478 (incl. 35° a E 35-40° S) e, più forte, sopra e a SW di q. 414 (incl. 70° a E 40° S). Ed osservando le rocce a picco sopra il Sarca scorgiamo questa discesa ripida di strati (45-50°, fino 60-70° più in basso) anche sotto le q. 414, 473 fin nei pressi di q. 430.

Sembra che circa all'altezza di q. 430, q. 445, con il trasformarsi della « linea di Mandrea », nascano e questo ginocchio e, più entro monte, quell'altro che genera la « linea Le Coste-Brent » ⁽¹⁾. E non sembra nemmeno irragionevole che tutto stia in qualche modo in relazione con la supposta faglia o linea disgiuntiva corrente dalla sella delle Mar-

⁽¹⁾ V. pag. 49-50 e 46.

carie per S di q. 780: il suo prolungamento va a cadere appunto verso q. 445, dove pare che la « linea di Mandrea » si vada modificando, e le due strutture a ginocchio anzidette sorgono subito a N di detta linea disgiuntiva.

Un'ultima osservazione. Le strutture esterne rispetto alla « linea Le Coste-Brent » non continuano oltre in Val del Sarca, terminano con le pareti a picco allineate per q. 875 - q. 536 - q. 290 - q. 201. Questa brusca interruzione è tutto frutto della caduta delle frane e dell'erosione? La direzione di queste pareti coincide troppo con le direttrici di quelle fratture trasversali che abbiamo visto giocare un ruolo così importante nel nostro gruppo montuoso, perchè si possa pensare a pura casualità.

Non avendo prove non voglio però certo azzardare costruzioni ipotetiche. Resta ad ogni modo il fatto che parte di quelle fratture o diaclasi che facilitarono il distacco e la caduta delle enormi masse rocciose che dettero origine alle Marocche, hanno direzione corrispondente a quella delle altre faglie e fratture trasversali (l'altra parte ha direzione corrispondente a quella delle dislocazioni longitudinali).

LA LINEA DI BAONE. - TERMINAZIONE MERIDIONALE DELLA ZOLLA SITUATA AD W DELLA STESSA

Partiamo dalla collina che si frappone fra l'abitato di Chiarano e l'ospedale di Arco. Nel fianco E di questa collina si riesce a trovare un affioramento (del resto il terreno è tutto coltivato) dell'Eocene con direzione N 25° E, incl. 70-75° E. E un po' più a N, sotto e a SE di q. 208: dir. N 25-30° E, incl. 70° E, sempre nell'Eocene.

Poco a NE di q. 208 nella Scaglia troviamo: dir. N 10-15° E, incl. 20-10° W. E ad E di q. 266 dir. N 40° E, incl. 45° W, ancora nella Scaglia. La Scaglia è cioè rovesciata sopra l'Eocene che sta più in basso.

Con la q. 266 viene su ora il Dogger (del nucleo d'anticlinale) che forma alzandosi le pareti a picco di Baone ⁽¹⁾.

Seguendo alla base queste pareti seguiremo anche la « linea di Baone ».

Nella parete SE di q. 266, alla base, si trova un rivestimento di Titoniano (più in basso anche Scaglia) che da dir. E 30° N, incl. 75° S volge a dir. N 15° E, incl. da 90-80° W fino a 50-20° W, il rovesciamento essendo più accentuato quanto più si è prossimi alla base del nucleo di Dogger.

Procedendo a N, nel roccione di Dogger si vede delineato il voltarsi in giù, ripidissimi, dei banchi, ai quali sono addossati strati di Titoniano con direzione N 40° E, incl. 70-75° SE, tendente a verticale; l'andamento continua fino a WNW di q. 269. Tutto dà l'impressione di una piega a ginocchio verso ESE, naturalmente — data la rigidità delle masse di Dogger — non esente da disarmonie, diaclasi, zone di cataclasi.

Inoltre nel basamento delle rocce a N di q. 335 formante una specie di gradino è conservata oltre metà della volta o cerniera del ginocchio, mentre è molto probabile che

⁽¹⁾ Paone della carta topografica.

il Dogger retrostante e sovrastante sia sovrascorso lungo una faglia inversa molto ripida ad W. La faglia continuerebbe anche a S di questo punto fin verso q. 266 e può rappresentarci la dislocazione corrispondente alla « linea di Baone ».

Un'ultima osservazione: in quanto entro le rocce della parete si scorgono faglie minori con strie a componente prevalente orizzontale esse *non corrono parallelamente alla parete* (ossia alla « linea di Baone »), ma l'attraversano obliquamente all'incirca verso NW e solo nella porzione meridionale. Non dunque scorrimenti orizzontali nel senso delle dislocazioni principali, ma trasversali ad esse per diversità di spinte corruganti e di resistenze.

Tale condizione di cose si interrompe bruscamente presso « Genova », perchè troncata dalla faglia trasversale Callodri-Nanzone. Questa passa per la sella che da Laghel conduce a Padaro. Ritroviamo la « linea di Baone » subito a N di questa sella, al piede della parete rocciosa che cade a picco da Mandrea, spostata di circa 300 m. a NW, corrispondenti allo spostamento lungo la faglia trasversale.

La dislocazione corre all'incirca alla base della parete rocciosa, né affiora in alcun punto, ricoperta come è dal detrito di falda. Essa va certamente accentuandosi nel suo progredire verso N: a Laghel abbiamo Titoniano a meno di 400 m. di q. di contro a quello di Mandrea sopra i 600 m.; all'estremità N addirittura Scaglia e Eocene di Braciose a poco più di quota 100, e Scaglia a Lizzone a 100 m. di contro al Titoniano a 700 quota nella zolla di Mandrea. In questa — neanche lungo la parete che precipita su Laghel — sono tracce di un piegarsi a ginocchio, l'immersione è sempre a WNW.

Soltanto in q. 712 (1 Km. a NNE di Mandrea) ci sarebbe un accenno ad un semidorso d'anticlinale (rompentesi con la parete): nell'anticima Sud di q. 712 dir. E 10° S incl. 30-40° S; sul lato W della quota dir. da SE-S 40° E giranti a S, incl. 30-35° W.

Nell'ala abbassata, a Laghel, troviamo solo Titoniano con inclinazioni moderate (10-20°) al quadrante W; non sappiamo se sotto i detriti si trovi anche il Cretaceo, né se sia eventualmente conservata in parte la sinclinale di raccordo. Banchi di Titoniano in giacitura suborizzontale, che si incontrano, emergenti dal detrito, fino a 380 di quota a SW di Laghel di Sopra, potrebbero lasciarlo pensare. Ad ogni modo all'estremità settentrionale, ad W di Ceniga, ho trovato procedendo da SE verso NW: 1) Scaglia rossa prima più fortemente poi più debolmente inclinata a NW fino ad assumere dir. E 25-15° N, incl. 10-15° N; 2) Eocene concordante con la Scaglia; 3) A S di Lizzone (presso i bivi stradali) Scaglia con dir. E 5-10-35° N, incl. 25-30° (fino a 70-80°) W. 1) e 2) essendo in giacitura normale, la Scaglia sub. 3) è da intendersi come rovesciata, il che fa ritenere che qui esiste la sinclinale (nucleo di Eocene) di raccordo fra la zolla abbassata di Laghel e la zolla di Mandrea. Se quest'ultima sia anche sovrascorsa sulla sinclinale non possiamo dire con sicurezza, ma è probabile.

La « linea di Baone » prosegue oltre Lizzone sotto le pareti che precipitano sul Sarca e sembrerebbe molto naturale indicarne la continuazione sotto il detrito fino oltre S. Abbondio.

Ho preferito non prolungare il segno oltre q. 445 e non azzardare ipotesi per cui non c'è materia sufficiente.

Appunto a quest'altezza si va modificando la « linea di Mandrea » e noi non sappiamo in definitiva se ora essa si combini con la « linea di Baone », sfumando o trasfor-

mandosi nella piega a ginocchio visibile da q. 474 fin oltre q. 201; o se, invece, entrambi le linee proseguano, senza incontrarsi ancora, sotto la Valle del Sarca, ciò che sembra più probabile.

LA TERMINAZIONE MERIDIONALE (da Varignano a Chiarano).

Le colline di Baone, comprendendovi tutto quanto sta fra la valletta di Padaro ad W e le rocce ad E, corrispondono nel complesso ad un'anticlinale. Nel fianco W si misurano dir. da N 35° a N 50° E, incl. 20-30° W (solo a NE di Padaro, incl. fino 45° W); la sommità è piuttosto slargata, in corrispondenza delle rocce ad oriente si ha il ginocchio brusco. Nel fianco W, oltre al Titoniano largamente presente, a SW di Padaro sono rimasti anche un po' di Biancone, Scaglia ed Eocene.

Abituati a strutture strette e allungate, sorprende a dir il vero questa forma slargata che non si assottiglia nemmeno verso S. La sorpresa viene a cessare però, se si considera che le colline di Baone non corrispondono soltanto alla stretta zolla di Mandrea, ma sono l'equivalente di tutta la zona compresa fra la « linea del Biaina » e la « linea di Baone », come abbiamo anche fatto notare che la lieve ondulazione anticlinale corrispondente a q. 398, che suddivide in due la zona di Baone, è l'equivalente dell'anticlinale generatrice (più a N) della « linea di Mandrea ». Allora diventa chiaro che le larghezze delle sue zone sono pressapoco equivalenti.

Il modo poi come terminano verso S, sulla pianura di Arco, queste colline è tale — bisogna riconoscerlo — che può aver costituito il movente principale per l'ipotesi di una primitiva piega a ginocchio con asse E-W attraversata e interessata poi dalle paràfore, secondo la concezione del TREVISAN e come è espresso dallo stereogramma di quest'A.

Infatti da Vigne a Chiarano, per oltre 1/2 Km., vediamo gli strati del Titoniano con dir. E 5-10° N, incl. 45° aumentante verso il basso a 50-60° S, seguiti concordantemente da Cretaceo e Eocene. In nessun posto si può osservare tendenza a rovesciamento alla base.

A prescindere dai numerosi fatti descritti, che ci fanno ritenere non corrispondente alla reale natura delle cose la concezione di una genesi da paràfore, ed in particolare la natura delle due linee limitanti le colline di Baone, la « linea di Padaro » e quella di « Baone », che sono da considerarsi come originarie pieghe alzantisi e fagliantisi verso N, *due dettagli* che si presentano ai due lati della terminazione della zona di Baone ed ai quali ho rivolto molta attenzione, mi sembrano aggiungersi come argomenti contrari alla concezione delle paràfore.

1) Nel dosso magnificamente denudato che si trova nella località Baone (sopra Vigne) noi possiamo scorgere il passaggio graduale da dir. N 20° W a N 40° W, a W 30° N fino ad W 10° N. La forma del dosso, pur ammettendo la parte che successivamente può avervi avuto la levigazione glaciale, corrisponde nel complesso all'andamento della stratificazione.

Essa si va raccordando gradualmente alla dir. E 10° N - W 10° S che si ha alle cave sopra Chiarano. Mi pare evidente che abbiamo a che fare con la terminazione periclinale della metà occidentale dell'anticlinale di Baone saliente dalla depressione del Garda.

E pur non osando asserire, dubito fortemente che una tale forma si sarebbe potuta generare partendo da una primitiva piega a ginocchio E-W estesa fino a Noino, poi tagliata e spostata verso NNE lungo la « linea di Padaro », mentre veniva anche compressa contro la zolla di Nanzone.

2) Si tratta della terminazione SE di Baone corrispondente alla serie di quote 266-208 e poi alla collina sopra l'ospedale di Arco. Strana questa collina che si protende notevolmente verso S in confronto dell'Eocene che sta a Vigne e a Chiarano. Ne abbiamo esaminato, sopra, il lato orientale corrispondente ad un ginocchio con rovesciamenti. Ma da una serie di misurazioni che non cito per non gravare eccessivamente il testo, mi risulta che l'intero allineamento collinare corrisponde ad una anticlinale (ad E e NE di Chiarano dir. da N 35-40° E a N 10-15° W, incl. da 55 a 80-85° W: fianco W dell'anticlinale) e la sua forma all'andamento dell'anticlinale stessa.

Sotto, ad W di q. 266 (che rappresenta il nucleo in Dogger dell'anticlinale articolantesi dalla maggiore anticlinale di Baone) si nota un discendere forzato dei banchi del Dogger dall'alto con dir. E 30° N, incl. 75° S ed aderenti ad essi sono stati trovati alcuni strati di Selcifero. Pare dimostrato che q. 266 è un nucleo di anticlinale rovesciata e fagliata sul fianco E ed anche sul fianco NW; naturalmente data la rigidità del Dogger la cosa non potè avvenire tranquillamente: una faglia con dir. N 30° E, incl. 85-90° W separa la massa di q. 266 dal Titoniano delle cave che sta ad W, mentre non si è potuto accertare se essa si faccia sentire anche nel Cretaceo e nell'Eocene che stanno più a S sopra Chiarano, o viceversa non produca effetti data la maggiore plasticità di queste rocce.

Seguendo la linea di cresta della collina di q. 208 si hanno dir. E 10° S - E 10-15° N, incl. forti o molto forti a S.

Soltanto subito sotto la casetta q. 208 la Scaglia è rovesciata con incl. 60-45° N, un dettaglio puramente locale. Un po' più a N la si trova subverticale con ripiegature anche in senso orizzontale. Qualche decina di metri coperti da detrito ci separano dal primo sorgere del Dogger di q. 266, cosicchè non conosciamo esattamente i rapporti reciproci.

Ma nessun dubbio ormai che lo sprone collinare scendente da q. 266 ha struttura anticlinale. Ho insistito molto su questo particolare perchè mi sembra che la presenza di anticlinali così strette e forzate ad asse NE o NNE sia un argomento fortissimo in favore di un corrugamento a spinte WNW (giudicariense) e contrario alla concezione delle paràfore.

A me sembra che il nucleo di Dogger di q. 266 indichi una salita assiale forzatissima e che esso sia sorto fuori quasi per una tettonica estrusiva od una sorta di diapirismo (s. l.). Questa forzatura può spiegarci anche il rovesciamento, del tutto locale, verso S della Scaglia a q. 208.

Sembra anche naturale che, in tali condizioni, possano essere avvenuti anche modesti movimenti in senso orizzontale, ma come moti di adattamento; il che ha significato ed entità ben diversi da quello di fratture a movimento orizzontale che sarebbero state le determinanti principali di tutta la tettonica della zona.

LE RIMANENTI STRUTTURE E FAGLIE A N DELLA FAGLIA
TRASVERSALE CALLODRI - NANZONE.

La zona di Laghel corrisponde in complesso ad una sinclinale di Titoniano limitato ad W e ad E da due anticlinali.

L'*anticlinale occidentale* corrisponde alle alture che vanno da q. 322 a q. 381. Nel suo fianco occidentale partendo da S verso N si hanno moderate inclinazioni a W 35° S, poi W 10-15° S; all'estremità settentrionale (q. 381) addirittura N 40° W e N 20° W. Mi sembra che si può tranquillamente parlare di una brachianticlinale con terminazione periclinale all'estremo S e meglio ancora all'estremo N.

