

ARDITO DESIO

L'orografia del bacino della Fella (Friuli) in rapporto con la costituzione geologica

Fra gli studi accessori eseguiti durante le ricerche geomorfologiche sul bacino della Fella (1), quello che più degli altri forse destò la mia attenzione fu appunto di stabilire i rapporti fra l'orografia e la costituzione geologica della regione. Si trattava in altre parole, di mettere a confronto i singoli elementi orografici del bacino con gli elementi tettonici e le zone litologiche topograficamente corrispondenti, per cercarne un nesso genetico eventuale.

Il presente studio non aveva quindi un fine a se stesso, ma doveva invece servire di sussidio allo svolgimento di un altro più complesso e di maggior mole. Alla fine del lavoro mi sono però accorto che queste note messe giù in una fase, dirò così, preparatoria, trattavano un argomento che poteva stare a sè e che non era del tutto privo d'interesse, dato specialmente che sulla regione considerata non era mai stata fatta un'analisi di questo genere.

Perciò ho pensato di pubblicarle, premettendovi un breve riassunto geologico allo scopo di orientare subito il lettore sulla natura geologica della regione, che rappresenta la base migliore per gli studi orografici in genere.

CENNI GEOLITOLOGICI.

La serie geologica (2) s'inizia nel bacino della Fella con il Silurico inferiore (Ordoviciano) e sale, trovando rappresentanti di tutti i vari sistemi, sino all'Eocene. La piega-faglia Pontebbana-Fella-Sava

(1) *L'evoluzione morfologica del bacino della Fella in Friuli* (Studi di Geomorfologia). Atti della Soc. Ital. di Scienze Naturali, vol. LXV (1927), pag. 203-462, Milano 1927.

(2) Per maggiori dettagli su questo argomento si consultino specialmente le seguenti opere:

O. MARINELLI, *Descrizione geologica dei dintorni di Tarcento in Friuli*. Firenze 1902. — M. GORTANI, *Progressi nella conoscenza geologica delle Alpi Carniche Principali*. Atti Soc. Tosc. Scienze Nat. Memorie, XXXIV, Pisa 1921; *Cenni geologici*

limita quasi completamente verso S. gli affioramenti paleozoici del nostro bacino.

I terreni silurico-devonici affiorano nella parte più settentrionale del bacino, componendo le elevazioni della Val Dolce (Maldazze), M. Cavallo (Roskofel), Pridula (Prihat Höhe); del Plagna, Poludni, Görtshacher A., Starhand, Osternig, dei dossi di Gais, Cima Bella (Schönwipfel), Sagram, Gozman ed alcune zone non molto estese ai Prati di Bartolo, all'Alpe di Gheria (Göriacher A.), Capin, Val di Ciurcele e di Ugovizza. Le rocce prevalenti sono: scisti o calcescisti brunoverdastri con macchie giallo-ocracee e vene di calcite spatica, calcescisti, arenarie rosso mattone, calcari reticolati rossastri o grigi o bruni o anche neri con *Orthoceras*, scisti neri selciosi con *Graptoliti* (Siluriano), calcari chiari di scogliera, calcari marmorei e filladici (Devonico). Al disopra di questi strati, intensamente piegati, s'adagia la coltre carbonifera trasgressiva, che si stende dall'estremo O. delle Caravanche, alla Gailizza, a S. del Poludni, alla valle di Malborghetto e per la Punta Lonas s'allaccia con gli affioramenti dell'Äuernig, dell'Alpe Corona, del Pramollo (Nassfeld) e per la sella di Rüdini (Rudniker S.) con quelli del M. Pizzul. Le rocce che rappresentano il Carbonifero sono in prevalenza scisti argillosi ed arenarie con resti di piante, calcari con Coralli e Fusuline, arenarie e puddinghe quarzose. A queste ultime fa seguito il Permiano inferiore. Fra le varie *facies* di questo piano sono da ricordare i conglomerati e le breccie calcaree (breccia del Trogkofel) accompagnate talvolta da calcari a Fusuline, che affiorano sulla Creta di Aip, nella valle di Malborghetto e presso il Forte Hensel; le arenarie rosso-vinate di Val Gardena che si presentano in quasi tutti gli affioramenti eopermici del bacino della Fella.

Il Paleozoico si chiude con dolomie e marne, dolomie brecciate e cariate, talvolta gessifere, calcari marnosi e calcari bituminosi del Permico superiore, diffusi lungo la zona di contatto fra il Trias e le arenarie di Val Gardena.

[sulla Carnia e Canal del Ferro] in « Guida della Carnia e Canal del Ferro », della Soc. Alp. Friulana, Tolmezzo 1924. — E. FERUGLIO, *Le Prealpi fra l'Isonzo e l'Arzino*. Bull. Ass. Agr. Friul., 39, I, Udine 1924. — A. DESIO, *La costituzione geologica delle Alpi Giulie Occidentali*, Atti Soc. Ital. Scienze Nat., LXIV, Milano 1925.

Il rilievo geologico della regione si trova nel Foglio « Pontebba » (scala 1:100.000) rilevato da GORTANI e DESIO e pubblicato a cura dell'Uff. Idrogr. del Mag. alle Acque di Venezia.

I terreni che hanno però la maggiore estensione nel bacino della Fella, appartengono al Trias e si estendono dalla piega faglia Pontebbana - alta Fella - Sava sino alla Val di Resia, ove hanno inizio gl'intensi corrugamenti che caratterizzano le catene prealpine interne, oltre che nella zona dolomitica a nord della depressione Pontebbana-Fella.

Il livello inferiore del Trias è rappresentato da scisti marnosi o anche arenacei rosso scuri, violetti, azzurrognoli, verdastri, gialli e bruni, talvolta con intercalazioni di calcari arenacei e marnosi e di ooliti ferruginose, che segnano il decorso della piega-faglia Pontebbana-alta Fella-Sava, spingendosi verso S, nel Canal del Ferro (1), sino a S. Rocco, fra Pontebba e Pietratagliata. Altri lembi minori compaiono lungo la piega-faglia Salinchiêt-M. Cavallo-R. Bombaso-Dossi di Gais-Cucco (Kok), a N. della precedente.

Sul Trias inferiore s'appoggiano gli strati dell'Anisico, molto sviluppati allo Stabet e nella Valle di Ugovizza con facies conglomeratica (breccia di Ugovizza) e affioranti in sottile fascia continua sul versante meridionale dell'alta Val Fella, dal Florianca al Clap Forât di Fusinatis e di qui, con maggiore estensione, sul M. Slenza, Creta di Cereschiatis, M. Cullâr, sul gruppo Salinchiêt-Cuel Mat e sul fianco sinistro della Val Pontebbana. Le rocce che rappresentano l'Anisico, oltre ai conglomerati grigi e policromi, sono calcari più o meno marnosi, bituminosi, dolomitici e dolomie cariate.

Seguono superiormente gli strati del Ladinico (Buchenstein e Wengen), che affiorano sui monti a N. dell'alta Val Fella e formano una fascia continua a S. della precedente. Per la sella di Cereschiatis penetrano però in Val d'Aupa, di cui costituiscono la parte inferiore del versante orientale e quasi tutto il versante opposto sino all'altezza di Dordola. Le rocce che rappresentano questi piani sono varie. Ora compaiono argilloscisti e marne grigie o giallognole; ora calcari selciferi; ora arenarie giallo-grigie o plumbee con piante, ora calcari compatti bruni e neri spesso fossiliferi o ora infine dolomie grigie (Dolomie dello Schlern). Con queste rocce s'associano qua e là le così dette pietre verdi (porfiriti quarzifere, porfidi, ftaniti, tufi). Il maggiore affioramento di porfidi rossi, si trova sulla dorsale fra il M. Lussari e la Piramide del Cacciatore (Steinerner Jäger) e si continua, con l'associazione di tufi e ftaniti, per vasto tratto verso oriente sui pendii che sovrastano Riofreddo (Kaltwasser). A occidente, le stesse rocce,

(1) Così viene chiamata la Val Fella da Pontebba allo sbocco.

accompagnate da un tufo verde macchiato di rosso vivo, emergono lungo il R. Socouz e presso la malga Strechizza sul versante settentrionale del Jôf di Mieznòt; sul M. Granuda e sotto la Forcella di Bièliga, ma i tufi e le ftaniti accompagnano spesso i livelli di Buchenstein e Wengen su tutto il versante S. della Val Canale (1).

Anche nel Canal del Ferro si notano degli spuntoni di pietre verdi lungo il R. Géloviz e presso Mincigòs ed altri numerosi intorno alla Creta di Cereschiatis e nell'alta V. d'Aupa sino all'altezza di Dordola. Si potranno ancora ricordare alcuni minori affioramenti che si trovano, fuori del nostro bacino, un po' a monte dello sbocco della V. Romana e in quella di Fusine presso il lago inferiore e molto più a monte, sul lato sinistro della valle delle Lavine (Lahn T.). I piani seguenti del Trias raggiungono nel bacino della Fella la massima potenza. La Dolomia Infraraibiana (Dolomia della Schlern) costituisce le alture che fiancheggiano verso N. l'alta V. Fella e tutta la cresta della catena Jôf di Mieznòt-Cuel dai Pez-Schenone. Prosegue quindi, assottigliandosi, verso il M. Slenza, i contrafforti settentrionali del M. Valerie, il M. Forchiadizze e scompare alla base del M. Flop in V. d'Aupa. La Dolomia principale, separata da quella precedente per mezzo di un livello di marne e calcari marnosi ricchissimo di fossili (Raibliano), di dolomie farinose e cariate con gessi, forma tutti i rilievi montuosi più elevati, dal Canin al Montasio, al Zuc del Boor, al Sernio e inferiormente è ricoperta da calcari subcristallini, ben stratificati in parte retici, in parte liassici (calcari del Dachstein).

I rappresentanti della Creta (?) e dell'Eocene e quasi completamente quelli del Giura, sono limitati a mezzogiorno della V. di Resia e della bassa Fella. Quest'ultimi (Lias) si presentano con una facies calcareo-marmosa rossa e con calcari bianchi e oolitici oltre che nel Foran dal Mus fra il M. Sart e il Bila Peit, lungo la V. Lavaruzza, sul Lavaris e poi dalla V. Venzonassa per la Forca di Campidello al R. Secco e a Sella Carnizza. La « scaglia rossa » probabilmente cretacea, di colore prevalentemente giallo-bruno costituisce dei piccoli lembi intorno al Passo Malèt, al Plauris, sul versante N. della V. Venzonassa, sulla Forca di Campidello e dalla Sella Carnizza in V. d'Uccea. L'Eocene fossilifero compare con facies calcareo-arenacea assai limitatamente lungo il R. Lavarie e sopra Stav. Cuel Lung. Mancano in tutto il bacino tracce di formazioni marine più recenti. Su quelle continentali non è necessario, per i nostri scopi, di intrattenerci.

(1) Depressione valliva fra Pontebba e Tarvisio.

SUDDIVISIONI OROGRAFICHE E GEOLOGICHE.

Il bacino della Fella, oltre ad essere una regione topograficamente ben definita, presenta sotto parecchi punti di vista una fisionomia particolare e se non può venire considerato come una « regione naturale », ne possiede tuttavia molti caratteri. Sia dal lato geografico in senso ampio, come da quello geologico, esso rappresenta la zona di passaggio fra la regione Carnica e la regione Giulia, associando delle due le principali caratteristiche tanto morfologiche, quanto geologiche, quanto infine biologiche; ma appunto per questa associazione, da esse si distingue. Non è qui però il luogo più adatto per sviluppare questo concetto che mi porterebbe troppo lontano dall'argomento su cui verte il presente studio; mi accontenterò solamente di mettere in evidenza i principali caratteri morfologici e geologici, lasciando al lettore i confronti con le due regioni vicine almeno in parte note per studi di illustri geografi e geologi.

Com'è stato messo in chiaro dal MARINELLI nelle Prealpi Giulie (1), così anche nel bacino della Fella, che in piccola parte le comprende e di cui formano la zona marginale, si può distinguere una zonatura orizzontale, oltre ad una verticale, che per ora meno c'interessa. Orograficamente e geologicamente tutto il bacino può venire diviso in tre zone o regioni.

La regione prealpina montana, meridionale, comprende solo una parte — quella settentrionale — della « regione montana » (2) delle Prealpi Giulie. In essa predominano lunghe e sottili catene, mediocrementemente elevate, con direzione est-ovest e parallele agli assi delle pieghe. Quest'ultime, fortemente costipate e talora accavallate le une sulle altre con frequenti disturbi tettonici e piccoli scorrimenti, sono in grande prevalenza costituite da calcari dolomitici del Trias superiore e del Giura.

La regione alpina esterna, centrale, abbraccia le Alpi Giulie occidentali e una piccola parte delle Alpi Carniche (Tolmezzine) ed è caratterizzata da rilievi molto elevati, disposti ad acrocori, dai quali si dipartono in varie direzioni i contrafforti spesso così svi-

(1) O. MARINELLI, *Descrizione geologica dei dintorni di Tarcento in Friuli*, Firenze, 1902, pag. 126.

