

A. CHIANDUSSI, F. VAIA

INDIZI DI DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE  
NEL CANAL DEL FERRO (VAL FELLA - FRIULI)\*

*DEEP SLOPE GRAVITATIVE DEFORMATIONS  
IN THE "CANAL DEL FERRO" (FELLA RIVER VALLEY - FRIULI)*

**Riassunto breve** -Sulla base del risultato delle analisi eseguite nel tratto della valle del T. Fella denominato Canal del Ferro si deduce la presenza di stress residuali in atto cui consegue la progressiva deformazione delle masse rocciose che ne costituiscono i versanti, con vistose forme di macrosfoliazione che coinvolgono le opere antropiche ivi esistenti.

**Parole chiave:** Geomorfologia, Deformazioni gravitative, Prealpi Giulie.

**Abstract** - *The structural analysis on the rock masses outcropping in the Fella River Valley (Canal del Ferro) points out the active residual stresses, which are the most important cause of the deep deformation of the rock mass. The superficial consequences are the big collapsed structures, which involve the anthropized sides and bottom of the valley.*

**Key Words:** *Geomorphology, Gravitative deformation, Julian pre-Alps.*

## 1. Introduzione

Da tempo, sulla traccia dei lavori già numerosi esistenti in Italia, ci si sta occupando delle testimonianze delle deformazioni gravitative profonde di versante nella Regione Friuli-Venezia Giulia, finora affatto trascurate. Dopo i primi risultati positivi ottenuti nel tratto interessato dalla confluenza Fella-Tagliamento tra Gemona del Friuli e Stazione alla Carnia (JESSE & VAIA, 1997), i rilevamenti sono stati estesi a diversi tratti della Val Fella e di alcune valli prealpine, in cui sono ancora in corso, soprattutto là dove l'assetto strutturale e le morfologie conseguenti hanno attratto la nostra attenzione in quanto aree potenzialmente interessate dai fenomeni in discussione. Questa nota prende in considerazione i risultati delle indagini condotte sulla stretta valliva del corso del Fella denominata Canal del Ferro, interessata da centri ancora abitati e da cospicue e costose opere viarie di recente realizzazione.

\* Ricerca effettuata con fondi M.P.I. 60% (Geomorfologia ed evoluzione del Friuli-Venezia Giulia) - responsabile F. Vaia.

## 2. Caratteri geologici

### 2.1. Sequenza litostratigrafica locale

Il settore studiato, facente totalmente parte delle Alpi Giulie, è caratterizzato da formazioni litologiche che si possono ricondurre al Mesozoico, più precisamente alla sua parte inferiore, il Triassico, del quale sono presenti i piani che vanno dallo Scitico al Norico.

La serie triassica appare costituita, partendo da nord, dalla Formazione di Werfen, presente dall'imboccatura del Canale del Ferro presso Pontebba fino nei dintorni di Buric. Essa poggia sulla Formazione a Bellerophon (permiana), la quale comunque non è compresa nella zona di studio, ed è formata da una successione terrigeno-calcareo (calcareniti fini), con litotipi di colore variabile dal grigio al giallo ocra, intervallata da sedimenti più fini (siltiti) di colore rosso o verde. Lo spessore degli strati varia da pochi centimetri fino ad alcuni decimetri. Lungo il Rio Buric, a quota 715 m, si è potuta accertare la presenza di alcune lenti gessose di spessore dell'ordine dei decimetri, accompagnate da uno straterello decimetrico di travertino. Lo spessore della formazione si aggira sui 500 m.