Nel Dogger stesso dell'estremità S si può osservare l'insorgenza dell'anticlinale in salita da S. Sul fianco orientale si ha una faglia (base delle rocce sotto q. 322) che separa prima Dogger da Titoniano, poi corre entro il Dogger stesso. Per la verità alla base della parete si sono notate delle striature o solchi poco inclinati sull'orizzontale; non è però sicuro che si tratti di strie di faglia. Qui la faglia pare quasi verticale; più a N, prima di q. 381, si può misurare dir. N 20° W, incl. 60° W. Poco oltre essa va annullandosi; e in q. 381 è bellissimo infatti vedere gli strati del Titoniano girare attorno alla quota. Misure prese a N di q. 381 dimostrano questa discesa dell'anticlinale o terminazione periclinale: dalla dir. E 20° N ancora sul lato W, si passa a dir. E 35° S, S 30° E, S 5° E, N 10-15° E.

Data questa terminazione periclinale dell'anticlinale, più a N, oltre q. 381, la sinclinale di Laghel va a confondersi in uno con la sinclinale sottostante allo scorrimento della « linea di Baone » (zona di Braciose). La faglia ora descritta tende dunque ai due estremi ad una semplice piega; quanto al nucleo di Dogger devo aggiungere che osservandolo da certi punti di vista si ha viva l'impressione che esso balzi su anche qui per una sorta di tettonica estrusiva (collimante con la salita assiale) per la rigidità del calcare giurese.

La *sinclinale di Laghel*. L'asse corrisponde quasi perfettamente alla conca di Laghel ed alla valletta che vi scende da q. 298. Nel fianco W abbiamo dir. tra NE e N, inclin. da 40° E rapidamente crescenti verso l'asse a 60-70° E fino a verticali; nel fianco E dir. analoghe, incl. in media 60-70° W, ma fino a verticali o con inizio di rovesciamento in qualche tratto.

Questo fianco sembra scendere con ripetuti ginocchietti verso l'asse della sinclinale, che nella porzione meridionale è piuttosto costipata con belle contorsioni e pieghe minori del Titoniano, mentre a N di q. 298, i fianchi rimanendo ripidi, il suo fondo si allarga (a NNE di q. 298 dir. N 20° E, incl. 20° W; in altro punto strati addirittura quasi orizzontali).

Le *strutture ad oriente, fino al Sarca*. Riguardano l'allineamento di colline dirupate che va da q. 435 del Còlt ⁽¹⁾ a N al Callodri (q. 397) a S, e rappresentano fondamentalmente un'anticlinale, ma certo molto fratturata, fagliata; e non è troppo facile venirne completamente in chiaro.

⁽¹⁾ Gold della topografica.

Fra questa zona comunque rialzata e il Sarca si frappone la zolla di Preda stendentesi da subito a S di Ceniga fino alla conoide detritica di Prabi, dove cessa definitivamente; più a S infatti non se ne trova più traccia.

Questa zolla formante una terrazza scendente verso N rappresenta un'ultima struttura anticlinale (per quanto abortita) prima del Sarca, essendo separata dal Còlt da una piega-faglia e conservando anzi parte della sinclinale intermedia.

Le rocce che cadono sul Sarca e formano l'imbasamento di questa terrazza sono in Dogger, all'orlo superiore compare l'Ammonitico rosso, più internamente verso la faglia Biancone e Scaglia con dir. da N 45° a N 20° E, incl. sui 45° W. All'estremità settentrionale, a S di Ceniga, appare più chiara l'origine da una piega rompentesi in una faglia inversa. Infatti la roccia al tetto è ancora Titoniano (un po' più verso S per la salita degli strati passerà a Dogger), in cui poco prima si può misurare dir. N 60° E, incl. 70-80° W. Il piano di faglia ha dir. N 20-25° E, incl. 75° W; al letto non c'è vera e propria milonite ma del Titoniano (probabilmente), fortemente laminato, reso scistoso, con dir. N 35-50° E, incl. subverticale, fortissima ad E ed anche ad W. Allontanandosi dalla faglia si ha la successione Cretaceo-Scaglia-Cretaceo-Titoniano, ossia una disposizione a sinclinale.

Non si sono potute osservare strie di faglia essendo la superficie incrostata da concrezione calcarea. In conseguenza della più forte salita assiale nel Dogger del Còlt in confronto alla salita della zolla di Preda il rigetto va aumentando verso Sud. La persistenza della sinclinale di Cretaceo aderente, e al letto, alla faglia ⁽¹⁾, ed il piccolo rigetto che si ha in questo punto (base del Malm contro Titoniano più alto o tutt'al più Cretaceo inferiore) mi sembrano rendere più che legittimo l'interpretare anche questa dislocazione come una piega-faglia.

Noto, di più, che seguendo da Sud la parete rocciosa sottostante a Preda, mentre fino a q. 129, le testate dei banchi sono immerse entro monte, da questo punto fin nei pressi di S. Paolo nel Dogger della parete si delinea una forma « a dorso di balena » indicante il formarsi di un'ultima anticlinale a ginocchio con qualche resto del fianco E alla base della parete (fino 80° incl. ESE). L'asse dell'anticlinale esce obliquamente in valle perchè, oltre S. Paolo, troviamo poi il Titoniano, abbassatosi fino in fondo valle, con dir. N 35-40° E, incl. 50-65° W del fianco W dell'anticlinale (= fianco E della sinclinale di Preda).

Ci resta il *nucleo o zolla centrale dal Còlt al Callodri*, la cui analisi ho lasciato apposta per ultimo. E' questa infatti la zona che più di tutte — l'unica forse — può suggerire, almeno nel suo terzo settentrionale, l'ipotesi di fratture con movimento orizzontale per interpretarne la genesi.

Effettivamente fa una certa impressione vedere, a S di Ceniga, da Braciose salir su molto ripidi gli strati della Scaglia, del Titoniano e poi del Dogger conservando fin oltre q. 435 direzioni in media a E 30° N, mentre sul fianco occidentale questa pila di strati urta lungo una faglia inversa contro il Titoniano (sottoscorso al Dogger), nel quale Titoniano le direzioni sono invece a N 20° E.

⁽¹⁾ Questo residuo nucleo di sinclinale non risulta dai precedenti rilevamenti. La carta austriaca segna solo Biancone e Scaglia, il Foglio Riva Biancone, Scaglia e un po' d'Eocene presso la faglia (Forse Cretaceo medio grigio - nerastro scaglioso).

Si può avere l'impressione che i banchi del Dogger del Còlt siano segati trasversalmente e contrapposti al Titoniano della sinclinale di Laghel ⁽¹⁾. Collegando inoltre idealmente questa ripida salita degli strati a Sud di Ceniga con la culminazione nel Còlt e con le ripide immersioni a S che si hanno presso Arco, ammettiamo che si può scorgere il disegno di un'anticlinale — questa volta completa nei due fianchi — con asse W-E.

Chi scrive pensa però che anche in questo caso sia meglio parlare di forte salita assiale e culminazione di un motivo anticlinale ad asse giudicariense.

Ad ogni modo vediamo obiettivamente i dati di fatto prima di concludere con un'interpretazione.

Osservando i banchi del Dogger e del Titoniano di q. 435, si vedono scendere, in alto, a 50° e portare verso il basso l'inclinazione fino a 70-80° N 30° W.

Terminato il detrito, un 400 m. a S di Braciose, comincia a presentarsi la parete di faglia (che chiameremo « linea del Còlt ») diretta qui circa a N poco W e con inclinazione di 80-70° E. Il Titoniano al letto è fortemente inclinato verso la valletta di Laghel. La faglia prosegue verso S indicata da un marcato gradino topografico e va mutando la sua direzione in N 10-20° E.

Nel Foglio Riva la « linea del Còlt » viene prolungata verso N fino ad incontrarsi ad angolo acuto con la « linea di Baone ». Dopo la constatazione della sinclinale rovesciata di Scaglia con nucleo d'Eocene (che non risultava nei precedenti rilevamenti), chi scrive ritiene che non si possa accettare questo prolungamento, ma pensa che le cose si possono spiegare ugualmente nel seguente modo: il Còlt è una struttura di tipo anticlinale ma con fortissima discesa assiale verso N che basta a spiegare la deviazione della direzione da N 20° E a N 60° E ⁽²⁾. Data la forte salita assiale verso S si determina uno strappo sul fianco W con sovrascorrimento del nucleo di Dogger sul Titoniano di Laghel, e senza che si possa stabilire un graduale raccordo fra le direzioni del lembo sottoscorsor e di quello sovrascorso. Mentre più a S questo raccordo si va stabilendo (dal Còlt al Callodri).

Ancora più a S, a N di q. 346, il passaggio della faglia è ben accostabile. Troviamo: dir. N 15-20° E, incl. 70° E; zona di milonite di pochi centimetri; al letto qualche metro di Dogger cui seguono Selcifero rosso rovesciato e cataclasato, più esternamente con immersione ripida ad W e pieghettato, e — più esternamente ancora — Titoniano rosso, che scende verso Laghel prima più ripido poi con pendenza media, ma formando ripetuti ginocchi. Non si possono vedere strie di faglia perchè la parete è incrostata.

A S di questo punto — come indica anche il Foglio Riva — pareva anche a chi scrive evidente che la faglia del Còlt passi sul lato del Sarca (parete rocciosa fra Còlt e Callodri sopra Prabi) per continuare poi ad W del Callodri rientrando così sul lato di Laghel.

Il ripetuto esame sul terreno mi ha portato a considerare come interpretazione più probabile la seguente: La parete rocciosa sopra Prabi, levigata corrisponde a faglia fortemente inclinata ad E (non lontano dalla verticale), ma sarebbe la continuazione meridionale della faglia di Preda, e continua poi ad W del Callodri. La « linea del Còlt » ne

⁽¹⁾ Per la verità, si noti che la divergenza angolare delle due direzioni non è circa un angolo retto, ma la metà di un angolo retto.

⁽²⁾ Dal resto entro la Scaglia di Braciose si misurano anche direzioni: N soltanto 35° - 45° E.

rimane distinta continuando circa per q. 346 ed alla base della prima fila di rocce del Callodri sul lato di Laghel, e separando Titoniano da Dogger. All'altezza di S. Maria di Laghel questa faglia del Còlt, mentre s'innesta in quella del Callodri, anche si esaurisce, e sopra S. Maria appunto Titoniano e Dogger sono concordanti.

In quest'ultimo punto invece è ben osservabile la faglia del Callodri (sentiero che sale alla cima omonima, ad W di q. 397): dir. N 15-20° E, incl. 60-70° E; sulla superficie di faglia, a tratti, dei solchi a semidoccia rotondata, larghi 1-3 cm. E' molto dubbio se si possano ritenere solchi di faglia, ad ogni modo va detto che sono molto debolmente (15-10°) inclinati a S. Quasi perfetto il parallelismo delle direzioni (come si diceva prima) nella zolla sollevata del Callodri (Dogger con dir. N 20° E, incl. 30° W) ed in quella abbassata (Titoniano a S. Maria di Laghel: dir. N 15° E, incl. 70-85° W).

Ho indicato infine un'altra faglia quasi certa, che si dirama da quella del Callodri a S di q. 397, frazionando la massa del monte il cui Dogger rigido è probabilmente diviso da altre faglie minori.

Qui ci arrestiamo essendo arrivati alla faglia trasversale Callodri-Nanzone.

Nello schema interpretativo sopra esposto rimaneva una difficoltà offerta dal fatto che la faglia del Callodri considerata continuazione di quella di Preda (con immersione a WNW), con la sua immersione ripida ad E mostrava un'inversione dell'immersione nel corso della faglia.

Recentemente ho notato che il diedro in roccia sopra il vertice della conoide detritica di Prabi sembra segnare come molto probabile una disgiunzione ad andamento trasversale tra il Còlt e il settore di q. 346, cosicchè anche la difficoltà ora detta viene a cessare. La disgiunzione è resa probabile dalla diversità di fisionomia delle rocce fino allo spigolo meridionale del Còlt e di quelle di q. 346 ⁽¹⁾.

Da quanto s'è visto risulta che non vi sono ostacoli ad interpretare anche l'allineamento di rilievi del Còlt e del Callodri come una struttura anticlinale incompleta fagliata su entrambi i fianchi ed a ritenere quest'interpretazione più probabile in quanto s'intona al disegno tettonico di tutta la zona. Le direzioni E 30° N - NE con immersione a NW della zona di Braciuse possono benissimo accordarsi con un fianco W (NW) dell'anticlinale in forte discesa assiale, quasi terminazione periclinale. Questa forzatura in basso potrebbe stare in accordo col notevole aumento di rigetto della « linea di Baone » sotto q. 712 - Lizzone, così che la sinclinale rovesciata intermedia di Braciuse potrebbe effettivamente essere sovrascorsa dal Dogger-Lias di q. 712. Per questa discesa assiale — che in direzione S diventa salita assiale con culminazione nel Còlt — ecco formarsi sul fianco la faglia del Còlt fra Dogger del nucleo e Titoniano del fianco W e della sinclinale di Laghel.

Già nei profili della bassa Sarca del TREVISAN (Op. cit.) questo Dogger viene rappresentato come un nucleo o cuneo sollevato sui due lati per faglie convergenti in basso; struttura che già di per sè sembra meglio in accordo con l'idea di un'anticlinale iniziale

⁽¹⁾ Si deve riconoscere che oltre a quest'interpretazione della tettonica ritenuta più probabile, in mancanza di prove decisive non si può escludere quest'altra: la « linea del Còlt », troverebbe la sua continuazione meridionale nella parete sopra Prabi e nella faglia del Callodri (come fin qui si riteneva), però la « disgiunzione », lungo il diedro esisterebbe ugualmente e consisterebbe in una faglia ad andamento trasversale che, troncando la faglia di Preda, sposterebbe di un centinaio di metri verso Est la « linea del Còlt ». Con questa seconda soluzione sarebbe eliminata la questione dell'inversione d'immersione della faglia.

che non con quella di fratture a scorrimento orizzontale. Si potrebbe dire che anche nel Còlt il nucleo di Dogger salti su con una specie di diapirismo in ragione della maggiore rigidità di questo calcare ⁽¹⁾.

Un'ultima nota: sinclinale di Braciose, anticlinale del Còlt, sinclinale e anticlinale di Preda cessano di affiorare troncandosi bruscamente a S di Ceniga lungo una linea che è sull'esatto prolungamento rettilineo di quella frattura che ritenni probabile passare dalla sella di Naciole per la base del versante NE del Biaina. Pura coincidenza casuale e frutto di erosione? Lo ritengo poco probabile, perchè la direzione di questa linea è troppo quasi perfettamente parallela a quella della faglia trasversale Callodri-Nanzone e delle altre faglie che segmentano trasversalmente la nostra zona. E' vero che nella parete rocciosa tra q. 712 e Lizzone non si può notare alcun segno di interruzione; ma si può sempre pensare ad un qualche disturbo tettonico più profondo che s'è fatto sentire sia nel settore Naciole-Biaina sia in quello a S di Ceniga, lasciando invece immune la scaglia tettonica intermedia di Mandrea - q. 712.

LA FAGLIA TRASVERSALE CALLODRI-NANZONE

Non ne era nota fino ad ora l'esistenza. E' un modello perfetto di faglia a movimento orizzontale, di classica *Blattverschiebung*. Venne accertata prima cercando di mettere un po' d'ordine nella tettonica di dettaglio del Castello di Arco e delle sue adiacenze fino a Laghel e nelle apparenti incongruenze che si presentavano da punto a punto. Una volta riconosciuta, si capì che si prolungava fino alla Bocca di Nanzone ⁽²⁾ estendendosi così per almeno 3 km.