(2) O. MARINELLI, *Op. cit.*, pag. 129.

luppatis da dare origine a vere catene. In essa la tettonica è per solito abbastanza semplice, essendo le pieghe amplissime e, salvo qualche eccezione, poco disturbate. I terreni prevalenti sono ancora i calcari dolomitici del Trias superiore, ai quali però fanno seguito verso N. i vari livelli del Trias medio e inferiore, costituiti alternativamente da rocce calcaree e scistoso-marnoso-arenacee.

Come limite fra le due regioni può essere assunto il corso della Resia sino allo sbocco e poi la bassa Fella.

La regione alpina interna, settentrionale, comprende la Catena Principale Carnica – parte orientale – costituita da più serie di dossi allungati in direzione est-ovest, dai quali si staccano verso mezzogiorno numerosi contrafforti più o meno pronunciati e continui. Questi rilievi, pur superando in altezza le prealpi, non raggiungono l'elevazione dei maggiori gruppi montuosi della regione alpina esterna e presentano anche un paesaggio meno aspro delle due zone precedenti. La tettonica, però, ridiventa assai complessa e ripete un po' i caratteri di quella prealpina. Ellissoidi allungati e pieghe più o meno complete si addossano fittamente sul lato settentrionale, formando il nucleo della Catena Carnica, e ad esse fanno seguito verso mezzogiorno, altre pieghe disturbate qua e là da faglie e da scorrimenti. I terreni che partecipano alla formazione di tutte queste pieghe, appartengono in maggioranza al Paleozoico e spesso presentano facies scistoso-marnoso-arenacea. Essi affiorano specialmente lungo la zona assiale della catena, emergendo dalla coltre triassica (Trias medio e inferiore) che ne costituisce le propaggini meridionali.

Il limite naturale fra la regione alpina interna e quella esterna è segnato dal corso della Pontebbana e dell'alta Fella che seguono la linea di faglia Pontebbana – alta Fella – Sava, cui corrisponde una serie continua di depressioni longitudinali.

Queste sono a grandi linee le tre zone in cui può essere diviso il bacino della Fella e che ora converrà esaminare con un certo dettaglio.

REGIONE PREALPINA MONTANA.

Di questa regione sono comprese nel bacino della Fella solo le catene dei Musi e del Plauris-Làvaris, la V. di Resia e la bassa V. Fella, ma essa si estende verso mezzogiorno sino alla linea delle pieghe-faglie periadriatiche, cui corrisponde una serie di bassure dominate

dal « gran salto topografico premontano ». Già se n'è occupato ampiamente il MARINELLI (1), per cui mi limiterò a pochi cenni riassuntivi della parte che ci interessa e a qualche piccola aggiunta.

Catena dei Musi. — Questa catena presenta forse più spiccatamente delle altre i caratteri tipici della catena prealpina. La sua cresta sottile e seghettata corre da E. a O. ad un'altezza poco diversa da m. 1800 — altezza massima 1875 — ed è intaccata solo da strette forcelle molto elevate e di difficile accesso. I fianchi sono erti e scoscesi e più inclinato è quello di mezzogiorno in cui gli strati affiorano con le loro testate, mentre quello opposto seconda spesso le loro superfici che originano caratteristici liscioni scannellati dalle acque di dilavamento (campi solcati). I fianchi si distaccano innalzandosi quasi improvvisamente dai fondivalle laterali e i contrafforti sono poco numerosi sul versante di tramontana ed anche poco pronunziati. Dal lato della tettonica, la catena dei Musi è costituita dalla gamba settentrionale di un anticlinale di Dolomia principale la cui cerniera trovasi sulle falde meridionali della montagna (2).

Catena Plauris-Làvaris. — A breve distanza da quella dei Musi e ad essa parallela, sorge più a N. la catena Plauris-Làvaris smembrata in vari tronchi da profonde depressioni trasversali. Il tronco occidentale, che culmina a 1959 metri sul M. Plauris — altezza massima delle Prealpi Giulie — ha una fisionomia che ricorda quella dei Musi, ma presenta una minore uniformità nell'andamento ed altezza della cresta e maggiore sviluppo di contrafforti. Verso O. si divide in due rami separati dalla V. Lavaruzza e troncati quasi improvvisamente dalla bassa V. Fella.

La prosecuzione orientale della catena è rappresentata dal M. Cuzzer (1463 metri) che pare quasi un contrafforte di quella dei Musi, da cui però è separato per mezzo di una notevole insellatura. La valle del R. Nero e del Barman, isolano questo breve tronco della catena.

Segue ancora verso E. il tronco Còciaze-Chila-Guarda che dal M. Còciaze (1377 metri) si va innalzando quasi gradualmente sino a raggiungere la massima elevazione sul M. Guarda a 1721 metri. L'aspetto complessivo è assai più dolce degli altri: superiormente s'incurva ad ampia dorsale da cui emergono qua e là cime arrotondate, divise da ampie insellature poco profonde. I fianchi, mediocrementemente inclinati, presentano uno scarso sviluppo di contrafforti.

(1) Op. cit., pag. 129-141.

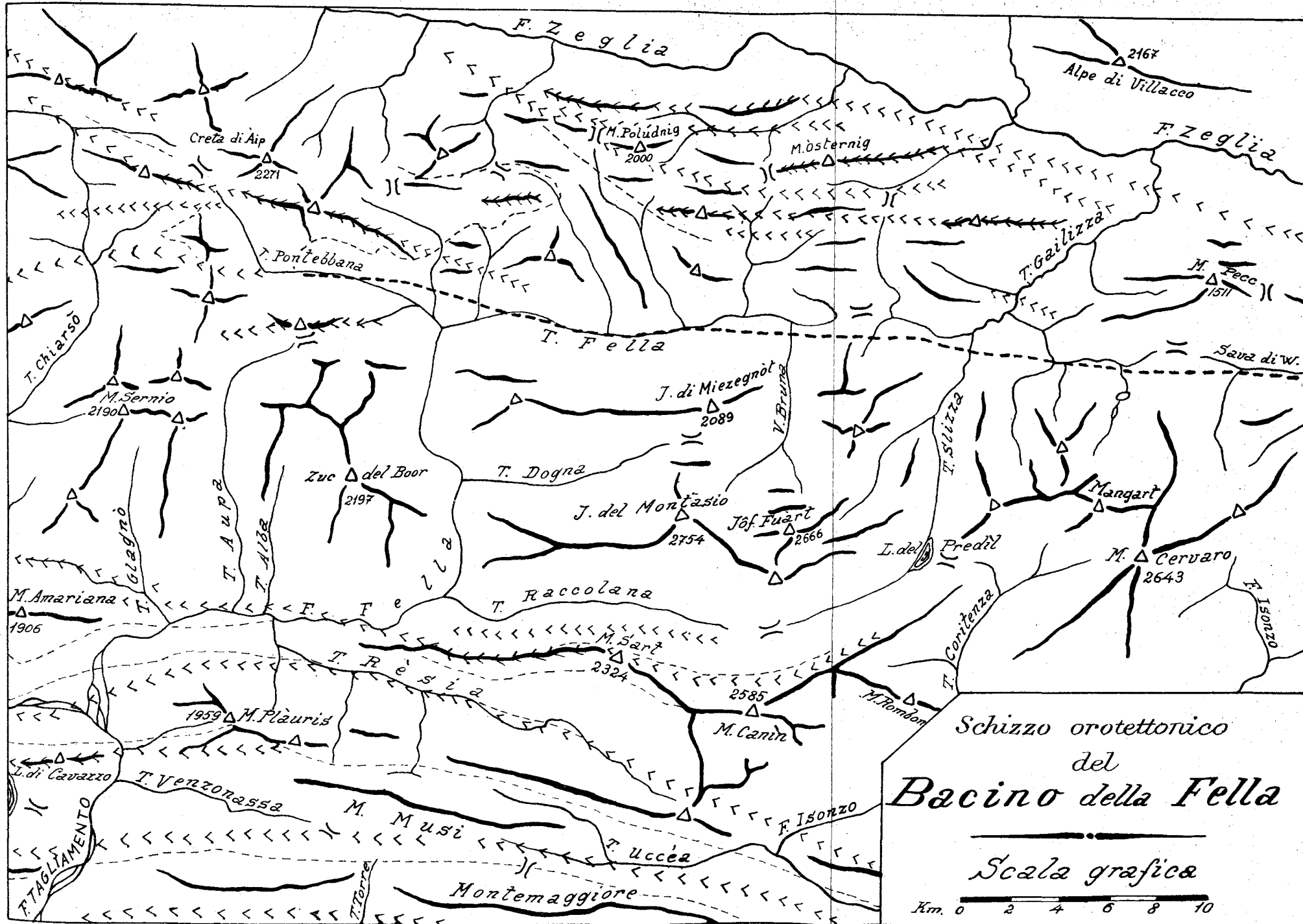
(2) E. FERUGLIO. Op. cit., pag. 30.

Il limite orografico fra la catena dei Musi e quella ora descritta, è ben marcato solo nella parte orientale, ove fra le due catene s'interpone la V. d'Uccea, mentre a occidente una serie di selle, successivamente più elevate, ne segna i limiti. Sono queste la sella di Carnizza (1101 metri), la Forchia (1192 metri) e la Forca di Campidello (1461 metri).

Riguardo alla tettonica, la catena risulta costituita da un'anticlinale mediana, molto compressa, di Dolomia principale, fiancheggiata da due sinclinali, con nucleo giurese o cretaceo, disturbate da faglie e piccoli scorrimenti. Questa struttura però è abbastanza ben distinta solo sul tronco occidentale, mentre verso oriente si va modificando per effetto delle faglie che rendono sempre più incomplete le pieghe. Alla costituzione del versante N. della catena, contribuisce inoltre la gamba meridionale dell'anticlinale raibliana della V. di Resia, che forma buona parte del tronco Cociaze-Chila-Guarda. La linea di depressione che separa le due catene, corrisponde al decorso della sinclinale, rovesciata verso S, che dal versante di tramontana della V. Venzonassa per la Forca di Campidello, la Forchia e sella Carnizza raggiunge la V. Uccea. L'altra sinclinale segue la V. Lavaruzza, passa fra la vetta del Plauris — su cui giace la cerniera dell'anticlinale mediano — e la Punta di Mezzodì, seguita, mantenendosi molto elevata rispetto ai rilievi per modo che non ne appare il nucleo giurese, attraverso il Cuzzer, finchè con una leggera curva, piega verso S. senza lasciare, più a oriente, tracce distinte di sè.

Valle di Resia. — Il corso della Resia, che segna in buona parte il limite fra la regione prealpina e quella alpina del nostro bacino, possiede una direzione complessiva ESE-ONO, ma specialmente in corrispondenza della forra di Coritis e di quella terminale, presenta delle forti deviazioni, sfuggendo gli affioramenti di rocce molto erodibili e dimostrando in questi tratti un distinto carattere epigenetico. Anche la curva di fondo mostra delle notevoli irregolarità indipendenti dalla natura litologica dell'alveo, che invece stanno in connessione con un fenomeno di sbarramento glaciale avvenuto subito dopo il ritiro del grande ghiacciaio vurmiano.

La Valle di Resia è una delle più ampie di tutto il bacino, possiede un fondo abbastanza spazioso ma spesso occupato da depositi terrazzati di vario genere, ed è chiusa alla testata dall'imponente muraglia del M. Canin e dei suoi contrafforti. La configurazione dei versanti presenta abbastanza distinto il carattere glaciale e in genere



il pendio è più dolce su quello di mezzogiorno, ove affiorano le marne e le dolomie marnose raibliane. La linea di displuvio sale gradatamente sulla destra da O. verso E. fino sulla cima del Canin (2585 metri) separando la V. di Resia prima da quella della Fella, poi dalla V. di Raccolana; sulla sinistra presenta invece un corso molto irregolare, seguendo dapprima il crinale della catena Plauris-Làvaris, poi passando per la Forca di Campidello sulla catena dei Musi, che limita a N. il bacino della Torre, infine ridiscendendo alla sella di Carnizza per ritornare di nuovo sulla prosecuzione orientale della prima catena, dal Còciaze al Guarda. Lungo la testata esso si mantiene al di sopra di 1700 metri e divide direttamente il bacino della Fella dalla V. d'Isonzo.

Le valli confluenti presentano il maggiore sviluppo sul lato sinistro della metà inferiore e secondariamente sul lato destro di quella superiore. Questa disposizione corrisponde alla distribuzione delle maggiori masse montuose che racchiudono il bacino della Resia. Le comunicazioni più notevoli con le valli confinanti sono tutte longitudinali. Lungo la testata l'unica insellatura d'un certo interesse è quella che separa il M. Guarda dal Piccolo Baba (1978 metri) e che s'eleva un po' al di sopra di 1700 metri.

La valle di Resia segue quasi costantemente l'asse di un anticlinale, inclinato o coricato verso N, il cui nucleo è formato da marne e dolomie cariate gessifere e dolomie marnose del Raibliano che affiorano lungo il filone della valle e sulle pendici del versante meridionale. Poco prima dello sbocco, la valle abbandona la formazione marnosa, che seguita a mezzogiorno sul fianco sinistro della V. Fella sino a Stazione per la Carnia, deviando con un brusco gomito verso N. e incidendo, con un breve corso trasversale, gli strati della Dolomia Principale.