Sopra alla Formazione di Werfen e attribuibile all'Anisico inferiore è presente la Formazione di Lusnizza, affiorante da Buric fino all'omonima segheria. Essa si differenzia in due unità sovrapposte nell'ordine seguente: la prima è caratterizzata da calcari di colore grigio oppure nerastro, venati da calcite, con stratificazione avente spessori dell'ordine di alcuni decimetri; la seconda da strati dolomitici grigi con spessori da 10-50 centimetri. Lo spessore totale della formazione si aggira sui 250 m. Al tetto della Formazione di Lusnizza il contatto avviene con la prima unità della serie triassica derivante da una piattaforma carbonatica, la Formazione del Serla, attribuita all'Anisico. Si deve però ricordare che quest'ultima è suddivisa in due sottunità indicate come "superiore" ed "inferiore", le quali si differenziano per la stratificazione, presente e facilmente visibile nella seconda mentre nella prima è per lo più indistinta, e per il colore, scuro tendente al nero per l'"inferiore" e al grigio per la "superiore". Importante è poi ricordare che nella formazione dell'Anisico inferiore sono spesso presenti intercalazioni di materiale argilloso. Lo spessore totale è dell'ordine dei 300 m. All'altezza del ponte sopracitato è però presente un'ulteriore unità litostratigrafica, la Formazione di Ugovizza, contraddistinta da grosse bancate di conglomerati poligenici, formati da elementi sia spigolosi che arrotondati soprattutto di materiale calcareo. La matrice è abbondante e lo spessore è di poche decine di metri. Essa è attribuibile all'Anisico e si intercala alla Formazione del Serla, con cui è cartografata.

Continuando a risalire la serie triassica, troviamo una formazione attribuibile all'Anisico superiore e alla parte inferiore del Ladinico, le Torbiditi d'Aupa. Essa si presenta con caratteristiche flyschoidi, essendo formata da un'alternanza di livelli siltitico-