Questa faglia, con decorso quasi perfettamente rettilineo secondo una direzione media N 38° W, taglia trasversalmente tutte le strutture e le linee dianzi descritte spostandone i segmenti situati a SW della faglia di circa 300 m. verso SE in confronto dei corrispondenti segmenti che si trovano a NE della faglia stessa.

Per conoscere meglio questa dislocazione considereremo tre punti dove essa è direttamente controllabile:

a) Alla base della parete SW, a picco, del Callodri. Piani di faglia con dir. NW - NNW, incl. da 70° a 60° E; bella zona di breccia milonitica in pseudostrati, con affiancati alcuni *apparenti* strati di Dogger (dir. W 35° N, incl. 70° N) che devo invece ritenere effetto di laminazione parallelamente alla faglia. Nello spigolo S del Callodri sono visibili numerose strie (probabilmente di faglie parallele alla principale) che sono inclinate appena 10° verso E.

La faglia prosegue diritta troncando l'anticlinale fagliata di Baone, spostandone verso NW la continuazione, e ci porta

⁽¹⁾ Come s'è detto - ove proprio si voglia - non è esclusa del tutto la possibilità di interpretare le strutture dal Callodri al Còlt come effetto di movimenti traslatori in direzione NNE. E' necessario però osservare che, anche in tale caso, il fenomeno rimarrebbe circoscritto a questo settore, cosa molto diversa dall'essere il motivo tettonico dominante nell'intera zona da Ballino al Sarca.

⁽²⁾ Bocca del Tovo della carta.

b) alla sella tra Padaro e Laghel (q. 419). Tra Dogger a N e Dogger a S della faglia c'è una zona di breccia cataclastico-milonitica ben ricementata della larghezza di quasi 50 m.

Proseguendo, la faglia tronca l'anticlinale di Piazzole-Nanzone portandovi contro, in labbro NE, la sinclinale di Titoniano-Scaglia.

c) Qui alla base delle pareti sotto (NE) q. 753 vediamo: il paretone è diretto circa a N 35° W, al suo piede anche qui apparenti strati (1/2 - 1 m.) di Dogger paralleli alla parete da ritenersi prodotto di laminazione ed una zona di breccia milonitico-cataclastica che corre lungo il piede della parete. La breccia è cementata, a grana abbastanza minuta, ma non ancora milonitica, talora con deposito limonitico lungo le giunture, ad elementi di Dogger e di Titoniano. Le superficie da laminazione parallele alla faglia ci danno: dir. N 25° W, incl. 85 E.

Nel tratto che rimane da qui a Bocca di Nanzone non è più visibile un affioramento della faglia. Ma si può ritenere una sua conseguenza una fitta fessurazione (da sembrare stratificazione) con dir. W 35° N, incl. subverticale un po' verso N, che si nota a S di q. 1133 (Nanzone), mentre la stratificazione senza dubbio ha dir. N 20-25° E, incl. 35-45° E.

Lo stesso — dall'altra parte della faglia — salendo al Biaina tra 1140 e 1200 di quota: fessurazione fitta con dir. W 30-40° N, incl. da 60° N a 70° S, somigliantissima a stratificazione; ma la vera stratificazione ha dir. N 30-45° E, incl. 30-45° E.

Questa faglia pare finisca presto dopo Bocca di Nanzone, per lo meno non se ne sono potute vedere tracce sensibili.

LE TERMINAZIONI MERIDIONALI NELLA ZONA DI ARCO

A S DELLA FAGLIA TRASVERSALE

E' questa una zona di notevole interesse, anche ai fini generali di questo lavoro. Le strutture sinclinali e anticlinali che vi sono fortunatamente conservate si lasciano ben collegare con le corrispondenti strutture della zona di Laghel e ne rappresentano — benchè spostate a SE dalla faglia trasversale — la terminazione meridionale. Ed il modo in cui queste strutture insorgono costituisce — nella scelta fra l'ipotesi di fratture a spostamento orizzontale in direzione e l'ipotesi di pieghe ad assi giudicariensi fagliate o ridotte a scaglie — un argomento, direi, decisivo in favore della seconda.

Le carte geologiche precedenti, anche a cagione della piccola scala non possono rispecchiare esattamente la situazione. Nel Foglio Riva la rappresentazione è piuttosto schematica e un po' discosta dalla realtà. Per quanto riguarda la distribuzione dei terreni è forse un po' più vicina alle reali condizioni la carta austriaca, qui ed anche nella zona di Laghel.

Certamente chi sale le prime volte per la valletta ad olivi che parte da Arco a Laghel, non per un fugace sguardo ma con lo scopo di veder chiaro nei rapporti tettonici,

rimane disorientato per gli urti e contrasti apparentemente inesplicabili. L'esame passo passo sul terreno, ma soprattutto la scoperta della faglia trasversale Callodri-Nanzone hanno fornito la chiave per una visione nitida ⁽¹⁾.

Partiamo dalla collina sopra l'ospedale, che abbiamo riconosciuto essere un'anticlinale con ginocchio verso ESE. Fra questa collina e le due colline q. 203 e q. 269 s'insinua una valletta che alla sommità sbocca nei ripiani meridionali di Laghel. Ora questa valletta corrisponde ad una sinclinale di Eocene e Scaglia in salita verso N. come dimostrano le misure seguenti: a 200 q. sul fianco orientale della valletta dir. N 25° W, incl. 70° E (locale rovesciamento, un po' più basso dir. N 20° E, incl. forte ad W), verso il centro della valletta dir. E, incl. 50° S, sul lato occidentale le note fortissime inclinazioni a SE - ESE con parziali rovesciamenti. Verso la sommità della valletta le inclinazioni si addolciscono molto (diminuzione della salita assiale).

Questa sinclinale è la continuazione della (almeno potenziale) sinclinale occidentale di Laghel (sottostante alla « linea di Baone »), alla quale però — a causa della faglia trasversale a movimento orizzontale — viene contrapposta l'anticlinale di Baone, mentre la nostra sinclinale viene contrapposta alla brachianticlinale centrale di Laghel.

La sinclinale ora detta è seguita ad E da un'anticlinale che corrisponde alle due colline q. 203 e q. 269. Specialmente nella seconda si vedono magnificamente gli strati della Scaglia e del Titoniano salir su da tutti i lati quasi modellandovisi, ed in entrambi le misure ci dimostrano che abbiamo a che fare con un'anticlinale che nasce e sale dal fondo valle: a ESE di q. 203, Scaglia, dir. E 15° N, incl. 40° S; nello spigolo SW di q. 203, dir. N 20° E, incl. forte ad W; in q. 269 si vede la direzione (sempre con incl. a Sud) passare da NE a ENE, sul lato orientale, fino ad E 40° S sul lato occidentale ⁽²⁾.

L'anticlinale di q. 203-269 non è che il principio meridionale dell'anticlinale centrale di Laghel (q. 322-381), ma naturalmente spostato verso SE dalla faglia trasversale così da trovarsi contro la sinclinale centrale di Laghel.

Fra quest'anticlinale ed il colle del Castello di Arco s'insinua, stretta, una valletta che porta a Laghel. Essa corrisponde ad una sinclinale di Scaglia con nucleo di Eocene a S, di Scaglia più a N. Questa sinclinale è l'equivalente meridionale della sinclinale centrale di Laghel ma abbassata e spostata a SE dalla faglia trasversale, cosicchè vediamo la sinclinale di Scaglia troncarsi improvvisamente contro il Dogger della parete meridionale del Callodri in una maniera in sulle prime disorientante.

Sul fianco orientale Scaglia con poco Biancone s'appoggia concordante al Titoniano che scende ripido (dir. N 20-30° E, incl. 60-65° W) dalla rupe del Castello formata da Dogger. Si è passati all'anticlinale del Castello di Arco con esatta ripetizione del motivo osservabile nel fianco W del Callodri; solo che qui non v'è più faglia fra Titoniano e Dogger. Il disegno anticlinale del Castello è comprovato dal fatto che queste forti inclinazioni si moderano verso il centro della rupe per diventare molto dolci in corrispondenza della parete orientale sopra il Sarca, dove l'anticlinale è stata troncata, probabilmente per faglia.

⁽¹⁾ La descrizione dettagliata di questa zona, sulla falsariga delle pagine precedenti allungherebbe esageratamente il testo. Per questo la trattazione è qui più sintetica.

⁽²⁾ Pertanto anche l'Eocene e la Scaglia all'uscita nordoccidentale di Arco (strada delle ville) con dir. da E 15° S a E 15° N e incl. 50-60° S non sono espressione di un fianco di piega a ginocchio con asse E-W, ma di terminazione periclinale (o inizio) di questa anticlinale.

Sul fianco W della sinclinale invece, lungo la parete rocciosa che limita ad est q. 269, vi è faglia fra la Scaglia e il Dogger della parete, con piano avente dir. N 20° W, incl. 55° W, dunque con scorrimento. Più a S la direzione si porta a N 5° E, l'incl. a 70-75° W; fra la Scaglia e il Dogger un po' di Titoniano reso scistoso, con zona di milonizzazione e cataclasi. Più a S ancora la faglia diventa subverticale con Titoniano stirato alla base; si comprende che la dislocazione è nata da una piega-faglia accentuantesi da S a N, equivalente meridionale di quella vista tra q. 322 e q. 381 (centro di Laghel).

Ora interviene un'ultima complicazione: per q. 136 viene a passare una seconda faglia trasversale, che con direzione (N 40° W) parallela a quella della faglia principale, sorge a N di q. 269 e proseguendo taglia in due il colle del Castello spostando di un altro centinaio di metri verso SE la zolla meridionale. Contemporaneamente questa faglia sposta anche in basso la zolla meridionale, e nel Castello si combina con un locale sovrascorrimento (o piega-faglia) del Dogger della rupe del Castello sulla Scaglia del termine meridionale della collina, con implicato tra Scaglia e Dogger un cuneo o grossa scheggia di Titoniano e Biancone (s. l.).

L'esame minuzioso dei rapporti di giacitura, il diminuire del locale sovrascorrimento dal fianco E al centro della collina dove passa a semplice piega-faglia subverticale, persuade che nemmeno in questo punto si debba pensare ad originarie pieghe E-W sovrascorse, ma a forzature della salita assiale complicate dalla presenza della faglia trasversale.

Aggiungo infine che in quest'ultimo tratto (a S di q. 136) della sinclinale a nucleo di Eocene compresa fra l'anticlinale di q. 269 e l'anticlinale del Castello non si osservano faglie né su un fianco né sull'altro. Nelle pendici meridionali di q. 269 la Scaglia con incl. 60-50° S ha girato la sua direzione a E 15-20° N, e più ad W, a E 15° S. Sembra evidente il giro di una terminazione periclinale.

Nello sprone SW del Castello dal lato di S a quello di SE la Scaglia si mostra rovesciata sopra l'Eocene (dir. da E - E 10° N a E 35-45° N, incl. da 30-40° a 60° N). Curiosa anche topograficamente la forma a codino piegato verso SW con cui termina lo sprone meridionale del Castello, forma che corrisponde effettivamente a questa terminazione dell'anticlinale. Non voglio azzardare ipotesi su quest'incurvamento, che potrebbe del resto stare in relazione con la faglia trasversale q. 269 - Castello.

Proprio portando la nostra riflessione sulle forme e strutture della tettonica in questo estremo settore meridionale, ci si convince che diventa sempre meno probabile, od è da escludersi, la possibilità (ammessa prima con riserva) di pensare la « linea del Còlt » come faglia a movimento orizzontale, perchè a Sud essa nasce come semplice piega (fianco occidentale del Castello).

Il TREVISAN ritiene molto probabile un'ultima faglia passante al piede delle rocce che cadono ad E sopra il Sarca, così come è anche segnata nel Foglio Riva. Sembra anche a me che il troncamento brusco, a picco, in particolare dell'anticlinale del Castello e della massa del Callodri, non possa ritenersi un puro prodotto dell'erosione; inoltre un collegamento fra destra e sinistra del Sarca (da Arco a S. Martino-Massone) mal riuscirebbe non supponendo una faglia intermedia.

Sono d'accordo perciò con questo Autore nell'ammettere che il corso del Sarca a valle di Ceniga corrisponda ad una faglia che dovrebbe correre circa sulla destra del fiume.

Questa o anche qualche altra linea potrebbero continuare per un tratto, sotto il Quaternario, per il fondo valle verso Dro ed oltre, ma sarebbe aleatorio e mancante di basi un tentativo di tracciarne il percorso.

Nel Foglio Riva (non sulla carta austriaca) sono segnati alcuni piccoli affioramenti di Giurese in posto fra Ceniga e Dro, subito sulla destra del Sarca. Per uno solo (gli altri sono cumuli di frana) ci può essere dubbio, ma è poco sicuro che la roccia sia in sito e sembra che si possa considerare come un pacchetto di strati franato in blocco durante la formazione delle Marocche.

Resta l'altro lembo della metà orientale della collina di S. Abbondio (a N di Dro), con i suoi banchi del Giurese ⁽¹⁾ immersi verso NE e che sembra in realtà radicato. Ma la sua estensione è troppo limitata per tentare di porlo in una relazione plausibile nè con la destra, nè con la sinistra della valle.

ZONE DI FESSURAZIONE

Ho distinto sulla carta alcune zone in cui la roccia è intensamente fessurata.

Due diverse, ai lati della Bocca di Nanzone, si è visto che possono stare in relazione con la faglia Callodri-Nanzone.

Un'altra zona è stata osservata intorno a 1300 q. sullo sprone SE di Cima Brent (1545): i piani presentano dir. E 40° S, incl. 80° NE, mentre la stratificazione è moderatamente inclinata al SE. Questa fessurazione sta probabilmente in relazione con la piega-faglia di Le Coste, molto vicina.

Più strana è invece la intensa fessurazione che ho incontrato nel versante occidentale del Monte Brent a S di q. 1201 con dir. W 10 - W 35° N, incl. da 80° a 60° S (in un punto 70-80° N); ma la stratificazione ha circa dir. N 15-20° W, incl. sui 30° W (ci troviamo entro la discesa molto regolare di strati dal Brent verso Blestone).

Entro la zona fessurata v'è anche un tratto di roccia rotta, ma non è venuto in luce alcun segno di una dislocazione di qualche entità.

Altre plaghe, pure con forte fessurazione della roccia, non ho segnato sulla carta o per evitare confusione nel disegno, o perchè male localizzabili. Esse sono:

a) a NW di Pra dei Muci, N di q. 1175. Si misurano piani con dir. N 5-15° E, incl. 70-80° E; altri con dir. W 35-45° N, incl. 80° N; altri ancora (un po' più a S) con dir. E 12-14° N, incl. 70-80° N, mentre la stratificazione è dolcemente inclinata ad W. Stanno forse in una qualche relazione genetica con la faglia che a mio avviso quasi certamente interessa, un po' più a N, il Dogger del pendio di Padergnone?

b) Presso q. 797 (Calino sopra Ville del Monte), come s'è già detto (v. pag. 32), in rapporto all'originarsi della « linea del Misone ».

c) Ad W di q. 461 meridionale (Noino) nella piega a ginocchio sotto Rancione: stratificazione a dir. NE, incl. 60° SE, fessurazione con dir. circa NNE incl. media ad W. Sembra in diretta relazione con la piega passante a faglia.