Occorre ricordare a questo punto l'ipotesi del Taramelli (1) che le selle di Sfincis (752 m.) di Stav. Verzàn (716 m.) di Collelungo (740 m.) e di Togliazzo (505 m.), le quali si allineano sul prolungamento della media V. di Resia, rappresentino il tracciato di un antico decorso del torrente. Quale conferma a questa supposizione, aggiunge il fatto che presso Stav. Cuel Lung esistono dei conglomerati ritenuti residui di un antico deposito alluvionale della Resia.

Le mie osservazioni però mi portano ad una interpretazione diversa del fenomeno. Le selle infatti corrispondono all'affioramento di dolomie marnose raibliane più facilmente erodibili dei calcari compatti fra cui sono comprese e

(1) T. TARAMELLI, *Alcune osservazioni sull'antico decorso del Resia*, Boll. Soc. Geol. Ital. XII, 1893, pag. 491.

e quindi la loro spiegazione è ovvia. I depositi supposti alluvionali, non contengono neppure un frammento di dolomie o marne brune raibliane, così diffuse in tutta la V. di Resia e i ciottoli, formati da calcari della Dolomia Principale, non mostrano un arrotondamento così caratteristico da poter essere ritenuti d'origine fluviale, ma presentano ancora spigoli acuti o appena smussati. Buona parte poi del banco è costituita da detriti angolosi cementati (breccia di falda) che formano una specie di crostone sul lato meridionale della sella.

Nel complesso, dunque, la valle di Resia è una caratteristica valle longitudinale.

Quanto alle sue confluenti, basterà ricordare le tre principali, ossia la vallette del Barmàn, del R. Nero e del R. Resartico.

La valle del Barmàn, ch'è la maggiore, ha origine sul fianco meridionale della catena dei Musi, di cui le arditissime pareti formano la testata, e scende con un breve corso rettilineo verso settentrione incidendo la catena Plauris-Cuzzer-Guarda nella sua parte intermedia. Il suolo relativamente ampio e pianeggiante e i fianchi assai inclinati conferiscono alla valle del Barmàn un tipico profilo ad U. Quasi tutta la valle è scolpita nei calcari magnesiaci della Dolomia Principale: un po' a monte dello sbocco però, compaiono le dolomie cariate e le marne del Raibliano, ed alle origini, i due rami che si dipartono ad angolo retto verso oriente e verso occidente (R. Secco), raggiungono il nucleo mesogiurassico del sinclinale che passa per la Forchia e Sella Carnizza, del quale invece non si trovano tracce sul fondo della valle del Barmàn. In complesso la valle del Barmàn che incide normalmente gli assi delle pieghe, è una tipica valle trasversale.

La valle del R. Nero (Cerni Patok), discende pure dalla catena dei Musi e scorre parallela alla precedente, ma possiede un corso assai più sinuoso. Il fondo è ristrettissimo e molto inclinato, i fianchi erti e scoscesi, la sezione trasversa è conformata a valle. Il bacino di raccolta, molto ampio, è scavato in parte nel nucleo giurese della sinclinale ricordata sopra. Anche questa è una tipica valle trasversale.

La valle del R. Resartico ha origine nella catena Plauris-Lavaris ed è quindi più esterna, rispetto alle pieghe, delle altre due. Ha un corso rettilineo diretto verso N. e possiede caratteri morfologici intermedi fra la valle del Barmàn e quella del R. Nero. Essa è scolpita

completamente nella Dolomia Principale raggiungendo il nucleo raibliano solo in prossimità dello sbocco. In conclusione le tre principali valli confluenti della Resia, sono tipiche valli trasversali d'erosione.

Considerazioni generali sulla regione prealpina montana.

Definito il carattere orografico e tettonico dei principali elementi di questa regione compresi nel bacino della Fella — eccettuato il corso inferiore di questa, che sarà preso in considerazione più tardi — occorre ora stabilire le relazioni generali che passano fra l'orografia e la costituzione geologica.

Per quanto le principali zone di depressione e di rilievo presentino uno spiccato carattere longitudinale, già da quello ch'è stato detto, risulta che la tettonica non trova un riscontro diretto nell'orografia, nel senso che, salvo eccezioni che avranno una spiegazione diversa, gli anticlinali e i sinclinali non hanno dato origine di regola rispettivamente a rilievi e a depressioni. Basta pensare del resto che le pieghe, oltre ad essere incomplete, sono quasi sempre rovesciate verso mezzogiorno e inoltre molto spesso, anche quando esiste un'apparente coincidenza fra tettonica e orografia, gli assi delle pieghe non corrispondono alle linee di cresta o di maggiore depressione. Questo fatto che si verifica sempre nei rilievi (salvo il caso isolato del M. Plauris, che del resto trova a brevissima distanza un caso opposto sul Lavaris, formato da una sinclinale), però è meno evidente nei riguardi delle depressioni. Ma la spiegazione di queste parziali coincidenze è tosto trovata quando si esaminino i rapporti fra orografia e litologia. Appare allora evidente che alle zone facilmente erodibili corrispondono serie di depressioni e, viceversa, alle zone difficilmente erodibili serie di rilievi. Osservando poi, che la capacità di resistenza all'erosione dei vari livelli che compongono la serie stratigrafica della regione considerata va aumentando dalla base (Raibliano) fin verso la metà (Dolomia Principale) per poi diminuire verso l'alto (Creta ed Eocene), ne deriva che i livelli più facilmente erodibili sono quelli più bassi e quelli più elevati della serie e quindi che i nuclei sia degli anticlinali quanto dei sinclinali rappresentano zone di minima resistenza all'erosione. Così le depressioni lungo gli assi dei sinclinali, come nel caso della valle Lavaruzza e delle insellature che separano la catena dei Musi da quella del Plauris-Lavaris, sono dovute non alle pieghe in se stesse, ma invece alla natura litologica dei terreni che ne costituiscono

i nuclei e che nei casi citati, son la « scaglia » e i calcari marnosi del Giura.

La tettonica quindi, nei riguardi dell'orografia, si manifesta come un elemento passivo, poichè ad essa è dovuta più che altro la distribuzione delle zone di maggiore e minore resistenza all'erosione. Fra gli elementi tettonici che hanno avuto un'influenza nel modellamento della regione occorre però ricordare anche le pieghe-faglie e le faglie. La loro azione si è esplicata per lo più in due modi, o nel portare a giorno terreni facilmente erodibili dei livelli stratigrafici inferiori, o nel limitare la potenza di quelli superiori sino a farli talvolta scomparire del tutto.

Sotto il punto di vista orotettonico, gli elementi orografici principali della regione prealpina compresi nel bacino della Fella, possono venire classificati nel modo seguente:

Rilievi e depressioni longitudinali	{	Catena dei Musi = rilievo pseudotettonico d'isoclinale.
		Forca di Campidello - La Forchia - Sella Carnizza = depressioni pseudotettoniche di sinclinale.
		Catena Plauris - Làvaris = rilievo pseudotettonico d'isoclinale e in parte pseudotettonico d'anticlinale (M. Plauris) e di sinclinale (M. Làvaris).
		Val Lavaruzza = valle pseudotettonica di sinclinale.
		Val di Resia = valle pseudotettonica di anticlinale.
Depressioni trasversali	{	Confluenti principali della V. di Resia.
		Sbocco V. Fella.

In complesso, da quanto è stato detto sino ad ora, si può concludere che la Regione prealpina montana deve la sua attuale configurazione soprattutto all'opera demolitrice degli agenti dell'erosione, in rapporto con la capacità di resistenza ad essi dei vari terreni che la compongono. Ne risulta quindi che la massima importanza è da attribuire alle depressioni, quale effetto diretto dell'erosione, mentre i rilievi non vengono ad essere che il risultato indiretto della formazione delle prime.

REGIONE ALPINA ESTERNA.

Questa regione dal lato orografico può essere divisa in due settori, uno orientale ed uno occidentale, separati dal corso della Fella. In ambedue predominano gruppi montuosi molto elevati e spesso foggianti ad acrocoro; ma mentre nel primo da essi si dipartono verso occidente

lunghe catene che corrono parallele e rassomigliano a quelle prealpine, nel secondo le catene secondarie hanno scarso sviluppo, maggiori irregolarità nell'andamento e una direzione prevalente nord-sud. Questa distribuzione dei rilievi corrisponde naturalmente ad un tipo diverso di reticolato idrografico. Nel settore orientale predominano le valli longitudinali, in quello occidentale sono sviluppate quasi esclusivamente quelle trasversali.

La tettonica di questa zona appare nel complesso molto semplice. I maggiori gruppi di rilievi corrispondono ad una amplissima sinclinale, appena accentuata, che termina per solito a mezzogiorno con una piega a ginocchio più o meno rialzata e talora complicata da faglie. La sinclinale verso oriente s'incurva leggermente a vòlta nella sua parte mediana dando origine ad una lieve anticlinale intermedia. Queste pieghe sono formate da un'enorme pila di strati calcareo-dolomitici (circa 1500 m.) del Norico e del Retico che poggia sopra un imbassamento marnoso (Raibliano).

La gamba di tramontana della sinclinale, è formata da una serie uncinale di strati che vanno dalla Dolomia Principale sino alla base del Trias (Werfen) — talora al Permiano superiore — e che formano tutta la parte settentrionale della zona alpina esterna. La serie è improvvisamente interrotta a N. dalla piega-faglia Pontebbana-alta Fella-Sava, che segna il limite fra le due regioni alpine (1).

Settore orientale — Gruppo del Canin. — L'esempio più tipico di acrocoro del nostro bacino è rappresentato dal gruppo del Canin che ne occupa la parte sud orientale, ma che appartiene per oltre metà al bacino dell'Isonzo. Dalla cima più elevata (2585 m.) s'irradiano tre creste come spigoli di una piramide, di cui una assai lunga verso oriente, elevata al disopra di 2000 metri, che va sino al M. Forato (Prestrelenic, 2499 m.) e poi, serpeggiando, per il Cernala (2544 m.) raggiunge il Rombòn (2208 m.); una verso mezzogiorno, breve e dentellata che per il Lasca Plagna (2411 m.) e per i due Baba, arriva al M. Guarda; ed infine una terza, verso NO. che per il Pic di Carnizza (2443 m.) e il Sart (2324 m.) va a formare lo spartiacque fra la valle di Resia e la valle di Raccolana. Queste tre creste si elevano da una vasta piattaforma sui 2000 metri, che occupa tutta la parte elevata della montagna, e rispetto alla base su cui sorgono, appaiono molto

(1) Lo studio tettonico della regione alpina del nostro bacino è stato pubblicato insieme con la spiegazione della carta geologica (foglio « Pontebba »), di recente uscita, per opera dell'Ufficio Idrografico del R. Magistrato alle Acque di Venezia.

spostate verso N. per modo che verso mezzogiorno l'altipiano è assai più esteso che non sul versante opposto.

Il nodo dell'acrocoro presenta il carattere della montagna a circhi (*Karling*) sebbene questi non sempre conservino la forma caratteristica, mancando talora di creste divisorie sufficientemente elevate.

In tutti i modi il modellamento glaciale dell'alta montagna è uno dei caratteri più spiccati del gruppo e ad esso è probabilmente da attribuire l'assottigliamento delle creste e le sue tortuosità (arretramento delle spalliere dei circhi). Abbastanza sviluppato è anche il carsismo (1) che nei dettagli presenta qualche diversità da quello degli altipiani del Carso.

Sul gruppo del Canin hanno il predominio le voragini a sezione lenticolare, talvolta molto allungate e tortuose. Assai sviluppate sono pure le doline non molto ampie, ma profonde, a pareti verticali, e i pozzi con neve. Frequentissimi sono poi i campi solcati (*Karren*) mentre molto rare le grotte. Queste leggere diversità paiono derivate dal fatto che all'azione solvente delle acque, che nel gruppo del Canin sono quelle di fusione delle nevi, s'associa per quasi tutto l'anno l'azione del gelo e del disgelo, la quale tende ad ampliare tutte le fessure e le cavità conservando ed anzi accentuando la verticalità delle pareti. A ciò si potrebbe forse aggiungere la posizione molto elevata della superficie, rispetto ai livelli di base locali e a quello generale dell'erosione.

Come effetto di questi fenomeni risulta un frazionamento di dettaglio della superficie dell'altipiano, ma per l'opposto una conservazione della sua forma generale primitiva. Alla quale ha indubbiamente contribuito la calotta di ghiaccio che ricopriva durante il Glaciale tutta la parte più elevata del gruppo, mentre al suo frazionamento hanno dato opera anche i ghiacciai stadiali e attuali, annidati nelle anfrattuosità della montagna.

Una particolarità morfologica del versante settentrionale, che merita di essere ricordata, è costituita da un cordone roccioso rilevato che corre parallelo alla cresta, limitando una zona intermedia, più o meno depressa, verso la quale è spesso troncato da pareti verticali.