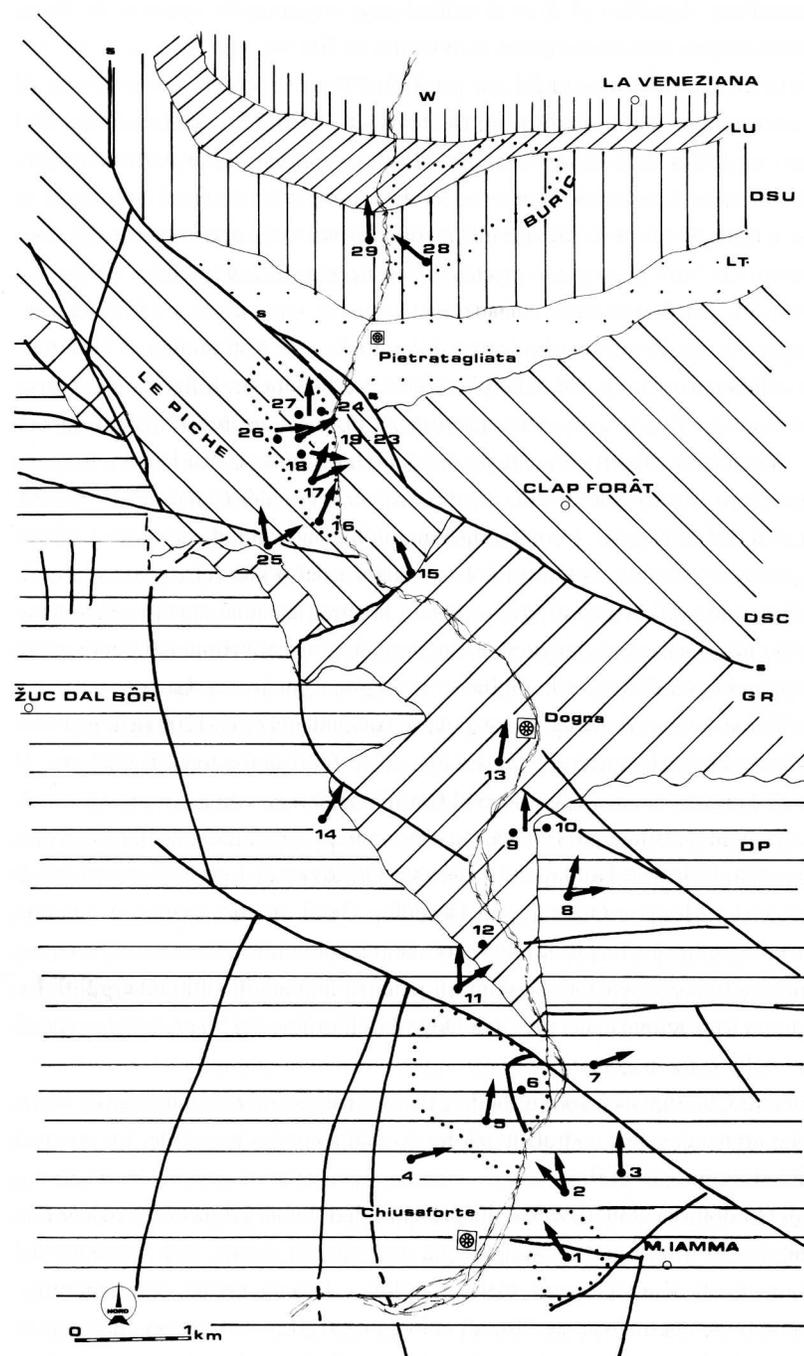


Fig. 1 - Schema geologico con l'ubicazione delle stazioni dell'analisi strutturale e dei fenomeni di D.G.P.V. (circonscritti da linea punteggiata). Le frecce indicano la direzione locale dello stress. DP=Dolomia Principale; GR=Gruppo di Raibi; DSC=Dolomia dello Schlem; LT=Formazione di Livinallongo e Torbiditi d'Aupa; DSU=Dolomia del Serla e intercalata Breccia di Ugovizza; LU=Formazione di Lusnizza; W=Formazione di Werfen; i lineamenti più marcati sono le tracce dei principali piani tettonici (s=sovrascorrimento).

- Geological sketch on which appear the structural analysis points and the D.S.G.D. areas (in the dotted boundaries). The big lines are the main faults (s=overthrust).

argillosi di colore tendente al giallo e di strati di calcari grigi o scuri dello spessore di alcuni decimetri. La potenza totale della formazione si avvicina ai 300 m.

Superiormente alla sopracitata unità, è possibile riconoscere la Formazione di Livinallongo, gli affioramenti della quale sono evidenti sul versante meridionale del Rio Gelovitz. Essi sono costituiti da bancate calcaree che possono essere in parte marnose, caratterizzate da fratturazione concoide appena accennata, con strati di alcuni centimetri di materiale argilloso, a tratti di colore verde. Le ultime due formazioni sono state cartografate assieme, dal momento che non presentano grandi differenziazioni litologiche.

La Formazione di Livinallongo viene considerata termine di separazione tra le unità inferiori di origine terrigena da quelle superiori calcareo-dolomitiche, che testimoniano l'instaurarsi di condizioni di sedimentazione tipiche delle piattaforme carbonatiche. Infatti la successiva formazione ne è un esempio tipico; essa viene denominata Formazione dello Schlern oppure Dolomia cassiana. Tale unità, i cui affioramenti si estendono lungo tutta la Val Dogna, formando i principali contrafforti rocciosi della zona medio-settentrionale del Canal del Ferro (M. Falcons, M. Clap Forât, Jôf di Dogna), è contraddistinta, litologicamente, da dolomie e calcari compatti fessurati, come è possibile notare in corrispondenza del ponte ferroviario a sud di Pietratagliata; il colore varia dal bianco al grigio mentre la stratificazione appare solitamente indistinta. Fratture di ordine superiore (lunghezza superiore ai 20 m) appaiono nel punto citato in precedenza con riempimenti di materiale sabbioso di origine cataclastica. La potenza totale della formazione nell'area studiata decresce da est a ovest, passando da circa 1200 m nella bassa Val Dogna a qualche centinaio di metri in Val d'Aupa, al di fuori della zona di indagine. Il termine successivo della serie triassica appartiene al Carnico ed è nota come Gruppo di Raibl. Esso è costituita da più unità, distinte informalmente, denominate, a partire da quella a contatto con la Dolomia cassiana: Calcari e Dolomie di Loveana; Orizzonte di Lunze; Formazione di Chiampées; Orizzonte del Mestri e Orizzonte di Dordolla; Gessi, marne, argilliti e dolomie cariate; Formazione del Monticello. La prima unità è formata da dolomie e calcari a stratificazione decimetrica e di colore grigiastro, separati da giunti di potenza limitata di siltiti ed argilliti. Lo spessore totale di questa formazione è, nei pressi di Dogna, dell'ordine dei 50 m. L'Orizzonte di Lunze non compare nella zona in esame.