⁽¹⁾ Lias e verso lo stradone forse un po' di Dogger; incl. 45° a NE, sul lato sudorientale della collina 45° E.

d) Ad W di Ceniga, nella parete sotto q. 712 è più ancora sotto q. 483: la stratificazione è immersa moderatamente a NW, ma la roccia è talmente interessata da una fessurazione con tendenza: dir. NNE, incl. 60-80° E (parallela alla parete) che, in q. 483 specialmente, fa pensare ad una fronte di piega a ginocchio verso il Sarca. Queste fessurazioni sembrano ad ogni modo in intima connessione con la vicina faglia della « linea di Baone ».

CONCLUSIONI

La descrizione e l'esame critico delle strutture e delle varie linee di dislocazione fatti nelle pagine precedenti in maniera, almeno apparentemente, anche troppo minuziosa permettono, anzi impongono, che questo capitolo sia reso il più breve possibile.

Abbiamo già visto che alle linee di dislocazione non corrispondono brusche variazioni di facies, come è dimostrato dai ripetuti esempi di transizioni. Perciò viene a mancare per la nostra zona quest'argomento che poteva servire d'appoggio nell'interpretazione delle dislocazioni stesse come paràfore ⁽¹⁾.

La nostra attenzione si concentra così naturalmente solo sulle strutture, sulle « fratture », sul loro carattere.

L'impressione che irresistibilmente si guadagna già percorrendo la zona montuosa in oggetto è quella di un fascio di zone, o zolle, a struttura fondamentalmente anticlinale (che anche meglio si rivela nelle terminazioni meridionali) ad andamento giudicariense, originate quindi da movimenti WNW-ESE.

E già si resta dubbiosi di fronte all'ipotesi che tali effetti siano dovuti a fratture con prevalente movimento orizzontale a NNE (paràfore), anche se (o forse perchè) temperata dall'ammissione che gli effetti visibili sul terreno, e talora i più vistosi, dipendano dalla componente WNW di una spinta a N.

Certamente queste anticlinali non sono complete, anzi fagliate sul fianco, o in cerniera di una piega a ginocchio, assumono talora l'aspetto di scaglie tettoniche, altra volta di anticlinali bruscamente rotte su un fianco od anche entro il fianco. Ne viene che questa fratturazione si impone all'attenzione e che le fratture stesse hanno influenza dominante anche sul paesaggio. Può darsi che questo particolare aspetto sia acuito dal predominio che nell'area considerata hanno le masse fragili del Dogger; è così sempre molto felice l'espressione del TREVISAN, quando parla di « uno stile tettonico che si può definire fragile » (1941 a, pag. 5).

Ma abbiamo anche veduto che alla stregua di un esame accurato le singole fratture non si possono ritenere delle paràfore, ma derivate per faglia da iniziali, o tendenziali, pieghe.

Solo qualcuna di queste fratture in qualche sua parte può lasciarsi interpretare come faglia a scorrimento orizzontale, e cioè:

⁽¹⁾ N. B. Secondo il VECCHIA (1957) questi bruschi cambiamenti di facies in corrispondenza alle linee di frattura, più in generale, non sussistono e non si possono dimostrare nell'intero territorio tra l'Adige e la Linea delle Giudicarie.

a) La « linea Callodri-Còlt » nel tratto settentrionale (benchè anche in Braciose altrettanto bene si può pensare a forte salita assiale della zona centrale dell'anticlinale, mentre il fianco rimane fortemente abbassato), ma nella continuazione meridionale (Castello di Arco) vediamo che tutto s'inizia da un'anticlinale nel cui fianco W, anzi, ancora non si vede la faglia, decisa invece dal Callodri al Còlt;

b) le due linee del « Tovo E - S. Giovanni » e « del Tovo W - Lomason », ma non poi nel loro insieme. Non la « Tovo E » per come sfuma a NW del Brent, per gli aspetti che presenta sotto il Biaina e Nanzone e per varie altre ragioni. Non la « Tovo W », e perchè nasce da una piega a ginocchio nel Lomaso, e più ancora perchè da Tenno a Rancione si origina da un'anticlinale in salita il cui ginocchio si va fagliando verso N.

Non si parlerà quindi di una linea del Tovo, ma di una zona del Tovo, zona di faglie, di pieghe fratturate. Il che non toglie affatto che questo solco incassato, che in alto per le selle di Treni e del Tovo si continua, s'inserisce nel più ampio solco di Valle di Lomason, abbia un aspetto alquanto strano ⁽¹⁾.

A meglio comprenderlo ritengo possa servire il tener presente oltre al ruolo che vi giocano le faglie, l'affondamento che all'incirca dalla sella di Treni si sviluppa in duplice senso: verso Nord, per la Val di Lomason, quello che conduce alla grande conca eocenica del Lomaso e di Stenico (500-400 m. quota), verso S quello che conduce (si pensi alla sinclinale di Titoniano infossato, più a Sud con resti di Eocene) al più grande affossamento benacense. Sicchè da Treni al Tovo si ha la transizione tra i due sensi d'affondamento; e questo è quanto intendevo dire nella mia precedente nota considerando la sella morfologica del Tovo-Treni come corrispondente « grosso modo anche ad una culminazione tettonica ». Zona di Treni che (v. pag. 37) funge anche da ponte di transizione, di collegamento e di disgiunzione ad un tempo, fra la « linea del Lomason » e la « linea del Tovo W ».

Ragioni anche più forti che non permettono — a parere di chi scrive — di seguire la concezione di una genesi della tettonica da paràfore, si trovano nelle forme, nelle strutture tettoniche dell'orlo meridionale dei rilievi da Tenno ad Arco, con sinclinali (Padaro, tra q. 208 e q. 203, ad W del Castello d'Arco) che si insinuano tra chiare forme di anticlinali nascenti dal livello (o sotto) della pianura e in forte salita verso N (in particolare: collina dell'Ospedale - q. 208 - q. 266, q. 203 - q. 269, Castello di Arco).

E peso decisivo dovrebbe avere l'esistenza delle fratture trasversali, due delle quali, la Callodri-Nanzone e la minore Castello di Arco - q. 269, sono delle classiche *Blattverschiebungen*, ma anche in qualche altra un limitato spostamento laterale è possibile ⁽²⁾.

⁽¹⁾ Devo rettificare una citazione a memoria fatta nella mia nota preliminare (1957). L'attributo di « singolare » dato alla linea del Tovo non è del TREVISAN, ma non sono nemmeno riuscito a rintracciarne la frase in altri Autori. Può darsi che la memoria m'abbia tradito.

⁽²⁾ Si potrebbe anche prospettare l'ipotesi che si siano avute tre fasi: un primo corrugamento ad assi E-W (un solo fianco di piega ripido verso S e per il resto solo blande ondulazioni), poi le paràfore e il corrugamento ad assi in direzione giudicariense, per ultimo le fratture trasversali. Ma a questa tesi si oppone subito la difficoltà che corrugamento ad assi giudicariensi e fratture trasversali stanno tra loro in intima interdipendenza, cosicchè si devono considerare appartenenti ad una medesima fase tettonica. Ed allora le ipotetiche paràfore resterebbero isolate nel tempo ed avrebbero attraversato una regione solo debolmente ripiegata, quasi un fascio di enormi piani di taglio subparalleli. Cosicchè mi sembra che un fatto del genere si presenti ancor meno verosimile in sè, anche se non si voglia per ora tener conto degli altri argomenti che contrastano con l'ipotesi delle paràfore.

Esse ci dimostrano che un fascio di elementi tettonici ad assi giudicariensi viene intersecato da queste fratture quasi ortogonalmente, fratture prodotte da forti differenze nella spinta agente o nella resistenza opposta dai materiali. Esse sono fenomeno collegato con il corrugamento stesso: non anteriori allo stesso naturalmente, perchè ne tagliano i vari elementi tettonici che sono fondamentalmente gli stessi al di qua e al di là della frattura. Ma nemmeno del tutto posteriori ad esso, perchè nei singoli settori si potè avere uno sviluppo autonomo talora sensibilmente diverso. Si capisce che aumentando la compressione corrugante ad un certo momento si ebbero le fratture, ma il ripiegamento continuò e si completò a fratture avvenute.

Condizioni queste che, con qualche differenza, stanno in accordo con quanto nel passato ebbi ad osservare nella zona tra Ballino, il Chiese-Adanà e la Val di Ledro, e che mi fece escludere l'esistenza di paràfore in quel territorio. Al contrario vi osserviamo anticlinali e scaglie tettoniche ad assi giudicariensi, ma negli scorrimenti ad andamento longitudinale che separano le zolle maggiori, si notano dei flessi a gomito in senso W, WSW (ad W di Ballino verso la Val di Concei), mentre più a Sud s'incontrano addirittura grandi fratture trasversali a movimento orizzontale (la Vies-Plubega e la Tiarno-Val Sacche-S. Lorenzo di Condino), riconosciute ancora dal BITTNER.

Dopo che tanti argomenti, più generali e più particolari, ci hanno portato a non consentire con l'idea di un fascio di fratture dirette a NNE e con prevalente scorrimento orizzontale, possiamo domandarci: in quale luce dobbiamo ora vedere quelle forti immersioni a S con direzione E-W delle stratificazioni, che si osservano all'incirca sul parallelo di Arco e che dettero in sostanza il principale impulso a quest'ipotesi?

Chi scrive pensa che si possa parlare con tranquillità di una generale forte caduta assiale (o salita assiale se si pensa che in effetti qui le anticlinali sorgono e s'alzano rapidamente verso N) o di terminazione periclinale all'altezza di Arco. E infatti se, scostandosi da una visione unilaterale, si ritiene di dover dare importanza, oltre alla successione di anticlinali e sinclinali, al gioco di alto e basso, all'innalzarsi o affondarsi degli elementi, si deve riconoscere un motivo fondamentale della tettonica della nostra regione proprio in questo affondarsi degli elementi tettonici in corrispondenza dell'orlo settentrionale della conca lacustre del Garda (il quale arrivava fino ad Arco), per cui si potrebbe parlare di una « flessura peribenacense settentrionale ».

Allo scrivente pare di intuire (ma certo non ne può dare la dimostrazione sperimentale) che, se in una certa zona sottoposta a corrugamento si produca ad un certo punto della sua lunghezza un notevole movimento verso il basso, possano effettivamente originarsi quelle forme strutturali che osserviamo da Tenno ad Arco. I due fenomeni dovrebbero essere, probabilmente, a un dipresso concomitanti; è dubbio infatti che certe forme strutturali esistenti tra Varignano ed Arco si sarebbero potute formare ammettendo una flessura ad asse E-W preesistente al corrugamento ad assi NNE - SSW ⁽¹⁾.

⁽¹⁾ L'impressione di una piega a ginocchio E-W si può realmente avere sull'altro lato del Sarca, in quella successione di strati quasi verticali (in qualche punto con rovesciamento) che da S. Martino sale verso lo Stivo. Un rilevamento accurato è in corso per opera d'un allievo dell'Istituto di Geologia dell'Università di Padova. Da quanto finora è emerso, per il modo come questi strati si ripiegano in arco di gomito verso ESE, SE, ecc. per venire a confluire, a raccordarsi col fianco W, normale, dell'anticlinale del Creino, sembra che nemmeno qui si debba pensare ad un'originaria flessura E-W, ma ad un effetto dell'affondamento di cui sopra. Si potrebbe forse anche parlare, con Autori più antichi, — pur senza spiegare molto — di interferenze ad W dell'Adige

Si matura così, mi pare, l'idea dello « sprofondamento benacense », di un affondarsi cioè degli elementi tettonici, delle strutture in corrispondenza dell'attuale area del Garda in relazione forse ad uno spostamento di masse e a una diminuzione di resistenza in profondità. E penso che con tale termine ci si riporta e si può dare espressione — rendendole un purtroppo postumo omaggio — all'intuizione della « fossa benacense » che ebbe il COZZAGLIO, e che è probabile non abbia potuto trovare molti consensi proprio per la crudezza del termine « fossa » ⁽¹⁾.

In altre parole, senza togliere alla zona del Garda il suo carattere di sinclinale, o meglio di sinclinorio, si vuole anche porre in rilievo che esso è fortemente affondato, infossato tra i monti delle due opposte sponde ⁽²⁾.

A questo punto è doveroso non dimenticarsi di quei casi, che ho indicato, di strie di faglia poco inclinate sull'orizzonte e che indicherebbero un prevalente movimento orizzontale. Se una quantità di ragioni impediscono di accettare la tesi delle paràfore, quale significato dobbiamo annettere a queste strie?

Anzitutto si deve premettere che per sè sole queste strie non dicono tutto. Se p. es., dopo movimenti lungo la faglia in senso verticale, in un secondo tempo fossero avvenuti movimenti di assestamento in senso laterale, anche se di minore entità, essi avrebbero lasciato le loro tracce cancellando quelle di movimenti precedenti.

Fatta questa premessa di natura teorica, è da osservare che non è affatto da escludersi che lungo certe faglie o certi tratti di esse siano avvenuti anche movimenti orizzontali, anzi è forse probabile che siano avvenuti, ma come movimenti parziali o di adattamento, non già tali da costituire il motivo principale di tutto il sistema.

Ho condotto fin qui le mie riflessioni sulla base delle osservazioni fatte evitando intenzionalmente le citazioni, ma a questo punto debbo constatare con piacere che, pur movendo per vie del tutto indipendenti, posso concordare per quanto riguarda la zona qui trattata con le idee espresse dal VECCHIA nel suo interessante studio a più vasto raggio (1957).

E per venire ad una visione più sintetica, per inserire la tettonica della nostra zona nel quadro più ampio che va dall'Adige alla « linea delle Giudicarie » sono d'accordo con il medesimo Autore che occorra entrare nell'ordine d'idee chiaramente espresso da GIAMBATTISTA DAL PIAZ (1942) con la sua concezione della « Giunzione atesina », dell'adattamento cioè delle pieghe sudalpine contro l'arco retico.

Più in particolare per la nostra zona si potrebbe parlare anche di un adattarsi delle pieghe contro la regione dell'Adamello, fra la Linea delle Giudicarie e la Linea della Val Trompia, come sembra ormai abbastanza evidente, se si passa dalla Val Trompia alle Giudicarie. Allora pare fin naturale che in tale sforzo di adattamento che comportava

del sistema lessineo nel sistema giudicariense, come più evidenti p. es. si possono osservare in Val d'Adige nell'anticlinale della Bastornada, a N di Calliano.

⁽¹⁾ Ma proprio il COZZAGLIO spiegava a chi scrive di non aver mai voluto con la sua « fossa » intendere un « Graben » e che, pur non essendo ancora in grado di precisare di che cosa effettivamente si trattasse, pensava che « però, qualche cosa ci doveva essere ».

⁽²⁾ Si potrebbe qui domandarsi se alla luce delle teorie correnti non rappresenti qualche cosa di più di una visione di mente geniale quella domanda che timidamente il COZZAGLIO pone chiedendo: non potrebbe esservi una relazione fra la fossa benacense e l'intrusione dell'etmolite dell'Adamello-Preanella? Si penserebbe cioè ad una migrazione di masse profonde che, mentre da una parte si intrudono, vengono a mancare in un'altra parte.

anche localmente torsioni degli assi, oltre al corrugamento generale ad assi giudicariensi si siano avuti locali e parziali movimenti in senso orizzontale e in direzione. L'ammettere questi movimenti minori — come già fece G. B. DAL PIAZ (1942) ⁽¹⁾ — non significa affatto il tentativo di un compromesso « che non comprometta troppo » (se può passare il gioco di parole), ma la sincera espressione di un convincimento che, senza preconcetti o visioni unilaterali, scaturisce dall'osservazione delle cose.