Questo cordone ha inizio alla Punta Rôp (1977 m.) e seguita per il Cuèl Sclâf (2156 m.) sino a q. 2008, dov'è interrotto da un vallone che scende in valle di Raccolana. Più oltre riprende al Colle delle Erbe (1989 m.) e continua sino al Bila Peit (2149 m.) sul quale raggiunge la massima altezza. Dopo un'altra maggiore interruzione, si ritrova

(1) Cfr. in proposito G. B. DE GASPERI, *Fenomeni carsici del M. Canin (Alpi Giulie)*, Mondo Sotterraneo, X, (1914) n. 4-6, Udine 1915.

sul Poviz (1978 m.) sul Robòn (1982 m.) e sul Cernela (Grosse Schlichtel, 1958 m.) donde va a formare la catena che separa la valle Mogenza da quella del R. del Lago. La depressione mediana descrive da O. a E. una leggera ansa, ha una lunghezza di circa 1.3 chilometri e si va restringendo verso occidente, mentre in senso opposto si continua con la valle Mogenza. Il fondo giace intorno a 1900 metri e non vi sono indizi di un'inclinazione generale di esso in un senso o in un altro. Per quanto possa avere nell'insieme una certa apparenza di antico tracciato di valle, credo si possa senz'altro escludere una tale origine quando si esamini la sua struttura geologica. Lungo il fondo della depressione affiorano infatti, nella metà occidentale, dei calcari marnosi rossi, selciferi del Lias, facilmente erodibili, compresi nel nucleo di un sinclinale coricato e disturbato da faglie (1). Una di queste corre ai piedi delle pareti che interrompono verso l'interno il cordone roccioso, il quale è formato invece da calcari compatti, subcristallini, molto resistenti all'erosione. In complesso quindi la zona depressa sta in relazione con la maggiore erodibilità delle rocce calcareo-marnose, ma al suo modellamento non sono stati estranei i ghiacciai che in una certa epoca, spingevano le fronti sul suo fondo.

Verso occidente la formazione marnosa scompare, ma permane la faglia che spesso è accompagnata da un banco, di notevole spessore, di roccia milonitizzata assai friabile alla cui presenza è da attribuirsi la selletta del Bila Peit (2008 m.) (2). La Forchia di Terrarossa (m. 2131) all'estremità opposta del Foràn dal Mus, è dovuta alla presenza di un piccolo gruppo di strati calcareo-marnosi rossi addossati per faglia sui calcari compatti e subsaccaroidi del Sart (3).

L'ossatura del gruppo del Canìn (4) è formata da una enorme pila di strati della Dolomia Principale mediocrementemente inclinati verso mezzogiorno e sostenuti dalla formazione marnosa di Raibl che compare solo in valle di Resia. Al disopra seguono gli strati del Lias che formano, come è stato detto, una sinclinale disturbata da faglie e scorrimenti.

Qualche parola occorrerà ancora aggiungere sulla diramazione occidentale dell'acrocoro, per intero compresa nel nostro bacino.

Catena Sart - Pic di Mezzodì - Posár. — Questa catena che separa la valle di Resia dalla valle di Raccolana e dalla Fella, ha una direzione

(1) V. A. DESIO, *Op. cit.*, pag. 299 fig. 3.

(2) *Op. cit.*, pag. 301, fig. 5.

(3) *Op. cit.*, pag. 302, fig. 6.

(4) *Op. cit.*, pag. 295.

est-ovest parallela all'asse delle pieghe, e si va restringendo ed abbassando verso occidente. Uno dei tratti morfologici più interessanti è la forma e l'andamento del suo crinale. Dall'estremo occidentale sino a Costa Stretta (1337 m.), esso è arrotondato a dorsale ampia e spesso spianata e s'eleva gradualmente da O. verso E. Più oltre invece assume la forma di una cresta sottile e slanciata, innalzandosi d'un tratto a 1782 metri sul Pic di Mezzodì e proseguendo senza notevoli interruzioni sino a 2324 metri sul Sart.

Queste diversità sono da ricercarsi soprattutto in un fenomeno di transfluenza dei ghiacciai della Raccolana e della Fella che scavalcando la catena sino al M. Peloso ne hanno spianato la sommità. È però facile riconoscere ancora la posizione dell'antica cresta che correva lungo il margine prospiciente sulla Raccolana, come dimostra l'andamento dei corsi d'acqua e quello della linea di displuvio.

Un'altra particolarità morfologica della catena è dovuta alla presenza di un vasto ripiano inclinato verso mezzogiorno che occupa la zona elevata del versante meridionale, sottostante alla cresta, del Sart (Tanasart) e più limitatamente quella sottostante a Cresta Indrinizza. Nei caratteri morfologici di dettaglio questo ripiano rassomiglia molto all'altipiano del Canin e ad esso è da attribuire la medesima origine (antica superficie di degradazione). Sul versante settentrionale al posto dei ripiani vi sono invece delle brevi cornici e dei gradini. Esistono però anche dei circhi abbastanza tipici chiamati, con un termine friulano molto espressivo, *Sacs dal Sart*, cioè « sacchi » del Sart, perchè « insaccano » la neve. La presenza dei circhi può forse spiegarci la mancanza di ripiani un po' ampi, la cui superficie potrebbe essere stata frazionata dai ghiacciai locali. I quali si sono potuti sviluppare più facilmente su questo lato della montagna in grazia dell'esposizione settentrionale.

Riguardo alla tettonica, la catena corrisponde in buona parte alla piega a ginocchio altra volta ricordata. Verso oriente però le cose si complicano e la cresta Indrinizza è formata da due anticlinali inclinati verso N. e accavallati, fra i quali è compresa una sinclinale fagliata (1). La prosecuzione tettonica di questa catena verso occidente si può riconoscere sull'Amariana (1906 m.).

Val di Raccolana. — La valle di Raccolana ha una direzione est-ovest e separa con un solco profondissimo il gruppo del Canin da quello del Montasio. Il suolo non è molto vasto e diviene strettis-

(1) *Op. cit.*, pag. 296 fig. 1^a e pag. 297 fig. 2.

simo verso lo sbocco; i fianchi sono molto inclinati, spesso verticali e interrotti da vari gradini, ma il profilo trasversale complessivo è quello ad U, caratteristico delle valli glaciali. La valle ha inizio alla sella di Nevea (1196 m.) con un salto improvviso di un centinaio di metri che interrompe il fondo pianeggiante della sella. Il torrente scorre dapprima in un alveo ristretto fiancheggiato da falde di detriti, poi entra in una forra da cui esce al Piano della Sega. Da questo punto il letto seguita ghiaioso e relativamente ampio sino al ponte delle Lastre ove il torrente s'affonda con successive rapide e cascate in un'altra forra (Corito) molto profonda che lo conduce sino allo sbocco. Nel complesso, data l'uniformità di costituzione litologica dell'alveo, queste irregolarità paiono soprattutto dovute all'azione modellatrice dei grandi ghiacciai che l'hanno percorso.

Lo sviluppo delle valli laterali è limitatissimo, si tratta sempre di ripidissimi e brevi solchi torrentizi molto profondi e incassati, che terminano con soglie, dalle quali precipitano abbondanti cascate.

Altre cascate (fontanoni) hanno origine da corsi d'acqua sotterranei che sgorgano da stretti cunicoli e da fessure delle pareti. Alcuni di questi fontanoni, come quello di Goriuda (1), di Blasic ecc. generalmente più ricchi d'acqua, hanno una portata abbastanza costante, massima alla fine della primavera, minima d'inverno, altri invece funzionano quasi solo in primavera e al principio dell'estate. Quest'ultimi si trovano per lo più sul fianco destro della valle. Per quanto non mi sia potuto occupare in modo speciale dei fontanoni, credo che le diversità di regime stiano in relazione col fatto che quelli di sinistra vengono alimentati per via sotterranea anche durante l'estate dalle acque di disgelo dei ghiacciai del Canin, mentre quelli del versante opposto solo da quelle di fusione delle nevi. Qualche fontanone di destra conserva tuttavia una notevole portata per tutto l'anno, com'è ad esempio uno che sgorga sopra i Piani, ma questi in ogni modo si trovano sempre nell'alta valle, per cui sembra molto probabile che derivino le loro acque dagli accumuli detritici e dai conglomerati che rivestono l'altipiano del Montasio e che funzionano da spugne assorbenti e da serbatoi delle acque di disgelo e di quelle piovane.

Riguardo alla tettonica, la valle di Raccolana non ha un carattere così evidente come le sue vicine. Essa è incisa completamente nei calcari norico-retici e gli strati presentano in generale pendenze debolissime. Si nota tuttavia una lieve incurvatura a sinclinale molto ampia e asimmetrica, essendo la gamba di mezzogiorno assai più inclinata. L'asse della piega è un po' spostata verso E. rispetto al filone della

(1) V. in proposito G. B. DE GASPERI, *Grotte e voragini del Friuli*. Memorie Geografiche, n. 30, 1916.

valle e nella metà inferiore risulta inclinato in senso opposto al secondo. Non mi sembra sia da riconoscere una relazione genetica fra la piega e l'attuale depressione del suolo, che però non si può escludere in modo assoluto. Gioverà peraltro ricordare che sul fianco meridionale della valle, sotto la cresta del Sart e del Canin, esiste la sinclinale con nucleo calcareo-marnoso liassico di cui è stato fatto cenno; essa potrebbe in certo modo avere determinato in origine la impostazione della valle lungo una zona facilmente erodibile, che poi si sarebbe affondata per epigenesi, nei sottostanti calcari dolomitici assai più compatti.

Catena del Montasio. — Chiamo così tutta la catena che s'eleva maestosa fra la valle di Raccolana e la valle di Dogna e che si continua verso oriente col gruppo del Iôf Fuàrt sino al lago del Predil. Sotto il punto di vista morfologico occorre però tenere distinto questo secondo gruppo, che presenta delle caratteristiche un po' diverse. Come limite può essere assunta la forcella (m. 2122) e le vallecole cui fanno capo, che separano il Modeòn del Buinz (m. 2558) dalla Punta Castrina (Kastrein Sp. m. 2495). Alla parte orientale della catena riservo pertanto il nome di Catena del Montasio s. str., all'altra quello di Gruppo del Jôf Fuàrt.

Catena del Montasio s. str. — Questa catena è la più elevata del nostro bacino, nel quale è compresa per intero, e delle Alpi Giulie Occidentali, raggiungendo sulla cima del Jôf m. 2754. La direzione predominante è est-ovest ma nella parte orientale, dal Zabus al Buinz, forma un saliente ad angolo retto verso N, che racchiude l'altipiano del Montasio, sul cui vertice s'innalza la cima più elevata della catena. Verso O. invece, al Grand Lusceit (m. 2074), si divide in due rami poco divergenti e separati dalla valletta del R. di Cadramazzo. La linea di cresta corre ad uguale distanza dai filoni delle due valli laterali, ma tuttavia la configurazione dei versanti è sensibilmente diversa. Quello di mezzogiorno s'innalza con una serie di gradini sino all'altezza dell'altipiano del Montasio, o delle sue propaggini occidentali, da cui poi sorge quasi improvvisa la cresta. Il pendio è appena solcato da brevi vallette poco profonde che, per solito s'arrestano con le loro testate al livello dell'altipiano. Il loro sviluppo va gradualmente diminuendo da O. verso E, ossia mano a mano che l'altipiano acquista in superficie.

Il versante settentrionale invece è profondamente frastagliato da numerosi solchi torrentizi di cui i maggiori immettono a profonde

intaccature della cresta. Le loro dimensioni aumentano da O. verso E. Contrafforti lunghi e ben pronunziati li separano, innalzandosi con creste taglienti sormontate da torrioni e da pinnacoli che si affollano specialmente intorno alla vetta del Jôf. L'aspetto di questa montagna verso la valle di Dogna, ricorda quello delle Dolomiti e ciò deriva soprattutto da analogia di costituzione geolitologica. Sopra un piedistallo di marne e di calcari marnosi del Raibliano, che affiorano sulle pendici settentrionali, poggia un'enorme pila di calcari più o meno magnesiaci in strati via via più distinti quanto più elevati nella serie e con una disposizione suborizzontale.

La presenza della formazione marnosa raibliana sul versante settentrionale ha favorito anche lo sviluppo dei solchi torrentizi e indirettamente quello dei contrafforti, mentre verso mezzogiorno la montagna s'innalza come un enorme bastione dall'ampio imbassamento dell'altipiano.

Gruppo del Jôf Fuàrt. — Intimamente connesso al precedente, di cui rappresenta la naturale prosecuzione, s'erge verso levante il gruppo del Jôf Fuàrt che per elevatezza è il secondo del nostro bacino, culminando sulla vetta del Jôf a m. 2666. Una delle principali caratteristiche morfologiche del gruppo è la disposizione a scaglioni delle sue cime maggiori, che si succedono regolarmente da S. a N. Fra la Cima Castrina, ch'è la più meridionale, e il Jôf Fuàrt s'intercala la stretta forcella del Mosè (m. 2271); fra il Jôf e il Gran Nabois (m. 2307) la forcella Nabois (m. 1962); fra il Grande e il Piccolo Nabois (m. 1694) un'altra forcella a m. 1540.