La Formazione di Chiampées è costituita da calcari e calcari marnosi alternati a livelli argillosi, siltitici e arenacei scuri, a stratificazione decisamente distinguibile. La potenza della suddetta unità si aggira sui 200 m.

L'Orizzonte di Dordolla è caratterizzato dalla presenza di dolomie grigiastre massicce con spessore nell'ordine dei 50 m. Su di esso si appoggia, nell'area in esame, la formazione del Monticello, dal momento che l'unità a gessi, marne, argilliti e dolomie cariate non è presente. Essa è costituita da dolomie alternate da argilliti, di colore grigio ed in alcune zone nocciola le prime, nerastre le seconde. Lo spessore degli strati argillosi va diminuendo nella parte iniziale e

finale dell'unità, come a Dogna e a Cadramazzo. Interessanti le manifestazioni deformative presenti in questa formazione tra Costamolino e Plagnis, dove uno sbancamento ha portato alla luce pieghe locali a chevron. Nella parte sud-occidentale dell'area studiata è presente la Dolomia Principale, responsabile dei contrafforti rocciosi più elevati, costituita da dolomie massicce a stratificazione indistinta e da calcari dolomitici in strati di spessore variante da alcuni decimetri al metro, con colore variabile dal grigio al bianco al rosa. L'età è norica.

Non vengono qui descritti i diversi tipi di copertura quaternaria, che esulano dalle considerazioni oggetto di questa nota.

## 2.2. Aspetti tettonici

Le strutture geologiche rilevabili all'interno del territorio studiato sono state ereditate da episodi geodinamici che hanno preso ad interessare la placca litosferica sulla quale ci troviamo a partire dal Mesozoico e che ancor oggi sono estremamente attivi. La zona è caratterizzata da un'estesa monoclinale, all'interno della quale le giaciture della stratificazione tendono a ruotare, partendo da nord, di alcuni gradi in senso antiorario; l'immersione varia da sudest a sud. In accordo con quest'ultimo dato è l'affioramento delle formazioni più antiche nella parte settentrionale dell'area rilevata. Nella parte sud-occidentale, invece, la stratificazione tende all'orizzontalità, formando una blanda flessura con immersione a sudest all'interno della Formazione della Dolomia Principale.

La zona studiata fa parte, da un punto di vista strutturale, del Sistema Tilaentino, limitato verso nord dalla linea Fella-Sava e a meridione dalle strutture dell'Alta Pianura friulana; in esso gli elementi strutturali sono per lo più orientati est-ovest, con carattere di faglie inverse a basso angolo immerse verso nord oppure di faglie subverticali. In questo contesto si inseriscono due linee immerse invece a sud: la linea Fella-Sava, che delimita a nord l'area studiata ed è considerata un retroscorrimento dovuto a spinte verso nord di età probabilmente oligo-pliocenica, alla quale si possono attribuire i massimi raccorciamenti della Catena Sudalpina che in quest'area raggiungono i 2/3 dell'ampiezza iniziale, e la linea della Val Resia, la quale però non rientra nella zona indagata, con piano di scorrimento di 30°-35° di pendenza.

La struttura più importante nell'area rilevata è un sovrascorrimento, con direzione E-W e immersione a N (linea di Dogna), che porta la Dolomia dello Schlern a contatto con il Gruppo di Raibl, disponendosi secondo NW-SE a ovest di Dogna. Le strutture a carattere locale presenti nel medio corso della Val Fella, comprendono faglie per lo più dirette, con alto angolo di inclinazione e direzioni variabili, raggruppabili in tre principali famiglie di direzione azimutale 230°, 295° e 350°: in alcuni casi è stato possibile rilevare strie di trascinarsi con pitch variante dai 10° ai 20° che testimoniano movimenti trascorrenti destrorsi. Però è importante ricordare anche l'effetto della gravità sulle masse rocciose presenti, che consente alle stesse di deformarsi in profondità e di rototraslare. In questo contesto le faglie che si presentano solita-