Così, anche le flessure e le fratture trasversali si possono considerare componenti di questo adattamento, corrispondendo a resistenze diverse opposte allo sforzo corrugante nei diversi settori.

La faglia Callodri-Nanzone p. es. — e la coincidenza è troppo forte per non pensarci — si è potuta produrre per il fatto che sulla sinistra del Sarca la flessura peribenacense s'è instaurata un po' più a N di Arco, a S. Martino, cosicchè per la conseguente lacuna di resistenza a S di essa le masse da Nanzone al Castello di Arco potevano avanzare più a SE.

Non si può tralasciare infine l'osservazione che nella parte occidentale del nostro gruppo montuoso le linee di dislocazione si costipano, convergono verso SSW (quelle della parte orientale invece procedono circa parallele), in particolare le due « linee del Tovo » e, fino a un certo punto, anche la « linea di Padaro » avvicinantisi sempre più verso Noino e Cologna. Si potrebbe parlare a ragione di una piccola giunzione della sponda occidentale del Garda (o con la « linea di Ballino »), il cui vertice ideale si potrebbe porre nella rupe di Deva presso la Cascata del Varone (v. CADROBBI 1942 e 1943 b).

NOTA: Ritengo utile aggiungere qualche osservazione che ho potuto fare in un'escursione da Caprino a Garda compiuta, a scopo orientativo e di confronto, lungo le falde del Monte Baldo.

In questa zona si hanno appunto le terminazioni meridionali della catena del Baldo e sono interessanti le eventuali differenze o somiglianze ⁽²⁾ che vi si possono riscontrare in confronto di quanto accade a N di Arco - Varignano.

Sopra Caprino vediamo che il Giurese scende da Dosso Buca Pomar ripido verso il Sud (un po' verso E, un po' verso W), inoltre lo scorrimento da N, che già il COZZAGLIO indica nel Foglio geologico Peschiera (1934) sopra Rubiana, dovrebbe proseguire, più limitato, ad W per le pendici meridionali del M. Belpo. Ad ogni modo è certo un rovesciamento del Cretaceo e dell'Eocene (Eocene verso Preel dir. E 40° N, incl. 10-15° N; id. sotto Cain dir. E 30° N, incl. 60-70° N; Cretaceo sopra Preel dir. E 20-25° N, incl. 45° N), sotto il Giurese. Limitati scorrimenti e rovesciamenti vengono a costituire una differenza rispetto alla nostra zona, ma dimostrano che nelle terminazioni meridionali delle anticlinali si possono avere non solo ripide immersioni a S (zona di Arco), ma persino rovesciamenti e scorrimenti; e va sottolineato che qui a Caprino non si può assolutamente pensare a paràfore con direzione giudicariense, perchè non v'è dubbio che dall'anticlinale del Baldo si passa alla sinclinale di Ferrara di Monte Baldo, attraverso un fianco di piega, sia pure stiratissima e in qualche punto probabilmente anche fagliata.

⁽¹⁾ Si veda l'introduzione al capitolo « Tettonica ».

⁽²⁾ Si vedano anche BITTNER (1878) e COZZAGLIO (1933 e 1936).

Notevoli rassomiglianze per di più fra la nostra zona e questa di Caprino-Garda chi scrive crede di poter scorgere nel Monte Belpo: vi si vedono i banchi del Dogger e del Titoniano — con immersione sempre verso il S — passare da dir. E 40° N sul lato orientale, per dir. E 20° N, E, E 30° S fino a dir. SE sul lato SW e addirittura a dir. N circa 10° E sul fianco occidentale (v. Foglio Peschiera). Inoltre tra il Monte Belpo e la serie di alture che da Monte Pozzol per le Sengie porta fino a Punta S. Vigilio, s'insinua una sinclinale di Cretaceo e Eocene in salita verso N, mentre le alture suddette corrispondono ad un'estrema ondulazione anticlinale.

Ciò somiglia molto davvicino al modo di terminare delle alture da Varignano ad Arco, e mostra che la terminazione non avviene su un fronte unico ma con delle propaggini anticlinali separate da sinclinali, quasi digitazioni protese verso la pianura (si pensi a q. 266 - q. 208 - Collina dell'Ospedale di Arco).

NOTE DI MORFOLOGIA

Non ritengo nemmeno consigliabile il tentativo di ricerca di livelli riferibili a singoli cicli erosivi, o di terrazzi di erosione, per due motivi che non mi sembrano trascurabili: 1) La limitata estensione del territorio preso in esame. 2) La troppo stretta corrispondenza della morfologia con la tettonica per cui sarebbe facile incorrere nell'errore, già altre volte accaduto, di prendere per un gradino d'erosione quello che non è che un gradino d'origine tettonica. Mi limiterò perciò a riferire su due argomenti: i fenomeni carsici ed i rapporti della morfologia con la stratigrafia, e più con la tettonica.

FENOMENI CARSICI

Merita sia detto che il carsismo è largamente sviluppato nella zona, in relazione con l'estensione prevalente che vi hanno i calcari del Dogger, nei quali, e nei soprastanti calcari del Malm, i fenomeni carsici si rendono molto sensibili.

Per quanto mi consta, non abbiamo finora segnalazioni di notevoli cavità sotterranee. Qualche caverna ad ampia imboccatura (còvelo) si scorge ai piedi di pareti rocciose (Val Lomason; Val del Tovo, sinistra). E si è già fatto cenno della grotta con sorgente presso S. Giovanni, impostata su di una premessa di carattere tettonico (lungo la faglia inversa).

Un'altra grotta trovasi sotto (N) q. 1411 del Biaina. S'apre con ampia e soprattutto alta apertura, a circa 1300 quota, alla base delle rocce; il fondo sale abbastanza rapidamente e porta sotto una specie di pozzo (da crollo?) scendente dall'alto, che stabilisce un'altra comunicazione con l'esterno.

Interessante è che la grotta corrisponde ad una frattura (probabilmente faglia, ma di non valutabile rigetto) avente l'andamento delle altre faglie della zona con piano in-

clinato 60-70° verso l'Est. La roccia vicino alla dislocazione è una breccia saldissimamente cementata, che devo ritenere di origine tettonica.

In compenso sono comunissimi i fenomeni carsici di superficie con bei campi solcati (solchi profondi anche parecchi decimetri). Cito fra le località con manifestazioni più spiccate: colline ad E del Lago di Tenno, vari punti del fianco W del Brent (a q. 1225) e in Blestone, sommità del Biaina, in Naciole, fondo della Valle del Tovo (q. 533 - q. 755), Nanzone (q. 623, 543), pendio E del Biaina (verso q. 1008), Le Coste, salendo a q. 483 (sopra Ceniga), Mandrea: alle cave (molto intenso) e in tutta la dorsale, in località Baone, q. 381 (Laghel), q. 269 (anche pozzetto di ½ m. di diametro e profondo alcuni decimetri), zona di Preda.

Per intensità e continuità del fenomeno poi tutta la parte alta della collina di Baone, tutta la zona di Laghel, la dorsale del Còlt e del Callodri si possono a ragione chiamare un paesaggio carsico.

In particolare ricordo che ad E di q. 613 in Mandrea per tutta la collina che limita ad E la valletta, dove gli strati sono a franapoggio, le azioni carsiche hanno addirittura suddiviso la roccia in blocchi da dare l'impressione di una frana, si potrebbe dire, « autoctona ».

Ancora: a S di Treni tra q. 873 e q. 886, associandosi alle fratture che ho detto essere più che probabili, un altissimo fenomeno carsico è giunto a frazionare i lastroni del Dogger in ruderi e le pile di strati in singole colline tabulari, quasi pilastri, con interposte vallette morte.

Esistono nella nostra zona anche doline vere e proprie.

In Blestone una a NE, un'altra a SW di q. 1139, ed una semidolina a S della stessa quota. A N delle Marcarie la dolina di oltre 100 m. di diametro, chiusa da paretina a picco sui lati N ed E, svasata sugli altri lati, con fondo in parte torboso, in parte riempito da materiale morenico.

Di dimensioni molto più rilevanti — 1½ Km. di lunghezza — è la conca di Da Gom, che non dubito si deva ritenere una dolina. Sul fondo — in parte a torba — a q. 1046 si apre nel Titoniano una caverna di una decina di metri di lunghezza, in lieve discesa, che si può considerare come inghiottitoio, che d'altra parte in tempi di morbida — secondo dicono i locali — fornisce acqua.

Pure in Mandrea, ai piedi della parete dove passa lo scorrimento, si ha una notevole conca carsica di qualche centinaio di metri di lunghezza.

La conca di Laghel, sia pure impostata sul nucleo titoniano della sinclinale e favorita dalla faglia trasversale che le passa a S, non mi sembra si possa considerare altrimenti che come una dolina (250 x 400 m.).

Due piccole doline esistono anche subito a N della cima del Callodri, le cui sommità in forma di larga tavola scendente da q. 397 a q. 299 sono tutto un dedalo di campi solcati e buchi e creste, con solchi anche di qualche metro di profondità.

Voglio ricordare infine che la dorsale corrispondente all'anticlinale centrale di Laghel è divisa in due file di alture (da q. 349 verso N, e da q. 322 a q. 381) da un solco longitudinale che appunto dai pressi di q. 322 s'inoltra per sbucare verso Laghel di Sopra. Questo solco ha tutto l'aspetto di una valletta morta d'origine carsica.

RAPPORTI DELLA MORFOLOGIA CON LA STRATIGRAFIA E CON LA TETTONICA

Quello che si può dire sulle *relazioni* che intercorrono fra la natura delle rocce e le forme del rilievo, si limita a poca cosa, soprattutto per l'enorme prevalenza che le rocce del Giurese medio e superiore hanno nella nostra zona.

Il Retico superiore compare in un settore limitato, formando il basamento delle alte rocce che dal Brent precipitano sulle Marocche a N di Dro. Ma, se togliamo la meno evidente stratificazione, non giunge a dare per sè forme tipiche distinte, nemmeno per la ripidità, da quelle del Lias e Dogger sovrastanti, in quanto qui la morfologia è in funzione dei sistemi di diaclasi e faglie e dei conseguenti grandi scoscendimenti.

Anche il Lias affiora limitatamente, quasi esclusivamente in Anglone, ed appunto osservando la parete sotto questa località di fronte a Dro, non si notano differenze sensibili nell'aspetto in confronto della parete che, più a Sud, è formata dal Dogger.

Il Dogger ha certamente la preminenza nella formazione di pareti rocciose — quasi sempre in corrispondenza di dislocazioni — e dove esso ha la facies oolitica o marmoreo-cristallina, poco stratificata, assume anche forme più ripide, più aspre, talora quasi dolomitiche.

Ricordo: pareti sotto Rancione e sotto S. Martino-Blestone (in parte); Nanzone, parete sopra Padaro; parti del Biaina e le sue pareti N; in particolar modo le sommità del Brent, la parete di Baone e le masse del Còlt e del Callodri.

I terreni Cretacei ed Eocenici per la loro componente marnosa danno luogo naturalmente a forme più dolci, ma sono limitati quasi esclusivamente all'orlo meridionale da Varignano ad Arco con la fascia di oliveti, ed alle falde del monte sulla destra della Val di Lomason a S di Lundo. E nella conca di Da Gom la zona a prati con macchie di cespugli corrisponde appunto alla sinclinale Cretaceo-Eocenica.

Il morenico occupa fondi di vallette, tratti pianeggianti, concavità. Più estese e già caratteristiche come paesaggio le due zone a prati di Calino e di S. Giovanni. Tipico paesaggio morenico poi — all'orlo meridionale della carta — è quello che si stende da Teno verso Varignano con dolci pendenze e ondulazioni ed è interrotto o confluisce nella zona di conglomerato formante una sorta di terrazzo inclinato a valle.

Del paesaggio a colline e cumuli di frana delle Marocche è già stato fatto cenno; nè d'altra parte le frequenti conoidi detritiche presentano aspetto diverso dal solito ben noto.

Fortissime sono invece le *relazioni della morfologia con la tettonica* e spesse volte strettissima e, direi, esemplare la corrispondenza, quasi parallelismo, delle forme del terreno alla medesima.

Anzitutto vediamo ⁽¹⁾ che tutte le principali dorsali orografiche a direzione giudicariense corrispondono ad anticlinali o addirittura agli assi delle medesime, oppure a scaglie tettoniche (loro equivalenti); non solo, ma le dorsali stesse si elevano in corrispondenza di salite assiali, raggiungono le quote massime nelle culminazioni assiali (o delle scaglie tettoniche), scendono dove vi sia discesa assiale. Così il Monte Misone; Doss Dari-

⁽¹⁾ E' utile tenere sott'occhio le tavole delle sezioni.

-Monte S. Pietro; Nanzone-Biaina-Naciole e Brent; Baone e la sua continuazione settentrionale in Mandrea da q. 533 a q. 712; q. 203 - q. 269 (presso Arco), la cui continuazione a N è l'anticlinale centrale di Laghel; Castello di Arco - Callodri - Còlt; e la stessa limitata zolla di Preda, che sembra pure corrispondere ad un'anticlinale.

Valli, vallecicole e solchi ad andamento longitudinale corrispondono d'altra parte alle strette sinclinali interposte più o meno ben sviluppate: Val di Lomason che nella parte inferiore si può addirittura considerare una zona di affondamento fra due faglie; Val del Tovo con lo stretto nucleo di Titoniano tanto affondato in direzione Sud, fino alla comparsa di Cretaceo ed Eocene, tra le masse di Rancione e di Nanzone ⁽¹⁾; la valletta da Varignano a Padaro e la valletta interna a N di Padaro; la valletta tra la collina dell'Ospedale - q. 208 e q. 203 (ad W di Arco), che si continua nella zona occidentale di Laghel, dove le forme riescono meno evidenti perchè mascherate dalle conoidi detritiche; la valletta ad W del Castello di Arco, la cui continuazione è nella valletta centrale di Laghel, entrambi corrispondenti a nucleo di sinclinale.

Quasi tutte, e le principali, pareti rocciose corrispondono all'andamento delle linee di dislocazione; non voglio citare nomi per non allungare inutilmente il discorso. Desidero solo sottolineare che più d'una volta l'arrestarsi, il cessare di una di tali pareti ci è indizio che qualche cosa è mutato nel carattere della stessa dislocazione.

Ma l'idea della stretta aderenza delle forme alla tettonica non sarebbe resa, se non si aggiungesse che anche nei singoli settori, nelle forme minori quest'aderenza s'impone, e forse più, all'attenzione.

Scelgo soltanto alcuni esempi più significativi.

Il modo come il Monte S. Pietro sorge da Tenno e dalle Ville traverso Doss Dari e Rancione corrisponde alla salita dell'anticlinale e alla divergenza dei suoi fianchi, in quanto il fianco SW è ancora in comune con quello dell'anticlinale del Misone.

Nel fianco occidentale del Brent, dopo la discesa dalla cima, la forte diminuzione di pendenza corrisponde all'andamento quasi tabulare dei banchi del Dogger dal Brent fino a Blestone, in rapporto anche col nascere e svilupparsi da qui verso S della piega-faglia di S. Giovanni, che separa questa parte del versante dal corpo centrale del Brent.

Nel fianco orientale di Nanzone e del Biaina il terreno segue da vicino la forma del fianco dell'anticlinale: più ripido dove l'inclinazione è più forte, meno dove essa diminuisce, con pareti a picco in corrispondenza di pieghe a ginocchio o faglie.