Questa particolarità morfologica si va rapidamente attenuando sino a scomparire tanto verso oriente, quanto verso occidente, ove tuttavia si può ancora riconoscere qualche traccia. Varie cause possono avere contribuito a determinare questa suddivisione della cresta, nè sarebbe forse facile risalire all'origine prima.

La montagna è costituita da una serie di strati (1), non molto distinti, di calcari magnesiaci della Dolomia Principale sormontati da calcari ben stratificati del Dachstein, regolarmente inclinati verso mezzogiorno. Essi poggiano sopra la formazione calcareo-marnosa di Raibl, ma questa affiora solamente lungo le pendici settentrionali. Non è improbabile che nella serie calcarea, apparentemente uniforme, possano essere compresi dei banchi meno compatti o più solubili e in

(1) V. A. DESIO, *A proposito della costituzione geologica del Gruppo del Jôf Fuàrt, (Alpi Giulie Occidentali)*, In *Alto*, XXXVI, n. 4-6, Udine 1925, pag. 46.

generale meno resistenti all'erosione, lungo i quali si sarebbero potute formare più facilmente delle intaccature, che poi avrebbero dato origine alle forcelle, cui è stato accennato, e ai valloncelli sottostanti. Anche piccole fratture locali, come si può riconoscere in corrispondenza della sella superiore di Spragna, possono pure avere dato origine alle incisioni della cresta. Una condizione di favore poi è presentata dalla sensibile pendenza degli strati.

Queste supposizioni trovano appoggio anche nel fatto che lungo la cresta orientale del gruppo del Montasio, sul prolungamento delle incisioni ricordate sopra, si trovano delle altre forcelle più o meno accentuate. A quella superiore di Spragna corrisponde la Forca de lis Sieris (m. 2274); a quella del Mosè, la Forchia del Palone (m. 2242); a quella del Naboïs, la Forca dei Verts (m. 2587) e infine a quella che separa i due Naboïs, il Foràn delle Grave (m. 1731). L'accentuazione del fenomeno sul gruppo del Jôf Fuàrt, si spiega invece con la presenza di due profonde valli trasversali, la valle Bruna e la valle del R. Freddo, che penetrando fin nel cuore della montagna isolano quasi completamente il gruppo del Jôf Fuàrt rendendo più facile e più attiva la demolizione dei fianchi specie in corrispondenza dei livelli meno resistenti.

Nel complesso il gruppo del Jôf Fuàrt appare ancora più frastagliato di quello del Montasio e in esso è assai più diffuso e accentuato il modellamento glaciale. I contrafforti sono numerosi e molto pronunziati; le creste sottili e spesso smembrate in pinnacoli e torrioni.

Val di Dogna. — Questa valle, più breve delle due precedenti, ha origine a Sella Somdogna e scende con forte pendenza verso O. separando il gruppo del Montasio dalla catena Jôf di Miegegnòt-Cuel dai Pez-Schenone. È una caratteristica valle longitudinale ed anche l'unica di questo tipo che non raggiunga lo spartiacque principale del bacino della Fella, poichè a Sella Somdogna essa comunica con la valle Bruna, pure affluente della Fella. L'alveo del torrente è stretto e molto profondo, inciso nelle marne e calcari marnosi raibliani, fiancheggiato lateralmente da terrazzi in roccia; ma il profilo trasversale complessivo è abbastanza aperto. Il versante meridionale è scosceso e frastagliato sino alle falde della montagna, quello opposto invece solo nella parte più alta. Scarso è lo sviluppo delle vallette confluenti: le maggiori scendono sulla sinistra dal Jôf del Montasio e sulla destra dal M. Schenone.

Dal lato tettonico la valle di Dogna è una valle monoclinale, scavata nei calcari marnosi del piano di Raibl, intercalati fra i calcari magnesiaci compatti della Dolomia Principale e quelli massicci dell'Infraraibliano (Dolomia dello Schlern). Tutta la serie è inclinata verso mezzogiorno e la pendenza diminuisce da N. a S.

Catena Iof di Miezegnòt-Cuel dai Pez-Schenone. — Un tipo dei più regolari di catene del nostro bacino è rappresentato da questa che separa la valle di Dogna dall'alta valle Fella e che dal lato morfologico presenta parecchie analogie con le catene prealpine e segnatamente con quella dei Musi. La cresta dentellata e non di rado sottile e tagliente, si mantiene ad un'altezza sensibilmente uniforme, fra 1800 a 2000 metri, raggiungendo la massima elevazione sul Jôf di Miezegnòt a 2089 metri.

Presso l'estremità occidentale, la catena si divide in due rami che terminano coi due rilievi omonimi del Clap Forât di Dogna (m. 1536) e di Pontebba (m. 1661) separati dalla valletta del R. Gêloviz. La cresta ha una direzione generale est-ovest ma non mancano delle deviazioni più o meno accentuate, che in generale paiono dovute ad arretramento delle testate dei circhi sottostanti, come si può riconoscere sotto i Due Pizzi. I versanti sono asimmetrici; notevolmente più inclinato e scosceso è quello meridionale e le differenze si vanno accentuando da occidente verso oriente.

Dal lato geologico la catena risulta formata da una serie uncinale di strati, immergentisi verso sud, che comprende quasi tutto il Trias e che possiede, a livelli alternati, facies calcarea o calcareo-dolomitica e marnoso-arenacea. Il livello calcareo dolomitico più potente è rappresentato dall'Infraraibliano che separa il livello marnoso soprastante di Raibl da quelli calcareo-marnosi e tufacei, difficilmente separabili, di Buchenstein e Wengen, e che costituisce appunto la cresta della catena. Ricordando poi che, sotto il livello di Buchenstein, giace un nuovo banco di calcari e conglomerati (Anisico), si può facilmente spiegare lo sdoppiamento della catena verso occidente, ove la presenza di una valle trasversale (valle Fella) ha permesso che si sviluppasse una confluyente longitudinale lungo il livello calcareo-marnoso, separando così e mettendo in evidenza le due creste calcaree.

La naturale prosecuzione di questa catena verso oriente è rappresentata dalla piramide del Cacciatore (Steinerner Jäger) e più oltre dal M. Re, sopra Cave del Predil.

Val Bruna. — Dai maggiori gruppi delle Alpi Giulie Occidentali, scende verso settentrione la valle Bruna, relativamente breve, ma ampia e profonda, esempio tipico di valle glaciale dal suolo vasto e piatto, dai fianchi erti e dirupati, chiusa sul fondo dalle ardite pareti del Montasio e del Jôf Fuàrt. Essa ha origine nei due amplissimi circhi della Spragna e di Saprasca, scavati sui due lati del Jôf Fuàrt e il suo letto, presso la confluenza dei due torrenti che da quelli discendono, presenta la massima larghezza, mentre più a N. si va progressivamente restringendo sino allo sbocco.

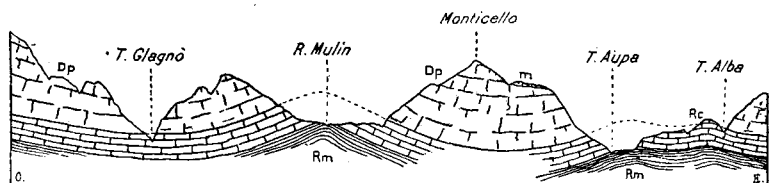
Dal lato tettonico la valle Bruna è una valle trasversale, tagliando normalmente tutta la serie monoclinale di strati che compongono il Trias e il Permiano superiore.

Settore occidentale - Val del Glagnò. — Il T. Glagnò ha un corso diretto da N. a S. con leggere deviazioni laterali di cui la più forte è quella che precede lo sbocco, piegando verso SE. L'alveo è incassato e profondo, specialmente nella parte inferiore ove il torrente scorre in una gola. Al disopra di questo tratto però, la valle è complessivamente ampia, ha fianchi dissimmetrici, essendo quello orientale più inclinato. Notevole è lo sviluppo degli affluenti, specie se si tiene conto della brevità e della scarsa portata del corso d'acqua principale.

Il maggiore è il T. Varuvola che scende dalla sella di Dagna (metri 1017) in direzione quasi normale al Glagnò e lo raggiunge con una forte curva poco a monte dello sbocco. Segue quindi il R. del Mulin che ha invece un decorso quasi parallelo al Glagnò e che riceve il R. Baldàn proveniente dall'ampia insellatura del Monticello. Caratteristici sono poi piccoli fenomeni di cattura e di epigenesi che hanno conferito al reticolato idrografico una notevole irregolarità, come si osserva specialmente intorno alla confluenza del R. Varuvola. A determinare le irregolarità hanno certo contribuito anche gli abbondanti depositi lasciati in tutto il bacino dai ghiacciai, come pure la costituzione geolitologica.

La V. del Glagnò è scolpita in buona parte nella Dolomia Principale, ma lungo gli alvei dei maggiori corsi d'acqua affiorano di sovente anche le dolomie marnose biancastre dei livelli più elevati del Raibliano e talvolta anche le dolomie cariate e i calcari marnosi bruni sottostanti. Gli strati sono generalmente poco inclinati, ad eccezione della parte meridionale ove si raddrizzano fortemente, e la loro direzione generale è est-ovest. Tuttavia fra il Sernio e la Creta Grauzaria, che chiudono verso N. la valle, ha inizio una sensibile depressione

trasversale degli strati che seguita verso S. e corrisponde su per giù alla V. del Glagnò. A oriente succede un'incurvatura ad anticlinale e sembra che altrettanto si verifichi verso occidente. La valle del Glagnò perde quindi un poco del suo carattere trasversale, ma è assai difficile tuttavia riconoscere in essa una valle tettonica. Occorrerebbe infatti stabilire una certa contemporaneità fra la piegatura trasversa degli strati e la prima impostazione della valle, ma su ciò mi mancano elementi sicuri di giudizio; quantunque sembri molto probabile che la prima abbia di molto preceduto la seconda. In ogni modo se anche fosse stata in origine determinata dalla piega, il suo ulteriore sviluppo e la sua configurazione attuale se ne mostrano assolutamente indipendenti, poichè non si può più riconoscere alcuna relazione diretta fra la superficie degli strati e quella topografica.



Dp = dolomia principale; Rm = raibliano facies marnosa
Rc = raibliano facies dolomitica; m = morenico.

Giova anzi osservare che verso oriente all'innalzamento delle pieghe corrisponde una serie di depressioni (sella del Monticello - Valle Baldàn) scavate nella formazione calcareo-marnosa-raibliana.

Riguardo ai rilievi che circondano la V. Glagnò, si può ricordare che l'Amariana (m. 1906) rappresenta la continuazione della catena Sart-Pic di Mezzodi-Posâr, mentre le catene di Palasecca e dei Cimadors dirette da N. a S. costituiscono due tronchi autonomi come può risultare da quanto è stato detto sopra.

Gruppo del Sernio. — Il gruppo del Sernio, verso cui convergono gli spartiacque fra la V. del Glagnò, la V. d'Aupa e la V. del Chiarso, è formato da un breve segmento di catena diretto da ONO. a ESE, interrotto da numerose e profonde incisioni, sul quale s'innestano ortogonalmente le due creste della Creta di Palasecca e dei Cimadors verso S, e quella assai più breve della Creta di Mezzodi verso NO. Alle due estremità s'elevano i rilievi maggiori, la piramide del Sernio (m. 2190) verso occidente e la Creta Grauzaria (m. 2066) verso oriente.

Quest'ultima, assai più del Montasio e di qualsiasi altra montagna del nostro bacino, ricorda il tipo classico delle Dolomiti. Dalla base ampia e ricoperta da grandiose fasce di detriti, la Creta Grauzaria s'innalza con pareti vertiginose solcate da profonde spaccature, interrotte da enormi gradini e sormontata da torri e da guglie ardite, che la fanno rassomigliare ad un gigantesco castello in rovina. Come buona parte delle Dolomiti, anche questa montagna è costituita da una pila di strati, a debole inclinazione, della Dolomia Principale, poggianti sopra un piedestallo calcareo-marnoso (Raibliano) che affiora su tre lati. Fra il Sernio e la Creta Grauzaria, com'è stato già avvertito, gli strati s'incurvano leggermente verso il basso.

Riguardo alla configurazione dei versanti, si può osservare che in generale quello di mezzogiorno è meno inclinato di quello opposto, e ciò dipende dal fatto che su quest'ultimo gli strati affiorano con le loro testate (a reggipoggio) e sono sensibilmente più inclinati che sull'altro. Il versante meridionale poi è assai più frastagliato e inciso da profondi solchi torrentizi, mentre quello opposto è costituito da pareti quasi verticali.

Dal lato orografico e tettonico il gruppo del Sernio rappresenta la prosecuzione occidentale della catena del Montasio, con cui si collega attraverso il gruppo del Zuc del Boor, che verrà descritto più avanti.