Sotto Semonte e S. Giovanni verso Anglone poi il fianco del monte s'adequa così bene alla discesa monoclinale degli strati del Lias, che in certi punti — anche per lungo tratto — esso corrisponde ad un'unica superficie di strato.

Ecco invece più a N nel fianco orientale del Brent una brusca interruzione del pendio determinata dalla larga terrazza dolcemente inclinata de « le Coste ». Ciò è conseguenza della piega-faglia omonima e del fatto che la zolla fagliata in basso ha disposizione tabulare, tanto che l'orlo settentrionale delle Coste, sopra le rupi a picco, corrisponde quasi perfettamente ad un solo banco del Dogger ⁽²⁾.

⁽¹⁾ Il solco che dal Tovo per i Gorghi porta verso N alla conca di Da Gom appartiene pure a questa sinclinale, la quale eliminandosi o quasi in corrispondenza del Brent, anche il solco scompare.

⁽²⁾ Come ho potuto riconoscere da una sommaria escursione, tale stile (spianate a metà versante, limitate da pareti a picco, corrispondenti a zolle fagliate) continua anche più a Nord almeno fin sotto il M. Casale (Coste Massampiano).

Ma all'orlo meridionale della regione montuosa, dove si hanno le terminazioni degli elementi tettonici, anche più e meglio, nelle piccole forme, noi possiamo riconoscere la corrispondenza della morfologia con la tettonica. Si sono già nominate colline e vallette corrispondenti rispettivamente ad anticlinali e a sinclinali.

Tre punti meritano però d'essere ricordati in modo particolare:

a) la collina di Baone in genere, che corrisponde alla salita dell'anticlinale, ma in modo speciale la località Baone con la sua forma arrotondata che volge da W a S, la quale — pur senza negare il successivo apporto dell'azione glaciale — risponde sempre tanto bene al passaggio delle direzioni da N, NNW (fianco dell'anticlinale) ad W (porzione centrale dell'anticlinale in salita assiale);

b) q. 266 corrispondente al balzar su del nucleo, fagliato, di Dogger dell'anticlinale orientale di Baone;

c) q. 269 con gli strati del Titoniano che le salgono su intorno, come deve avvenire in un'anticlinale in salita assiale.

Non va certamente infine taciuta l'influenza che esercitano sulla morfologia le fratture trasversali. Non parliamo della principale faglia Callodri-Nanzone che contrappone addirittura, in strano contrasto, alture a solchi. Ma anche le altre faglie trasversali determinano dei salti, delle discontinuità morfologiche, tanto che viceversa, in qualche caso, la discontinuità morfologica ha potuto divenire un argomento analogico, ma quasi sicuramente valido, da cui arguire la presenza di una frattura, non altrimenti dimostrabile sul terreno.

RIASSUNTO

L'autore sottopone a nuovo esame, con rilevamento geologico di dettaglio e numerose misure di giacitura, la zona montuosa a Nord di Arco, dopochè il TREVISAN (1941 a) ne aveva pubblicato una serie di profili.

Scopo essenziale del presente lavoro era di vedere se le numerose linee di dislocazione ad andamento giudicariense fossero da interpretare come *paràfore* (nel significato concepito dal TREVISAN, di fratture a scorrimento prevalentemente orizzontale in direzione), o invece come faglie o pieghe-faglie separanti delle anticlinali o delle scaglie tettoniche, secondo l'interpretazione tradizionale. La precedente esperienza fatta nelle Giudicarie e in Val di Ledro lasciava infatti l'autore dubbioso al riguardo.

Nel capitolo dedicato alla Stratigrafia si esamina la serie dei terreni con osservazioni varie sulle facies, che possano servire come punto di partenza per eventuali ulteriori ricerche. In un capitolo speciale vengono poi considerate le variazioni di facies, concludendo che non si può asserire che le singole linee di dislocazione separino zolle nettamente diverse per facies, ma che invece tra la Linea di Ballino e la Valle del Sarca si possono notare numerosi segni di transizione dalla facies giudicariense alla veronese.

Nel capitolo sulla Tettonica vengono descritte analiticamente le singole linee di dislocazione e segnalate due nuove dislocazioni, la "linea del Biaina,, e la "linea Le Coste-Brent,,; viene poi rivolta particolare attenzione alle strutture dei contrafforti meridionali della zona montuosa ed ai dettagli della tettonica del Castello di Arco e delle colline adiacenti; si segnala infine la presenza della faglia trasversale a movimento orizzontale (*Blattverschiebung*) Callodri-Nanzone e di altre faglie trasversali constatate o molto probabili.

In conclusione l'autore ritiene che si debba ancora attenersi alla concezione tettonica tradizionale, pur non escludendo, anzi ritenendo non improbabile, che lungo certe linee siano avvenuti anche parziali e limitati movimenti in senso orizzontale, come conseguenza dello sforzo di adattamento all'arco retico.

È risultato inoltre essere una caratteristica della zona esaminata il frazionamento delle unità tettoniche ad andamento giudicariense in singoli segmenti ad opera di fratture trasversali.

In un ultimo capitolo si considerano i fenomeni carsici, frequenti nella zona, e le relazioni che intercorrono tra la morfologia da un lato e la natura dei terreni e, specialmente, la tettonica dall'altro.

Z U S A M M E N F A S S U N G

Der Verfasser unterzieht mittels geologischer Detailaufnahme und zahlreicher Lagerungsmessungen die Gebirgszone nördlich von Arco einer neuen Untersuchung, nachdem TREVISAN (1941 a) über dieselbe eine Serie von Profilen veröffentlicht hat.

Hauptzweck der vorliegenden Arbeit war es, zu sehen, ob die zahlreichen Dislokationslinien mit judikarischem Verlauf als *Paraphoren* (im Sinne TREVISANS, nämlich als Brüche mit vorwiegend horizontaler Bewegung längs ihrer Richtung) zu deuten sind, oder dagegen Antiklinalen oder tektonische Schuppen trennende Verwerfungen oder Verwerfungen darstellen, was der traditionellen Deutung entspräche. Die vorhergehenden Erfahrungen, welche der Verfasser in Judikarien und in Val di Ledro gemacht hatte, liessen ihm manchen Zweifel darüber.

In dem der Stratigraphie gewidmeten Kapitel wird die Ablagerungsfolge untersucht und zwar von verschiedenen Betrachtungen über die Fazies begleitet, Betrachtungen welche als Ausgangspunkt für eventuelle spätere Nachforschungen dienen können. In einer besonderen Abteilung werden dann die Faziesänderungen betrachtet, wobei der Verfasser zu dem Schlusse gelangt, dass man nicht behaupten kann, dass die einzelnen Dislokationslinien faziell rein verschiedene Schollen trennen, sondern dass zwischen der Ballino-Linie und dem Sarcatale zahlreiche Anzeichen von Faziesübergängen von der judikarischen zur veroneser Fazies bemerkbar sind.

Im Kapitel Tektonik werden die einzelnen Dislokationslinien analytisch beschrieben und zwei neue Störungen bekannt gegeben, die "linea del Biaina,, und die "linea le Le Coste-Brent,,; besondere Aufmerksamkeit wird dann den Gefügen der südlichen Ausläufer der Gebirgszone und den Einzelheiten der Tektonik des Castello di Arco und der anliegenden Hügel gewidmet; endlich wird das Vorhandensein der Querverwerfung mit horizontaler Bewegung (*Blattverschiebung*) Callodri-Nanzone und anderer festgestellter oder sehr wahrscheinlicher Querbrüche bekanntgegeben.

Der Verfasser glaubt daraus folgern zu dürfen, dass man sich noch an die traditionelle tektonische Anschauung halten muss, obwohl es nicht auszuschliessen, sondern vielmehr als nicht unwahrscheinlich anzunehmen ist, dass längs einiger Störungslinien auch partielle und beschränkte Bewegungen in horizontalem Sinne erfolgt seien, und zwar als Folge der Anpassung an den rhätischen Bogen.

Es hat sich ferner ergeben, dass die Zerteilung der tektonischen Einheiten mit judikarischer Richtung in einzelne Segmente durch Querbrüche als charakteristisches Merkmal der untersuchten Gegend gelten darf.

In einem letzten Kapitel werden die Karstphänomene betrachtet, die in der Zone häufig sind, sowie die Beziehungen, die zwischen der Morphologie einerseits und dem Wesen der Gesteine, und insbesondere der Tektonik, andererseits bestehen.

B I B L I O G R A F I A

- v. BISTRAM A. FRH., 1901 - *Über geol. Aufnahmen zwischen Luganer und Comersee*. Zentbl. f. Min., p. 737-740.
- v. BISTRAM A. FRH., 1903 - *Beiträge zur Kenntnis der Fauna des unteren Lias in der Val Solda. Geol.-pal. Studien in den Comasker Alpen, I. Ber.* Nat. Ges. Freiburg i. Br., 13, p. 116-214, 8 tav. (Inaug. diss.).
- v. BISTRAM A. FRH., 1904 - *Das Dolomitgebiet der Luganer Alpen. Geol.-pal. Studien in den Comasker Alpen, II. Ber.* Nat. Ges. Freiburg i. Br., 14, p. 1-84, 1 carta 1:50000.
- BITTNER A., 1878 - *Der geologische Bau des südlichen Baldo-Gebirges*. Verh. d. k. k. geolog. Reichsanst., n. 17, p. 396-402. Wien.
- BITTNER A., 1881 a - *Über die geologischen Aufnahmen in Judicarien und Val Sabbia*. Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanst., p. 219-370. Wien.
- BITTNER A., 1881 b - *Mitteilungen aus dem Aufnahmesterrain. (Gardasee)*. Verh. d. k. k. geolog. Reichs-Anst., p. 52-54. Wien.
- BITTNER A., 1883 - *Nachträge zum Berichte über die geologischen Aufnahmen in Judicarien und Val Sabbia*. Jahrb. d. k. k. geolog. Reichs-Anst., p. 405-442. Wien.
- BLAAS J., 1892 - *Beiträge zur Geologie von Tirol. (Glaziale Ablagerungen bei Meran und Bozen. Diluviale Breccien bei Trient und Arco)*. Verh. d. k. k. geolog. Reichs-Anst., p. 217-222. Wien.
- CACCIAMALI G. B., 1927 - *Sulla prosecuzione del corrugamento lombardo a mattina della linea giudicaria*. Comment. Ateneo di Brescia p. l'a. 1926, p. 1-26. Brescia.
- CACCIAMALI G. B., 1930 - *La genesi del Benaco*. Mem. Aten. di Salò, 1, p. 46-50.
- CADROBBI M., 1942 - *Nuovo affioramento del Retico lungo la riva nordoccidentale del Garda ed alcune idee sulla tettonica della sponda occidentale da Riva a Limone*. Studi Trent. Sc. Nat., A. XXIII, p. 17-67, 5 fig., 2 tav. Trento.
- CADROBBI M., 1944 a - *La regione tra il solco di Ballino, la catena Gaverdina-Cadria e la valle di Ledro. Nota preliminare*. Studi Trent. Sc. Nat., A. XXIV, p. 41-73, 4 tav. Trento.
- CADROBBI M., 1944 b - *Contributi per la conoscenza della linea tettonica di Ballino (Riva del Garda)*. Studi Trent. Sc. Nat., A. XXIV, p. 75-93, 3 tav. Trento.
- CADROBBI M., 1957 - *Primi risultati di uno studio geologico compiuto sui monti a Nord di Arco (Trentino)*. La Ricerca Scientifica, A. XXVII, n. 2, p. 362-365. Roma.
- CITA M. B. 1948 - *Ricerche stratigrafiche e micropaleontologiche sul Cretacico e sull'Eocene di Tignale (Lago di Garda)*. Riv. It. di Pal. e Stratigr., 54, 2, p. 1-26, fig. 9; 3, p. 1-18, tav. 2; 4, p. 1-27, tav. 3-4. Milano.

- CITA M. B., 1950 a - *L'Eocene della sponda occidentale del Lago di Garda*. Riv. It. di Pal. e Stratigr., 56, p. 81-113, tav. 6-9. Milano.
- CITA M. B., 1950 b - *L'Eocene della sponda occidentale del Lago di Garda*. Riv. It. di Pal. e Stratigr., 56, p. 129-152. Milano.
- COZZAGLIO A., 1899 a - *I paesaggi prealpini e le moderne idee della geologia continentale*. A cura del CAI, pp. 24, 1 tav. Torino.
- COZZAGLIO A., 1899 b - *Valore e modalità degli spostamenti della regione veneta in confronto di quella lombarda*. Comment. Aten. di Brescia, pp. 23. Brescia.
- COZZAGLIO A., 1902 - *Studi di Geologia continentale sui Laghi di Garda e di Iseo con una nota sul recente terremoto di Salò*. Comment. Aten. di Brescia, pp. 45, 3 tav. Brescia.
- COZZAGLIO A., 1915 - *L'aspetto geologico della riviera benacense da Salò a Limone. Parte I*. Comment. Aten. di Brescia p. l'a. 1915, p. 85-220. Brescia.
- COZZAGLIO A., 1923 a - *Topografia neogenica e topografia preglaciale in alcune regioni bresciane e trentine*. Atti d. Accad. d. Agiati di Rovereto, ser. 4, vol. 6, pp. 63. Rovereto.
- COZZAGLIO A., 1923 b - *Significato e limiti dei fenomeni di carreggiamento osservati nelle prealpi bresciane*. Comment. Aten. di Brescia p. il 1922, p. 68-160, 1 tav. Brescia.
- COZZAGLIO A., 1933 - *Note illustrative della Carta Geologica d. Tre Venezie. Fogli Peschiera e Mantova. Parte I*. Geologia, pp. 130, 6 tav. Padova.
- COZZAGLIO A. 1936 - *Osservazioni e schizzi per uno studio orogenico del Monte Baldo*, pp. 24. Toscolano.
- CUZZI G. 1957 - *La serie stratigrafica dell'Hettangiano di Monte Ubiale (Zogno-Val Brembana)*. Atti d. Soc. It. di Sc. Nat. e d. Museo Civico di Milano, vol. XCVI, fasc. III-IV, p. 149-184, 1 tav. Milano.
- DAL PIAZ G. B., 1942 - *Geologia della bassa valle d'Ultimo e del massiccio granitico di Monte Croce*. Mem. d. Mus. di St. Nat. d. Ven. Trid., pp. 360, 6 tav., 1 carta geol. Trento.
- DAL PIAZ G., 1907 - *Le Alpi Feltrine - Studio Geologico*. Mem. R. Ist. Veneto di Sc., Lett. ed Arti, vol. XXVII, n. 9, p. X-176, 1 tav., 1 carta geol. Venezia.
- DAL PIAZ G., 1908 - *Sull'età dei Calcari coralligeni di Monte Zovo presso Mori nel Trentino*. Rend. R. Acc. d. Lincei, ser. 5, vol. 17, p. 116-124. Roma.
- DAL PIAZ G., 1912 - *Sulla Fauna batoniana di Monte Pastello nel Veronese*. Mem. d. Istit. Geolog. d. R. Univ. di Padova, vol. I, p. 215-266, 2 tav. Padova.
- DESIO A., 1929 - *Studi geologici sulla regione dell'Albenza*. Mem. d. Soc. It. di Sc. Nat. di Milano, vol. X, fasc. I, p. 1-156, 1 tav., 1 carta e figg. n. t. Milano.
- FABIANI R., 1922 - *Il Terziario del Trentino*. Mem. d. Istit. Geolog. d. R. Univ. di Padova, vol. VI, p. 1-60, 15 figg., 1 tab. Padova.
- GRANELLO B., 1948 - *Descrizione geologica dei dintorni di S. Massenza (Trentino)*. Boll. d. Soc. Geol. It., vol. LXVI (1947), p. 67-78. 2 tav. Roma.
- HAGN H., 1956 - *Geologische und paläontologische Untersuchungen im Tertiär des Monte Brione und seiner Umgebung (Gardasee, Italien)*. Paläontographica, vol. 107, sez. A, p. 69-210, tav. 7-18, 8 figg. Stuttgart.
- HERITSCH F., 1915 - *Die Bauformel der Ostalpen*. N. Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal., 1°, p. 47-67. Wien.
- V. KLEBELSBERG R., 1926 - *Ueber die Verbreitung interglazialer Schotter in Südtirol*. Zschr. f. Gletscherkunde, vol. 14, p. 266-285.