Val d'Aupa. — La V. d'Aupa ha origine alla sella di Cereschiàtis (m. 1091) che conduce nella valletta di Studena, confluyente della V. Pontebbana, e scende dapprima con un corso longitudinale verso OSO, indi piega verso mezzogiorno e conserva su per giù questa direzione sino allo sbocco. La valle, piuttosto ristretta nella parte superiore, si va ampliando più in basso, sotto Gallizzis, ma l'alveo del torrente si mantiene relativamente angusto ed all'altezza di Grauzaria assume quasi l'aspetto di una chiusa. I fianchi sono generalmente dissimetrici e per solito quello orientale è meno inclinato di quello opposto. Scarso è lo sviluppo degli affluenti, di cui i maggiori scendono sulla destra dal gruppo del Sernio.

Dal lato orotettonico, se si considera la V. d'Aupa rispetto alla direzione generale delle pieghe, essa risulta nel complesso una valle trasversale, ma quando si esaminino nei dettagli, tenendo conto dell'andamento degli assi delle pieghe stesse, la valle viene a presentare un carattere notevolmente più complesso e quasi intermedio fra le valli longitudinali e quelle trasversali. Il corso superiore è parallelo

o taglia obliquamente la direzione degli strati arenaceo-marnosi del Ladinico (livelli di Buchenstein e Wengen) sino a Bevorchians; poi prosegue trasversalmente nella medesima formazione e più in basso, sotto Dordola, nel livello calcareo-marnoso di Raibl che accompagna sino allo sbocco, incidendo il nucleo di un'anticlinale diretta EO. Degno di nota è anche il fatto che in corrispondenza della media V. d'Aupa, i calcari dolomitici massicci dell'Infraraibliano (Dolomia dello Schlern) s'interrompono per breve tratto. Le pieghe, che presentano in generale una direzione est-ovest danno luogo fra Dordola e lo sbocco ad una leggera depressione trasversale il cui decorso però rimane spostato verso occidente rispetto al filone della V. d'Aupa. A oriente, fra quest'ultima e la V. Alba, fa seguito un innalzamento ad anticlinale trasversa degli assi delle pieghe, sdoppiato da un'altra minore depressione mediana. Il filone della valle giace per lo più in corrispondenza della cerniera dell'anticlinale trasversa per cui la V. d'Aupa, pur mostrando un carattere intermedio fra le valli trasversali e longitudinali, si manifesta come una tipica valle d'erosione, adattata lungo una zona facilmente erodibile.

Gruppo del Zuc del Boor. — Questo gruppo innalza fra la valle dell'Alba e la media V. Fella, e con le sue numerose ramificazioni convergenti sulla cima del Zuc (m. 2197) rappresenta un tipo abbastanza definito di acrocoro. Dal Zuc del Boor, si diparte verso N. una cresta che va al M. Ciavàls (m. 2096) e poi, piegando verso NO. prosegue per il Glèriis (m. 1896) e termina alla Cima Valerie (m. 1894). Verso SE. un'altra cresta scende al M. Cozzarèl (metri 2031) e poi si divide in vari rami formando i rilievi del Montusèl (m. 1882), del M. Plananizza (m. 1555), di Sguerie e di Mauron. In direzione SO. una terza cresta collega il Zuc al M. Crostis (metri 1900) e quindi si dirige verso mezzogiorno per andar a raggiungere il Pismòn (m. 1881).

La montagna nel suo insieme è intensamente frastagliata, divisa in numerosi e lunghi contrafforti ramificati in tutte le direzioni e separati da profonde e strette incisioni torrentizie. Lo spartiacque principale ha una direzione prevalente NS. e in questa medesima direzione si allungano le più importanti diramazioni del gruppo.

Dal lato geologico il Zuc del Boor risulta costituito dall'enorme pila di calcari magnesiasi del Norico in strati sub-orizzontali che descrivono un'amplissimo sinclinale il cui asse si va leggermente ab-

bassando verso oriente. A questo enorme edificio calcareo, fa da piedestallo, come al solito, la formazione calcareo-marnosa di Raibl che affiora lungo i suoi piedi. La presenza di strati facilmente erodibili messi a nudo su tutti e quattro i lati del gruppo, può in buona parte giustificare la sua intensa frastagliatura, ricordando inoltre ch'esso sorge quasi isolato fra le profonde incisioni vallive della Fella, dell'Aupa e della Pontebbana.

Riguardo ai collegamenti orografici e tettonici fra le due sezioni della regione alpina esterna, il gruppo del Zuc del Boor rappresenta un rilievo intermedio della serie che va dal Montasio al Sernio. Rispetto ad essi però, la cima del Zuc occupa una posizione leggermente più spostata verso mezzogiorno, poichè giace sulla parte assiale della grande sinclinale che seguita verso oriente in V. di Raccolana, mentre si attenua verso occidentale.

Rilievi a mezzogiorno della V. Pontebbana. — La serie di rilievi più elevati che fiancheggia a S. la V. Pontebbana, allineandosi nella stessa direzione della catena Jôf di Miezegnot-Schenone, sembra formare la sua prosecuzione occidentale, ma non appena si esaminino i rapporti tettonici, si vede che i raccordi fra le due serie di elevazioni sono più apparenti che sostanziali.

La breve catena Ciavàls-Gleriis-Forchiadizze, che pare infatti collegarsi col Clàp Forât di Dogna, il quale, come s'è visto, forma uno dei due rami (meridionale) in cui si divide verso occidente la catena sopra ricordata, è costituita da calcari dolomitici del Norico e sulle sue pendici settentrionali affiora il livello calcareo-marnoso di Raibl. Essa corrisponde quindi perfettamente alla catena del Montasio e al gruppo del Sernio e meglio della cima del Zuc del Boor che, sotto il punto di vista della tettonica è spostato, come s'è detto, rispetto a questi verso mezzogiorno, mentre topograficamente vi corrisponderebbe a perfezione. Col Clap Forât di Dogna, formato dalla Dolomia infraraibliana, si può collegare piuttosto il M. Falcòns (m. 1693) o la cima alta di Slenza (m. 1665), ma più oltre manca qualsiasi rilievo ben individualizzato che corrisponda stratigraficamente a questi, poichè anche la Cima Valerie, che si allinea con essi, è ancora costituita dalla Dolomia Principale.

Lungo i margini occidentali del bacino tuttavia, si trova un rilievo quasi isolato, in posizione stratigrafica del tutto analoga al M. Falcòns e cioè il M. Flop che sorge subito a N. del Sernio, ma che rimane notevolmente più a S. del primo e della catena Jôf di Miezegnot-Schenone.

Queste irregolarità degli allineamenti orografici nella parte settentrionale del settore orientale della regione che stiamo esaminando sono dovuti alla disposizione e natura dei vari terreni che la compongono.

Sul versante settentrionale del gruppo del Zuc del Boor, la Dolomia Principale forma un saliente con il vertice alla Cima Valerie - in grazia specialmente dell'andamento più pianeggiante degli strati rispetto alle zone laterali - e inoltre la formazione marnosa del Raibl, intercalata fra due potenti livelli di Dolomie che lateralmente determina delle serie di depressioni, in questa parte assume invece una facies prevalentemente calcarea; a ciò s'aggiunge anche una minore potenza della Dolomia infraraibiana a vantaggio della formazione arenaceo-marnosa di Wengen.

La continuazione del ramo settentrionale della catena Jôf di Miezeznôt-Schenone, ossia del Clap Forât di Pontebba, è ancora abbastanza bene individuata sulla destra della Fella, alla cima bassa dello Slenza (m. 1591) formata come il primo, da calcari e conglomerati dell'Anisico e più oltre alla Creta di Cereschiatis (m. 1665) e al M. Cullâr (m. 1764) ove si sdoppia (1).

Del tutto indipendente dalle catene descritte è invece quella del Germula con la sua appendice, il M. Pizzul, che tettonicamente si collega coi rilievi di sinistra della valle Pontebbana.

Val Pontebbana. — La V. Pontebbana, che segna il limite fra la regione alpina esterna (settore occidentale) e quella interna, ha origine al Passo Casòn di Lanza (m. 1567) e, dopo un corso di km. 14 in direzione prevalente NO.-SE. sbocca nella V. Fella presso Pontebba a m. 555 s. m. L'alveo è ristretto e non di rado incassato; i fianchi piuttosto ripidi, il profilo trasversale per solito asimmetrico. Gli affluenti sono abbastanza numerosi, ma brevi e di scarsa importanza. I maggiori scendono poco a monte dello sbocco e sono il R. Bombaso sulla sinistra e il R. di Studena sulla destra.

Sotto il punto di vista geologico, la valle si può dividere in tre parti. Una superiore, molto breve, dalle origini all'altezza della Caserute, diretta da NO. a SE. e longitudinale poichè segue la direzione degli strati calcarei del Devoniano inferiore. Una seconda, dalla Caserute alla confluenza del R. di Liùs, irregolare, ma con direzione prevalente NNO.-SSE. e nettamente trasversale,

(1) Riguardo alla tettonica cfr. M. GORTANI. *Rilevamento geologico della tavoletta « Pontebba » (alpi Carniche)*. Boll. Comit. Geol. d'Italia, XLIII, Roma 1912.

tagliando normalmente una serie di strati che va dal Siluriano al Trias medio. Infine una terza dal R. di Liùs allo sbocco, diretta OE. e longitudinale, che segue per lo più il contatto anormale (piega-faglia) fra il livello scistoso-arenaceo-marnoso del Trias inferiore o quello delle dolomie cariate permiane con la Dolomia infraraibiana. Nel tratto che precede immediatamente lo sbocco il torrente piega però verso ESE. e abbandonando la faglia, attraversa obliquamente gli strati verfeniani (1).

In complesso quindi la V. Pontebbana è un tipo di valle mista, formata cioè da tronchi longitudinali e trasversali.

Per quanto riguarda i rapporti fra la valle e la piegafaglia, può sembrare che la coincidenza quasi perfetta del segmento inferiore della prima con la linea di dislocazione, indichi una relazione genetica fra di esse, e ciò potrebbe in certo qual modo parere avvalorato dal fatto che il filone abbandona talvolta anche la zona più facilmente erodibile (Werfen), per seguire la linea di contatto anormale. Occorre tuttavia notare che poco più a N. e con direzione parallela a questa dislocazione, ne corre un'altra e con uno spostamento delle labbra anche maggiore, mettendo a contatto la Dolomia infraraibiana con i calcari devonici, senza che ad essa corrisponda alcuna notevole incisione valliva. I due fenomeni tettonici quindi appaiono ben paragonabili e quantunque non si conosca l'età rispettiva, tutto induce a ritenerli relativamente antichi e probabilmente contemporanei. Se si pongono ora a confronto le condizioni litologiche delle due zone interessate dalle faglie, risulta evidente che mentre nel primo caso il disturbo non ha avuto alcuna influenza nella distribuzione superficiale delle zone più o meno resistenti all'erosione, nel secondo invece è venuta a giorno una zona erodibilissima com'è appunto il Trias inferiore. È lecita quindi la deduzione che non sia da attribuire importanza tanto alla linea di faglia in sé stessa, quanto invece alle sue conseguenze, ossia al fatto che in grazia sua è stato portato a giorno un terreno facilmente erodibile. Che il filone segua precisamente la linea di contatto anomalo, è naturale se si pensa che lungo questa, essendo pari le altre condizioni, gli strati sono più sconvolti e sminuzzati e quindi meno resistenti all'erosione. D'altra parte anche le dolomie cariate neopermiche, divise in straterelli sottili, sono pure rocce assai erodibili. Si può ancora aggiungere che dove affiora il Permiano, il piano di faglia è inclinato sull'orizzonte pur senza essere verticale, per cui

(1) Per maggiori dettagli sulla costituzione geologica cfr. GORTANI, *Op. cit.*

la valle quando s'impostò - ad un livello certamente più elevato di quello attuale - poteva ancora trovarsi lungo il contatto fra la Dolomia infraraibliana e le masse del Werfen che ricoprivano regolarmente il Permiano e solo col successivo affondamento sarebbe stato messo a nudo quest'ultimo.

In tutti i modi, senza entrare in altri dettagli, mi sembra dimostrato il carattere erosivo anche della parte inferiore della V. Pontebbana. Verso occidente la piega-faglia s'è seguita lungo la valletta del R. Pradulina, mentre la V. Pontebbana devia verso N. iniziando il suo corso trasversale.

Val Fella. — La V. Fella è formata da tre parti ben distinte sia per caratteri morfologici quanto geologici. L'alta V. Fella, diretta da E. a O. separa il segmento orientale della Catena Carnica principale dalle Alpi Giulie Occidentali e va dalle origini alla confluenza della Pontebbana (km. 21.2). La media V. Fella ha una direzione nord-sud e da Pontebba arriva sino allo sbocco della V. di Raccolana (chilometri 13). Infine la bassa V. Fella, da Raccolana alla confluenza col Tagliamento (km. 19.3), riprende la direzione primitiva est-ovest eccetto che presso lo sbocco, ove s'incurva verso mezzogiorno. Questi due ultimi tronchi, che dividono le Alpi Carniche dalle Giulie, portano il nome di Canal del Ferro.

La lunghezza complessiva della valle ammonta a circa km. 53.5; il dislivello fra le sorgenti e lo sbocco a 850 metri e quindi la pendenza media risulta di 16 per mille.