- KRONECKER W., 1910 - *Zur Grenzbestimmung zwischen Lias und Trias in den Südalpen*. Centbl. f. Min., Geol. u. Pal., pp. 24, 3 tab. Stuttgart.
- KRONECKER W., 1913 - *Die Geologie des Albenzgebirges und seiner Vorbergzone*. Inaug. disert., pp. 166, 2 tab. Berlin (Ebering).
- LEPSIUS R., 1878 - *Das westliche Südtirol, geologisch dargestellt*. Pp. 375, 1 carta geol., profili, tavv. Berlin.
- MARIANI E., 1919 - *Sulla fauna retica lombarda*. Atti d. Soc. It. di Sc. Nat., vol. 58, fasc. 2, p. 104-146, 1 tav. Pavia.
- OMBONI G., 1878 - *Le Marocche del Sarca, antiche morene mascherate da frane*. Atti d. Soc. It. di Sc. Nat., vol. 20, fasc. 20, pp. 65. Milano.
- OMBONI G., 1886 - *Le Marocche di Drò*. Atti d. R. Ist. Ven. di Sc., Lett. ed Arti. Venezia.
- PENCK A., 1907 - *Interglaziale Ablagerungen im Etschtalgebiete*. Zschr. d. D. Geol. Ges., vol. 59, Monatsber., p. 4-5.
- PENCK A. u. BRÜCKNER E., 1909 - *Die Alpen im Eiszeitalter*. 3 voll., pp. 1199, 19 carte, tabb. e figg. Leipzig, 1901-1909.
- v. PIA J., 1919 - *Zur Frage der Lückenhaftigkeit des alpinen Jura, besonders in den Lessinischen Alpen*. Mitt. d. Geol. Ges., vol. XII (1919), pp. 19, 2 tav. Wien.
- POLLINI A., 1955 - *La serie stratigrafica del Retico di Monte Castello (Zogno-Val Brembana)*. Atti d. Soc. It. di Sc. Nat. e d. Museo Civico, vol. XCIV, fasc. III-IV, p. 329-368, 1 tav. Milano.
- ROVERETO G., 1923 - *Trattato di Geologia Morfologica*. 2 vol., p. XXII-1188. Hoepli. Milano.
- SCHWINNER R., 1912 - *Der Monte Spinale bei Campiglio und andere Bergstürze in den Südalpen*. Mitt. d. Geol. Ges., vol. V, p. 128-197, 1 carta geol., 1 fig. Wien.
- SCHWINNER R., 1913 - *Der Südostrand der Brentagruppe (SW-Tirol). Eine tektonische Studie*. Mitt. d. Geol. Ges., vol. VI, p. 197-223, 2 tavv. Wien.
- SCHWINNER R., 1915 - *Zur Tektonik des nördlichen Etschbuchtgebirges*. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanst., n. 17, p. 135-138. Wien.
- SCHWINNER R., 1918 - *Das Gebirge westlich von Ballino (Südwesttirol). Vorläufige Mitteilung*. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanst., p. 149-178, 184-198, 1 schizzo, 10 profili. Wien.
- SPITZ A., 1919 - *Das Nonsberger Störungsbündel. (Aus dem Nachlass)*. Jahrb. d. Geol. Reichsanst., p. 205-220, 1 tav., 1 fig. Wien.
- TRENER G. B., 1909 - *Über ein oberjurassisches Grundbreccienkonglomerat in Judikarien (Ballino) und die pseudoliassische Breccie des M.te Agaro in Valsugana*. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanst., n. 7, p. 162-178. Wien.
- TRENER G. B., 1910 - *Über eine Fossilienfundstelle in den Acanthicus-schichten bei Lavarone*. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanst., p. 398-401. Wien.
- TRENER G. B., 1913 - *Callovien und Oxfordien in der Etschbucht*. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanst., p. 157-158. Wien.
- TRENER G. B., 1924 - *Geologia delle Marocche*. In: *Gli Impianti idroelettrici della città di Trento*. Parte II, p. 25-83, 1 carta geol., 1 carta delle isobate, 1 tav., 3 figg. Trento.
- TREVISAN L., 1936 - *Nota preventiva sui risultati di un nuovo studio geologico del Gruppo di Brenta (Trentino occidentale) con particolare riguardo alla tettonica*. Studi Trent. Sc. Nat., A. XVII, fasc. 2, p. 165-179, 4 figg., 3 tavv. Trento.
- TREVISAN L., 1938 - *Il fascio di fratture tra l'Adige e la « Linea delle Giudicarie » e i suoi rapporti col massiccio intrusivo dell'Adamello*. Studi Trent. Sc. Nat., A. XIX, fasc. 2, p. 177-187, 3 figg. Trento.
- TREVISAN L., 1939 a - *Il Gruppo di Brenta (Trentino occidentale)*. Mem. d. Ist. Geol. d. R. Univ. di Padova, XIII, pp. 128, 6 tavv., 1 carta geol. Padova.

- TREVISAN L., 1939 b - *La facies di « Scaglia rossa » in Italia*. Giorn. di Sc. Nat. ed Econom., XL, pp. 17, 1 fig. Palermo.
- TREVISAN L., 1940 - *Sul significato geologico del colore rosso nelle rocce sedimentarie marine*. Atti d. Soc. Tosc. di Sc. Nat., A. XLIX, fasc. 1, pp. 8, 1 fig. Pisa.
- TREVISAN L., 1941 a - *Profili tettonici nella regione della bassa Sarca (Trentino)*. Studi Trent. Sc. Nat., p. 1-9, 2 figg., 1 tav. Trento.
- TREVISAN L., 1941 b - *La struttura geologica dei dintorni di Trento*. Studi Trent. Sc. Nat., p. 127-141, 3 figg., 6 tavv. Trento.
- VACEK M., 1899 - *Ueber die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Roveredo*. Verh. d. k. k. Geolog. Reichsanst., fasc. 6-7, p. 184-204. Wien.
- VACEK M., 1911 - *Erläuterungen zur geolog. Karte der Oest.-Ung. Monarchie, Blatt Rovereto u. Riva*. Wien.
- VECCHIA O., 1955 - *Sul significato del fascio Giudicario-Benacense (« Linea delle Giudicarie » auct., Alpi Meridionali)*. Comunicazione. Boll. d. Soc. Geol. It., vol. LXXIV, fasc. I, p. 307. Roma.
- VECCHIA O., - 1957 - *Significato del fascio tettonico Giudicario-Atesino. Dal Benaco a Merano: un problema geologico*. Boll. d. Soc. Geol. It., vol. LXXVI, fasc. I, p. 81-135, 13 figg. (di cui 2 cartine e 1 tav.). Roma.

CARTE GEOLOGICHE

Geologische Spezialkarte der Oest.-Ungarischen Monarchie herausgegeben durch d. k. k. geologische Reichsanstalt. *Blatt Rovereto u. Riva*. Rilev. negli anni 1878, 1896, 1898-99 da M. VACEK. Wien, 1903.

Carta geologica delle Tre Venezie. Rilev. a cura della Sezione Geologica dell'Ufficio Idrografico del Magistrato alle Acque, F. 35, *Riva* (per la parte che interessa il nostro studio rilev. dal Prof. L. TREVISAN). Firenze, 1948.

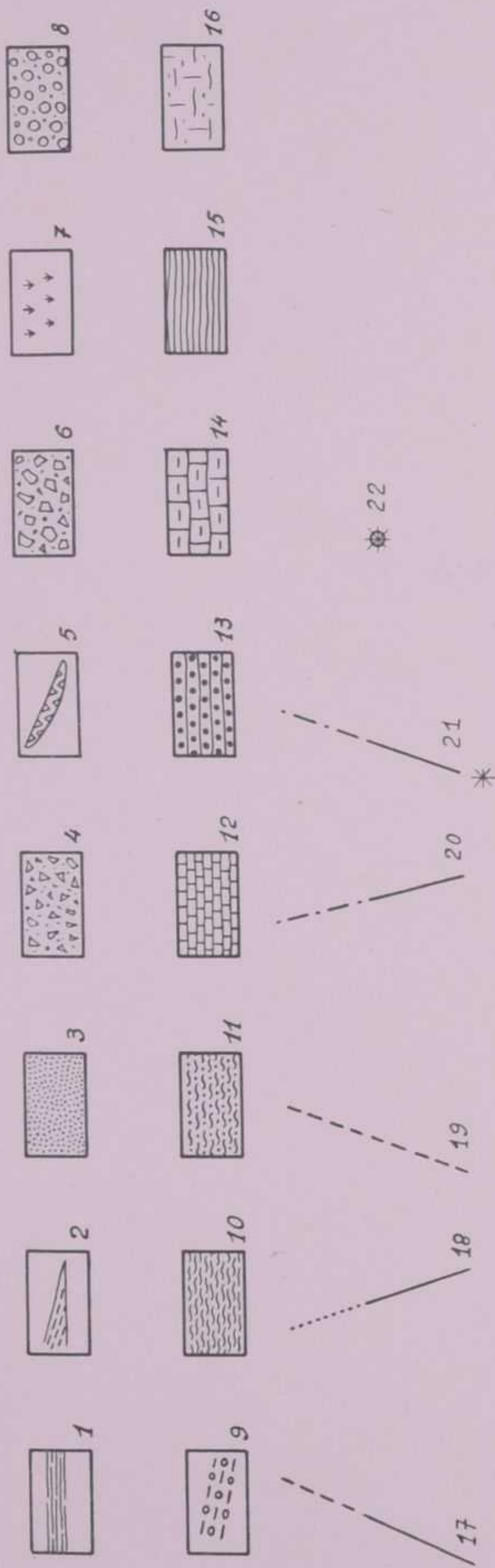
I N D I C E

PREFAZIONE	pag. 3
SERIE DEI TERRENI E LORO DISTRIBUZIONE	,, 4
MESOZOICO	
Retico - Dolomia Retica	,, 4
Lias	,, 5
Giurese medio - Dogger	,, 6
Giurese superiore	,, 11
Cretaceo inferiore e medio - (Biancone s.l.)	,, 15
Cretaceo superiore - (Scaglia)	,, 17
CENOZOICO	
Eocene in generale	,, 18
Tufi basaltici	,, 20
QUATERNARIO	
Conglomerato interglaciale di Tenno - Gavazzo	,, 21
Morene	,, 22
Marocche	,, 23
Alluvioni terrazzate del Sarca	,, 23
Frane	,, 24
Frana delle Valsorde	,, 24
Frana o breccia di versante di Doss Dari (ad E di Tenno)	,, 25
Detrito di falda	,, 26
Conoidi	,, 26
Alluvioni recenti	,, 26
LE VARIAZIONI DI FACIES E LA "LINEA DI BALLINO,,	,, 26
TETTONICA	
Linea del Misone (Lomasone W)	,, 32
Linea del Lomasone E e del Tovo W	,, 34
Linea di S. Giovanni - Tovo E	,, 39
Linea di Padaro e del Biaina - Sua ripresa a Nord ("linea le Coste - Brent,,)	,, 43

Le faglie minori comprese tra la "linea del Biaina,, e la "linea di Mandrea,,	47
Linea di Mandrea	48
Sguardo riassuntivo alle strutture comprese fra la "Linea del Tovo E - S. Giovanni,, e le "Linee di Padaro e di Mandrea,,. . .	50
La linea di Baone. Terminazione meridionale della zolla situata ad W della stessa	53
La terminazione meridionale	55
Le rimanenti strutture e faglie a N della faglia trasversale Callodri - Nanzone	57
La faglia trasversale Callodri - Nanzone	61
Le terminazioni meridionali nella zona di Arco a S della faglia trasversale	62
Zone di fessurazione	65
CONCLUSIONI	66
NOTE DI MORFOLOGIA	71
Fenomeni carsici	71
Rapporti della morfologia con la stratigrafia e con la tettonica . . .	73
RIASSUNTI	75
BIBLIOGRAFIA	78

TAVOLA I.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I.

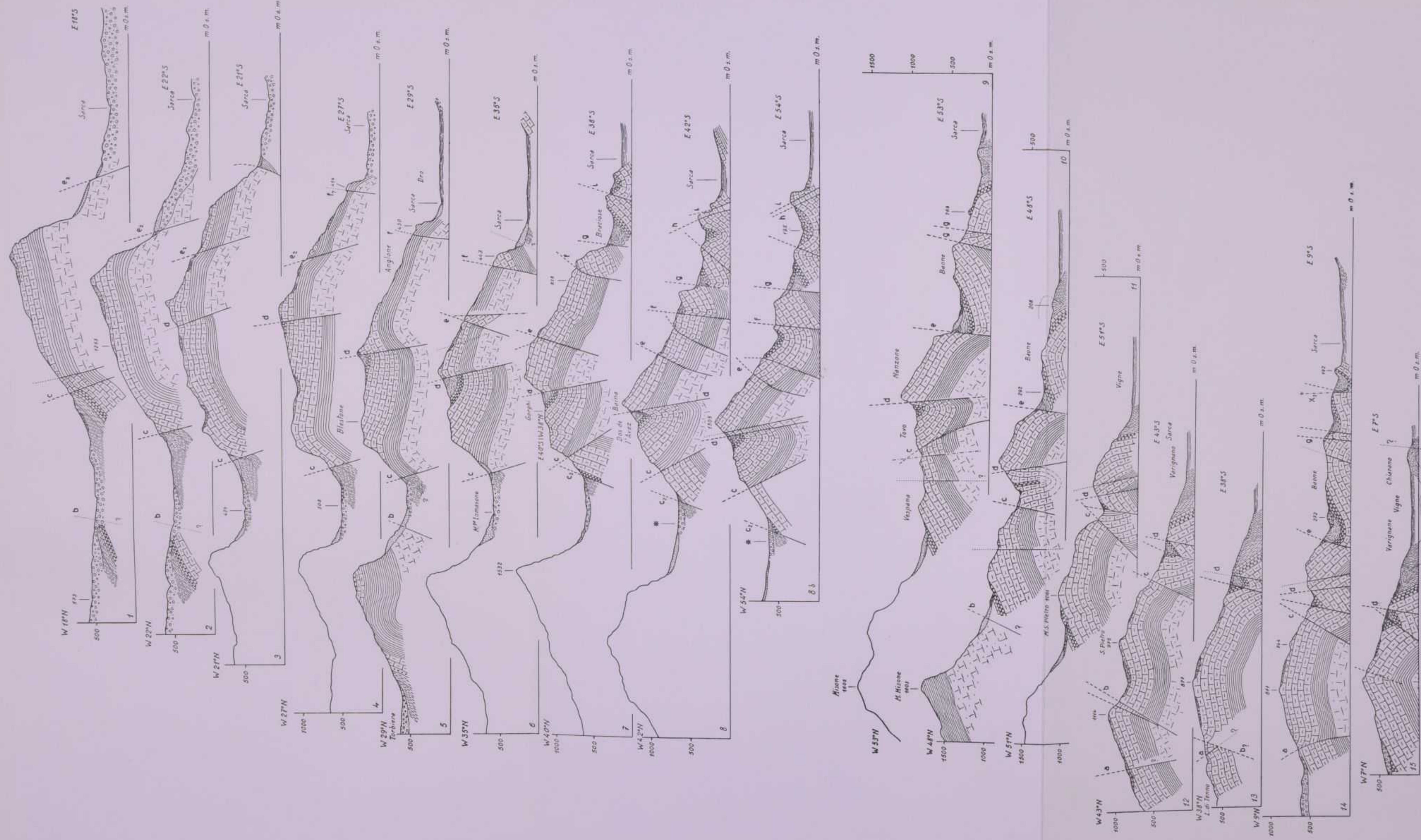


1, Alluvioni. - 2, Conoidi. - 3, Detrito di falda. - 4, Frane. - 5, Frana o breccia di versante. - 6, Marocche. - 7, Torbiere. - 8, Morene würmiane. - 9, Conglomerato interglaciale di Tenno. - 10, Eocene. - 11, Scaglia (Cretaceo superiore). - 12, Cretaceo medio - inferiore. - 13, Malm. - 14, Dogger. - 15, Lias. - 16, Dolomia Retica.