Alta Val Fella. — La Fella nasce sotto l'insellatura dell'Alpe di Ugovizza a circa 1100 m. s. m. e scende per un tratto di km. 3 verso ESE. poi piega, nelle immediate vicinanze del passo di Campo-rosso, verso occidente e prosegue, con qualche irregolarità, nella medesima direzione sino a Pontebba. Nel complesso l'alta V. Fella è ampia, ha un suolo piatto e abbastanza vasto, ma spesso occupato lateralmente da depositi di materiale di trasporto di vario genere, più o meno evidentemente terrazzati. Sotto lo sbocco della V. Bruna però si restringe improvvisamente ed assume l'aspetto di una chiusa (ostruzione del M. Nebria), ma si riapre tosto all'altezza di Malborghetto; il profilo trasversale è quasi sempre dissimmetrico: il fianco sinistro ha un'inclinazione molto minore di quello opposto e ciò dipende dalla diversità di costituzione geolitologica. Il secondo infatti è costituito da rocce compatte e massicce, mentre nella composizione del primo prevalgono tipi litologici poco resistenti all'erosione. Sotto

il punto di vista geologico l'alta V. Fella si rivela come una valle nettamente longitudinale, ripetendosi in essa gli stessi caratteri geotettonici della V. Pontebbana inferiore. Il versante di mezzogiorno è formato da una serie unclinale di strati, diretti EO. e immergentisi verso S, che va dal Permiano superiore al Trias medio. Quello opposto da banchi di calcari dolomitici infraraibliani che si allineano nella medesima direzione. Quest'ultimo livello si ritrova per piega-faglia (Pontebbana-alta Fella-alta Sava del Gortani) a diretto contatto con il Permico superiore o col Trias inferiore e il filone della valle segue per lungo tratto la linea di dislocazione. L'abbandona però all'altezza del M. Cucco, donde la piega-faglia seguita sul fianco meridionale ove si mantiene poi anche più oltre verso oriente, mentre la valle s'infossa nella dolomia infraraibliana. Mentre per la parte in cui il filone della valle corrisponde alla linea di faglia possono valere le considerazioni fatte a proposito della V. Pontebbana, quest'ultimo tratto dimostra invece un evidente carattere epigenetico. Anche la rete idrografica, del resto, dell'alta V. Fella presenta delle notevoli irregolarità, le quali sono ancora più accentuate intorno alla chiusa di Ugovizza e si manifestano specialmente con una direzione dei confluenti opposta o quasi a quella della valle principale. Sorgono quindi vari problemi relativi all'antico reticolato idrografico e la loro soluzione dipende soprattutto dallo stabilire la posizione dell'antico spartiacque fra i due bacini della Fella e della Zeglia. Attualmente esso giace nei pressi di Camporosso, ma è un tipico esempio di spartiacque incerto. La valle infatti prosegue verso Tarvisio ed anche più oltre verso oriente — ove trovasi un altro spartiacque incerto (Ràdic) — con gli stessi caratteri geomorfologici che aveva ad occidente, nè vi sono, lungo il fondovalle, barriere rocciose più accentuate di quella di Ugovizza.

Ma di questo interessante problema paleoidrografico è già stato trattato in un altro lavoro (1).

Media Val Fella. — Sotto la confluenza della Pontebbana, che si allinea perfettamente con l'alta Fella, ha inizio il Canal del Ferro che si stacca ad angolo retto dalle due precedenti. Nel primo tratto, da Pontebba a Saletto di Dogna, la valle mantiene una direzione NS. attraversando normalmente la serie unclinale di strati del Trias inferiore e medio e restringendosi sensibilmente laddove interrompe i livelli calcarei dell'Anisico e dell'Infraraibliano. Poi piega leggermente verso SE, per seguire la zona calcareo-marnosa di Raibl, che abban-

(1) A. DESIO. *L'evoluzione morfologica del bacino della Fella*, 1927.

dona nei pressi di Vidali, ove riprende l'orientazione precedente, mentre il fiume s'infossa in una profonda forra scavata nella Dolomia Principale.

La media V. Fella, ch'è l'esempio più tipico di valle trasversale di tutto il bacino, possiede un suolo notevolmente inclinato e piuttosto ristretto: ha fianchi erti e scoscesi spesso interrotti da brevi ripiani e da cornici. Lo sviluppo degli affluenti sta in rapporto diretto con la distribuzione delle zone facilmente erodibili. Così il R. Buric e il R. di S. Rocco hanno scavato le loro vallette nella zona marnosa arenacea di Werfen; il R. Gèloviz in quelle calcareo-marnose di Buchenstein e Wengen; il R. Suait lungo il contatto fra quest'ultima e i calcari dolomitici infraraibliani, il R. Ponte di Muro scorre invece in una valletta in parte epigenetica, poichè segue dapprima il livello raibliano, ma poi lo abbandona per incidere i calcari dolomitici ora ricordati. La V. di Dogna segue l'orizzonte raibliano ed anche il R. del Molino corre in parte su questo. Nel complesso la media valle Fella manifesta un'indipendenza assoluta dalla tettonica e per lo più anche dalla litologia. Alla quale è probabilmente da attribuire la deviazione del fiume nei pressi di Dogna, ove piega verso oriente per seguire l'affioramento di calcari marnosi raibliani.

Immaginando di prolungare direttamente verso mezzogiorno la media V. Fella, si nota ch'essa giace sull'allineamento di un'altra valle trasversale, la valle della Torre. L'unico ostacolo veramente notevole fra queste due incisioni vallive, è la catena dei Musi che non presenta neppure, lungo tale allineamento, una sensibile depressione della linea di cresta. Più a nord invece si apre la valle del Barmàn e indi le ultime propaggini della catena del Sart, ma questa è relativamente depressa (900-980 metri) e attraversata da varie insellature. Si può anche aggiungere che in corrispondenza della media V. Fella gli strati che compongono la catena, descrivono una leggera sinclinale trasversa rispetto alla direzione generale delle pieghe, alla quale corrisponde una torsione degli assi delle pieghe, intorno alla V. Barmàn. Senza voler attribuire troppa importanza a questo fatto, l'ipotesi di un antichissimo decorso della Fella per la valle della Torre, supposto anche dal Marinelli (1), se non trova altri elementi diretti di conferma, non può tuttavia essere infirmata dalla presenza di una barriera com'è l'attuale catena dei Musi. È stato accennato, infatti, che il suo attuale rilievo è principalmente opera indiretta dell'erosione, per cui basterebbe immaginare colmate le zone depresse intorno sino all'altezza di 1800-2000 metri — altezza corrispondente al livello dell'altipiano del Canin — per rendere possibile un collegamento fra le due valli. La presenza di resti di antiche superfici della regione a tale altezza, potrebbe in certo qual modo avvalorare l'ipotesi.

(1) O. MARINELLI, *Atlante dei tipi geografici desunti dai rilievi al 2500 e al 5000 dell'Istituto Geografico Militare*. Firenze, 1922, tav. 26.

Bassa Val Fella. — Sotto la confluenza della Raccolana, la V. Fella riprende il suo corso longitudinale piegando dapprima verso ESE, poi orientandosi decisamente verso occidentale e proseguendo nella medesima direzione sino allo sbocco della V. Aupa. Da questo punto descrive due brevi curve, convesse verso N, e sbocca con un corso trasversale nella valle del Tagliamento.

I caratteri morfologici del tratto inferiore della Fella sono abbastanza simili a quelli del precedente; ma il suolo è sensibilmente più vasto e pianeggiante e il profilo trasversale dissimetrico. A circa metà strada fra Chiusaforte e Resiutta, si osserva poi una forte strozzatura e ad essa corrisponde anche una maggiore inclinazione del letto.

Dal lato geologico la valle risulta in buona parte formata dalla Dolomia Principale, ma presso Rovereto incomincia ad affiorare il nucleo marnoso di un'anticlinale raibliana il cui asse è inclinato verso ESE. Sotto Moggio, la valle però abbandona il Raibliano che seguita più a N, per tagliare di nuovo la Dolomia Principale.

In complesso la bassa V. Fella è quindi una valle longitudinale e in buona parte si può dire pseudotettonica d'anticlinale. Sotto questo punto di vista ha infatti molte analogie con la V. di Resia di cui è stato fatto cenno.

Considerazioni generali sulla regione alpina esterna. — Anche in questa regione come in quella prealpina che abbiamo esaminato, le relazioni fra orografia e tettonica appaiono, in linea generale, del tutto indirette e, per quanto è stato detto, si possono riassumere nel modo seguente:

Rilievi e depressioni longitudinali	Catena del Sart = rilievo pseudotettonico d'anticlinale
	V. di Raccolana = valle pseudotettonica di sinclinale
	Catena del Montasio = rilievo monoclinale
	V. di Dogna = valle monoclinale
	Catena Jôf di Miezeznôt-Schenone = rilievo monoclinale
	Alta V. Fella = valle isoclinale.
Rilievi e depressioni trasversali	Gruppo del Sernio = rilievo monoclinale
	V. Pontebbana = valle isoclinale (pr. p.)
	Media V. Fella
	Gruppo del Zuc del Boor
	Gruppo del Canin (pr. p.)
Rilievi e depressioni di carattere intermedio	Valbruna
	Media V. Pontebbana
	V. del Glagnò
	V. d' Aupa
	Gruppo del Canin

Mi sembra dunque abbastanza evidente una mancanza di nesso diretto fra tettonica e orografia. Gli unici casi in cui potrebbe sorgere qualche dubbio si riferiscono alla V. di Raccolana e alla V. del Glagnò, la prima corrispondente a una sinclinale, la seconda a una depressione trasversa delle pieghe. Come s'è visto però neppure in queste due valli si può riconoscere un legame genetico con la tettonica e in ogni modo sono due casi eccezionali e, come tali, non infirmano la regola. Se invece si esaminano i rapporti fra orografia e litologia si scopre un nesso molto intimo, sebbene meno costante che nella regione prealpina. Lasciando da parte provvisoriamente le valli trasversali, si osserva che tutte le altre, eccettuata quella di Raccolana, corrispondono alle zone più facilmente erodibili e quando queste si vanno modificando per variazioni laterali di facies, varia anche lo sviluppo delle valli corrispondenti. Così alla V. di Dogna, incisa nella formazione calcareo-marnosa raibliana, non fa riscontro una depressione di pari entità sul lato destro della Fella ove le marne vengono gradualmente sostituite da calcari marnosi e da calcari compatti. D'altra parte i rilievi corrispondono alle zone più resistenti all'erosione e la loro forma e dimensione è legata quasi sempre all'andamento di tali zone.

Ma per renderci conto delle analogie e delle divergenze orografiche fra la Regione Prealpina e quella di cui ci stiamo occupando, gioverà mettere a confronto le rispettive condizioni tettoniche, poichè ad esse è dovuta la distribuzione delle varie zone litologiche. La Regione Prealpina, come s'è visto, è formata da numerose e lunghe pieghe fittamente costipate e accavallate le une sulle altre, mentre gran parte di quella alpina esterna è costituita da un'unica e grandiosa piega appena accentuata. Ne viene di conseguenza che mentre nella prima gli stessi livelli stratigrafici vengono a ripetersi e a succedersi orizzontalmente in lunghe e strette fasce da S. a N. e corrispondentemente le zone più o meno resistenti all'erosione e quindi anche i rilievi e le depressioni, nella seconda ciò non è stato possibile, poichè l'andamento relativamente tranquillo degli strati, ha dato origine ad un'unica estesissima zona litologica orizzontale e solo ai suoi margini ha potuto essere messa in evidenza dall'erosione la zonatura verticale. E ciò specialmente in grazia di interruzioni tettoniche della piega, come si riconosce assai bene nella parte settentrionale della regione, in cui la piega-faglia Pontebbana-alta Fella-Sava ha messo a nudo tutta la serie triassica con le sue caratteristiche alternanze di livelli prevalentemente calcarei

e marnoso-arenacei. Qui la zonatura litologica verticale si rende manifesta anche in senso orizzontale in seguito alla notevole inclinazione degli strati, per cui si ripetono le caratteristiche orografiche della regione prealpina; con la differenza che in questa sono tettonicamente dovute ad una disposizione pressochè isoclinale delle pieghe, nella prima invece ad un andamento monoclinale degli strati. In effetto però la distribuzione delle zone più o meno resistenti all'erosione, risulta del tutto simile, e quindi nei riguardi dell'erosione e, come conseguenza, dell'orografia, le due figure tettoniche vengono ad assumere un valore del tutto equivalente.

Le maggiori divergenze fra le due regioni si riscontrano nella parte intermedia di quella alpina esterna e specialmente nella sua metà (sezione) occidentale. Qui infatti le valli mostrano spesso un'assoluta indipendenza dalla litologia ed è del resto naturale, dato che viene a mancare la zonatura di cui s'è parlato, Si scorge però un legame, dirò così, acquisito, ossia determinato in un secondo tempo, quando cioè furono raggiunti dall'erosione i livelli profondi e ad essa meno resistenti.

Ma l'esame delle valli trasversali ci porta dinanzi a problemi molto complessi, la cui soluzione richiederebbe lo studio di una regione assai più vasta del bacino della Fella.

REGIONE ALPINA INTERNA.

Su questa regione, di costituzione geologica molto complessa, dovrò limitarmi a pochi cenni generali riferendomi per quanto riguarda specialmente la tettonica, ai recenti studi del G o r t a n i (1).

La Catena Carnica orientale, che nel suo insieme sembra un elemento orografico unico, quando si esamini un po' in dettaglio, appare tosto costituita da varie catene parallele più o meno pronunciate, continue e addossate le une alle altre, che si succedono regolarmente da S. a N. Questa scomposizione longitudinale del rilievo si va accentuando verso i due estremi ove le varie dorsali, separate da depressioni abbastanza profonde, assumono più decisamente il carattere di vere e proprie catene indipendenti. È tuttavia difficile seguire da un estremo all'altro questi embrioni di catene ridotti a brevi frammenti da numerose valli e insellature trasversali. Quella principale è la meglio individuata e corrisponde per lungo tratto all'asse orografico della catena. Essa ha inizio col M. Om (1384 m.), seguita con l'Òsternig

(1) *Op. cit.*

(2050 m.), con lo Starhand (1965 m.), col Poludni (2000 m.) e col Plagna (1712 m.), mentre più oltre scompare, nè può essere collegata al M. Gärtena (Gartnerkofel), il quale rappresenta un rilievo a sè. A N. di essa un'altra catena meno elevata e più breve, s'inizia col Görtshacher B. (1434 m.) seguita coll'Ober e Unter Dorfer B. (1492 e 1440 m.), per confondersi poi con la prima. Verso mezzogiorno un embrione di catena si può riconoscere nella serie di rilievi che incomincia a individualizzarsi sul Gòzman (1751 m.) e poi seguita col Sagran (1930 m.) con la Cima Bella (Schönwipfel, 1910 m.) e col Dosso Gais (1762 m.). Ad essa succede ancora più a S. la serie del Capin Occ. (1314 m.), Gheria (Göriacher B., 1693 m.) Capin Or. (1736 m.), Acomizza (1812 m.), Cucco (Kok 1942 m.), a occidente dei quali si incunea il tormentato complesso del M. Spiz (1779), con dorsali che più a occidente perdono la loro individualità, poichè al di là del complesso suaccennato, seguono dei rilievi che male si allaccerebbero con quelli descritti. In questa zona la unica catena che presenta una certa continuità è quella che, con direzione ESE - ONO, va dal Malvueric (Malurc, 1898 m.) per il Prídula (Prihat H., 1950 m.), al M. Cavallo (Rosskofel, 2239 m.) e di cui si può riconoscere la prosecuzione oltre la Pontebbana, nel Germula, e nella serie di rilievi M. Corona, M. Mädris. Il M. Gärtena (2195 m.) si erge invece isolato e così pure la creta di Àip (2282 m.) e non pare si colleghino orograficamente con alcuna delle serie ricordate.

Lo spartiacque principale, fra il bacino della Zeglia e quello della Fella, passa da una all'altra di queste dorsali ora avvicinandosi di più alla Zeglia, ora di più alla Fella o alla Pontebbana e presentando in complesso un decorso molto sinuoso e irregolare. Verso occidente, dall'Alpe Corona alla creta di Àip, esso sta a circa due terzi della distanza che corre fra i due corsi d'acqua laterali, avvicinandosi alla Fella; più a oriente invece si avvicina di molto alla Zeglia, sì che sul Plagna trovasi appena a un quarto della distanza, e così più oltre sino all'Osternig. Molto diversa ne risulta la configurazione dei due versanti, cui corrisponde anche un particolare andamento dei corsi d'acqua. Si osserva infatti che là dove lo spartiacque s'allontana da uno dei corsi d'acqua laterali (Pontebbana-Fella, Zeglia), assumono maggiore sviluppo le valli trasversali, mentre su quello opposto predominano le valli longitudinali e viceversa.

Il crinale raggiunge le massime elevazioni sul tronco occidentale della catena, ove parecchie cime superano i 2000 metri., come quelle

del M. Gärtena, M. Cavallo ecc. e della creta di Àip (2282 m., altezza massima), mentre su quello orientale solo il Poludni e l'Òsternig li raggiungono appena.

Anche dal lato morfologico si notano delle sensibili diversità fra la parte occidentale e quella orientale della catena. Sulla prima i rilievi sono in genere più aspri, spesso troncati tutt'intorno da pareti verticali e per solito i maggiori si ergono isolati staccandosi nettamente dal paesaggio ondulato che li circonda, al quale sembrano quasi estranei. Le valli sono piuttosto brevi e in ogni modo le maggiori scendono verso N, fatta eccezione del R. Bombaso. Sulla seconda invece prevalgono i dossi più o meno arrotondati che si susseguono in lunghe serie da E. a O. interrotti di continuo dalle valli trasversali che scendono verso mezzogiorno.

Riguardo alla configurazione delle valli, si osserva che quelle longitudinali sono proporzionalmente più ampie e meno aspre di quelle trasversali, e quest'ultime posseggono quasi sempre dei bacini assai vasti in proporzione al loro sviluppo. La parte più ristretta si trova sempre in vicinanza dello sbocco.

Le comunicazioni (selle) fra i due bacini principali sono molto numerose, abbastanza facili, e ve n'è di trasversali e di longitudinali. Le prime però sono le più depresse. Fra le valli secondarie, sono ancora frequenti quelle longitudinali in prossimità dei bacini di raccolta, assai più scarse e malagevoli più in basso.

Qualche parola occorrerà ancora aggiungere riguardo alla tettonica.

La Catena Carnica orientale (1) è formata da una serie di pieghe dirette ESE.-ONO, addossate le une sulle altre, più o meno complete e continue e disturbate da rotture e da brevi scorrimenti. Le pieghe raggiungono superficialmente il massimo sviluppo nella parte centrale della catena, mentre, specie verso occidente, la zona paleozoica si va rapidamente restringendo, in buona parte per effetto di sospingimenti che hanno portato molto a N. la coltre triassica.

Il versante settentrionale risulta costituito da stretti anticlinali di calcari filladici silurico-devonici, molto costipati e più lunghi presso il margine della catena, che non in prossimità del suo asse orografico, ove predominano invece gli ellissoidi. Una serie di questi corrisponde alla dorsale Òsternig - Poludni ed è formata principalmente da calcari silurico-devonici. Verso mezzogiorno fa seguito un'altra serie analoga e su per giù corrispondente alla serie di alture Gozman-Dosso Gais,

(1) Cfr. M. GORTANI, *Op. cit.*

mentre la sèrie successiva è composta da pieghe incomplete ancora di calcari silurico-devonici emergenti appena dalla coltre scistosa, trasgressiva del Carbonifero superiore. Altre pieghe frammentarie, addossate in parte alla serie meridionale di ellissoidi, seguono a S, finchè s'incontra la grande fascia calcareo-dolomitica infraraibliana, in cui sono presi dentro dei piccoli lembi di altri terreni del Trias e del Paleozoico, che costituisce una parte considerevole del versante meridionale della catena, ed è per lo più interrotta, sia verso N. quanto verso S, da faglie o pieghe-faglie.

Passando ora alla parte occidentale, la catena indipendente Malvueric-Cavallo-Germula corrisponde a un anticlinale calcareo devoniano che poi scompare sotto la coltre triassica sovraspinta verso N, mentre i due rilievi quasi isolati del M. Gàrtena e della Creta di Àip, galleggianti sugli scisti del carbonifero, rappresentano due residui della coltre di strati che in origine li ricopriva.

Se andiamo ad esaminare i rapporti fra tettonica e orografia, arriviamo su per giù alle stesse conclusioni cui siamo giunti nella regione prealpina. La tettonica ha avuto un'influenza passiva, ossia in quanto ha determinato la distribuzione delle varie zone litologiche. Anche qui infatti l'orografia è strettamente legata alla litologia e la maggiore diffusione delle rocce scistose ha conferito un tono diverso al paesaggio, assai meno aspro che nelle Prealpi. Sotto questo punto di vista assai importante è la coltre scistosa del Carbonifero che ricopre trasgressivamente le pieghe più antiche (paleocarniche) costituite da rocce calcareo-scistose del Siluriano e da calcari devoniani, assai più resistenti all'erosione. L'erosione, distruggendo la coltre, ha messo a nudo le parti più elevate delle pieghe sottostanti, le quali per essere costituite da rocce più difficilmente erodibili, sono rimaste in rilievo, dando origine alle dorsali prima descritte. Così si spiega la frequente coincidenza delle serie di rilievi con gli anticlinali e delle depressioni con i sinclinali. L'asperità della zona marginale del versante S. della catena, è dovuta alla falda dolomitica infraraibliana sovraspinta sui terreni del Paleozoico. In essa sono incisi i solchi trasversali stretti e profondi, mentre più a monte, dove affiorano gli scisti del Carbonifero, le valli si aprono rapidamente e fanno passaggio ad ampi bacini di raccolta. Qui i corsi d'acqua tendono ad orientarsi parallelamente alle pieghe scavando delle vallecole longitudinali, e si può aggiungere che il massimo svi-

luppo di queste si trova in corrispondenza della coltre scistosa carbonifera. Le insellature longitudinali corrispondono a zone più facilmente erodibili, quelle trasversali, che mettono in comunicazione il bacino della Fella con quello della Zeglia, alle depressioni che separano i singoli ellissoidi.

CONCLUSIONI.

Le conclusioni relative a ogni singola parte del bacino della Fella corrispondono abbastanza bene fra loro. Ne possiamo trarre perciò una conclusione unica affermando che il bacino della Fella deve la sua attuale configurazione soprattutto all'opera demolitrice degli agenti dell'erosione, in rapporto con la capacità di resistenza ad essi dei vari terreni che i moti tettonici hanno variamente distribuito. In altre parole dunque le forme che presenta il bacino della Fella non sono forme « di costruzione » ma sono invece forme « di distruzione », ed anche i rilievi, gli acrocori, le catene sono tali in quanto sono state scavate le valli che li hanno isolati (1).

Ci si può chiedere allora se non sia possibile ricostruire la regione nella forma in cui era quando s'è iniziato quel processo erosivo che l'ha ridotta alle condizioni attuali, rimettendo al posto ciò che l'erosione ha asportato, ossia colmando le cavità sino al livello delle zone di culminazione. Nessuna ragione v'è in contrario, se ci si limita però solo alle linee generali, poichè anche a prescindere dalle incertezze che comporta una tale ricostruzione immaginaria, rimangono sempre in campo delle forze d'origine tettonica che sfuggono a tale nostra ricostruzione e che possono benissimo avere agito sull'orografia complessiva deformandola più o meno fortemente.

Colmate pertanto le valli e in genere le depressioni che, come s'è visto sono d'origine erosiva, si ottiene una superficie a dolci ed amplissime ondulazioni, culminante in una grandiosa cupola collegante il gruppo del Canin con quello del Tricorno. Se ora vogliamo immaginare tale regione percorsa dai corsi d'acqua, ecco che arriviamo a delle altre conclusioni ancora.

(1) Questa affermazione non va presa tuttavia in modo assoluto, poichè il primo grande abbozzo della zona montuosa è sempre dovuto ai corrugamenti orogenici.

Le valli trasversali o anche solo i tronchi trasversali delle valli, si dispongono paralleli alle linee di massima pendenza della nostra *superficie iniziale*: sono dunque valli o resti di *valli conseguenti* e tali infatti appaiono, la Fella, l'Aupa, la Val Bruna, la Slizza. Le altre invece hanno un decorso che non ha alcuna relazione con la superficie iniziale mentre, come abbiamo visto, è strettamente legato alla natura litologica del suolo. Sono le *valli susseguenti* impostate dopo che le prime erano già formate, non solo, ma avevano raggiunto dei livelli facilmente erodibili. A questa categoria appartengono la Val di Resia, la Val di Dogna, la Val Pontebbana, la Val Canale. Carattere poco definito presenta la Val di Roccolana che pure potrebbe essere stata in origine una valle susseguente. Ecco dunque come possono venire inquadrati gli elementi orografici del bacino della Fella. Se ho parlato solo delle valli è come mi fossi riferito anche ai monti, poichè nei riguardi dell'origine, sappiamo ormai ch'essi esistono in quanto sono state scavate le valli e quindi anche l'inquadramento del resto dell'orografia rimane determinato dalle prime. Una sola cosa desidero ancora aggiungere, per mostrare che quella superficie che io stesso ho chiamato immaginaria non è forse tanto immaginaria quanto può apparire a primo aspetto.

Ho detto, colmiamo le valli; e colmando appunto le valli portiamo la superficie della regione intorno ai m. 2000 sul gruppo del Canin, verso i 1700-1800 sulla catena Carnica orientale e sulle Caravanche occidentali, verso i 1600 sulle Prealpi Giulie.

Ebbene se si esaminano con attenzione le forme attuali del suolo a tali altezze si trovano facilmente resti numerosi e talora abbastanza tipici di antiche superficie topografiche (superficie di degradazione) che si collegano molto bene fra loro. Ciò significa appunto che quella tale superficie immaginaria non è forse tanto... immaginaria.