17, Faglie, pieghe - faglie. - 18, id. probabili. - 19, Dislocazioni minori, o probabili (sono indicate anche con un tratto punteggiato). - 20, Faglie trasversali, discontinuità tettoniche. - 21, Faglie trasversali a componente di movimento orizzontale. - 22, Punto di biforcazione della sezione 8 b dalla sezione 8.

a = faglia q. 863 - Ville del Monte. - b = linea del Misone. - c = linea del Lomasone (Tovo W). - d = linea di S. Giovanni - Tovo E. - e = linea di Padaro e del Biaina. - e₂ = linea Le Coste-Brent. - f = linea di Mandrea. - f₂ = sua probabile continuazione a Nord. - g = linea di Baone. - h = linea del Colt. - i = linea di Preda-Callodri. - X = faglia trasversale Callodri - Nanzone. - X₂ = faglia trasversale Castello di Arco - q. 269. - Y = faglia trasversale a S di q. 543 (Nanzone). - Z = faglia trasversale di q. 368 (sopra Varignano). (Le stesse lettere contrassegnano le diverse linee sulla carta geologica).

N. B. - Nella sezione 3 manca la sigla all'ultima piega-faglia a destra, cioè f₂.



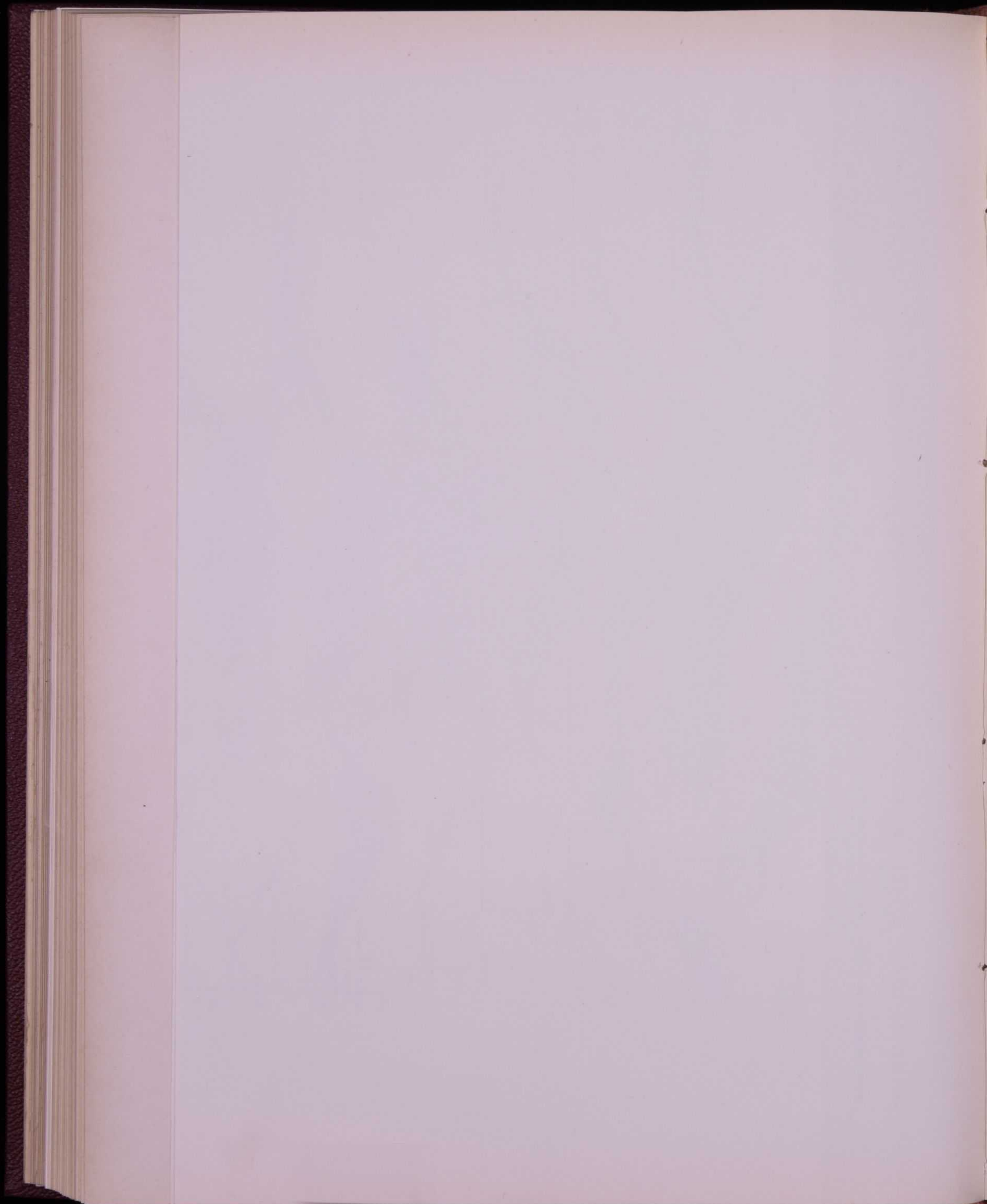
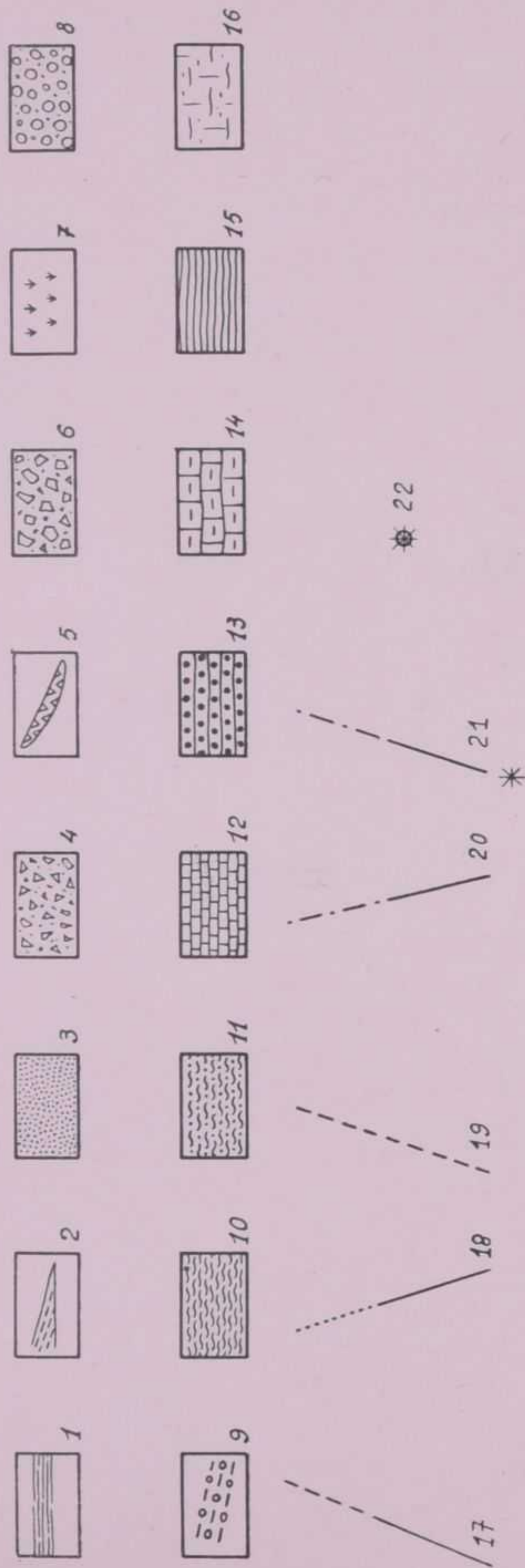


TAVOLA II.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II.



1, Alluvioni. - 2, Conoidi. - 3, Detrito di falda. - 4, Franc. - 5, Frana o breccia di versante. - 6, Marocche. - 7, Torbiere. - 8, Morene würmiane. - 9, Conglomerato interglaciale di Tenno. - 10, Eocene. - 11, Scaglia (Cretaceo superiore). - 12, Cretaceo medio - inferiore. - 13, Malm. - 14, Dogger. - 15, Lias. - 16, Dolomia Retica.

17, Faglie, pieghe - faglie. - 18, id. probabili. - 19, Dislocazioni minori, o probabili (sono indicate anche con un tratto punteggiato). - 20, Faglie trasversali, discontinuità tettoniche. - 21, Faglie trasversali a componente di movimento orizzontale. - 22, Punto di biforcazione della sezione 8 b dalla sezione 8.

a = faglia q. 863 - Ville del Monte. - b = linea del Misone. - c = linea del Lomasone (Tovo W). - d = linea di S. Giovanni - Tovo E. - e = linea di Padaro e del Biaina. - e₂ = linea Le Coste-Brent. - f = linea di Mandrea. - f₂ = sua probabile continuazione a N. - g = linea di Baone. - h = linea del Colt. - i = linea di Preda-Callodri. - X = faglia trasversale Callodri - Nanzone. - X₂ = faglia trasversale Castello di Arco - q. 269. - Y = faglia trasversale a S di q. 543 (Nanzone). - Z = faglia trasversale di q. 368 (sopra Varignano). (Le stesse lettere contrassegnano le diverse linee sulla carta geologica).

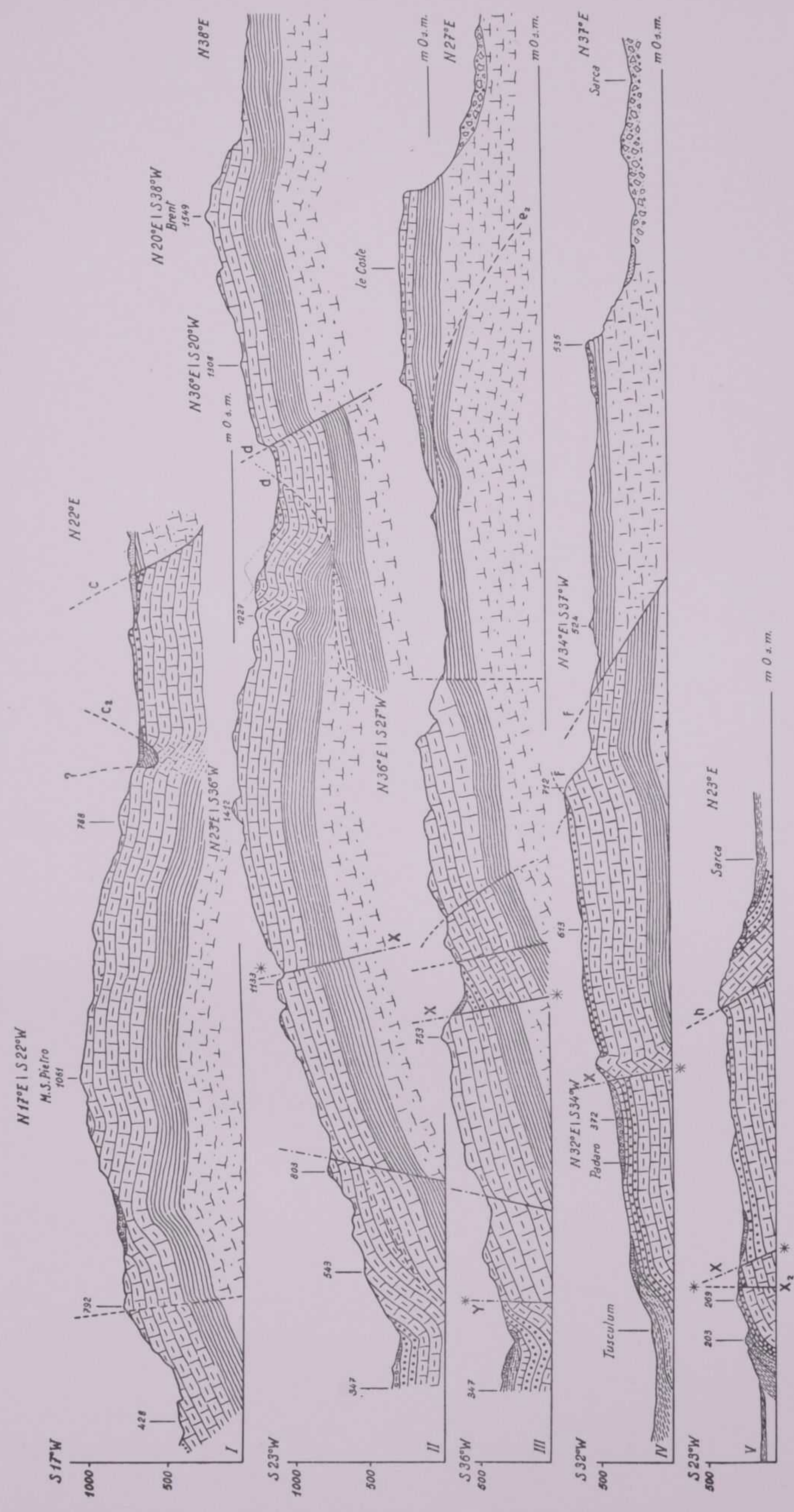
N.B. - Le tracce di dislocazioni con andamento sinuoso o poco inclinato sull'orizzonte rappresentano semplicemente il tentativo di interpretare l'intersezione del piano verticale della sezione longitudinale con la superficie di dislocazioni non verticali e aventi una direzione debolmente divergente da quella della sezione.

Nella sezione III, il terzo segno di faglia a destra di q. 753 non significa una nuova dislocazione, ma soltanto una seconda intersezione del piano di sezione con la faglia precedente, e forse anche con una diramazione della stessa.

Nella sezione IV non è stato possibile introdurre la modificazione corrispondente alla ultima interpretazione della tettonica (v. pag. 49-50) La traccia della faglia sotto q. 524 verrebbe ad avere un'inclinazione minore di quanto risulta nella sezione.

TAV. II.

MARIO CADROBBI - Studio geotettonico sui monti a nord di Arco (Trentino Meridionale).



Scala 1:38.700 circa.