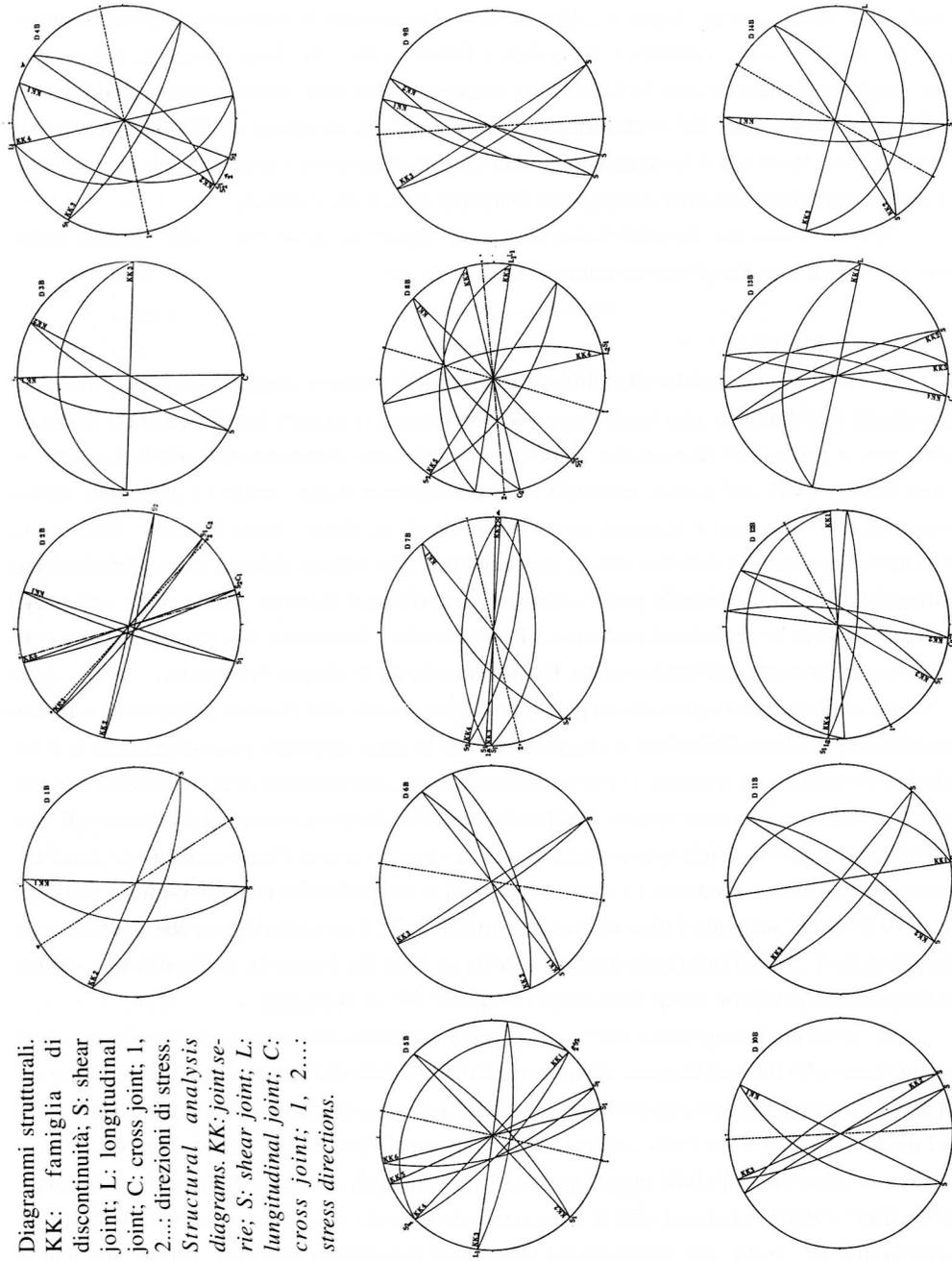
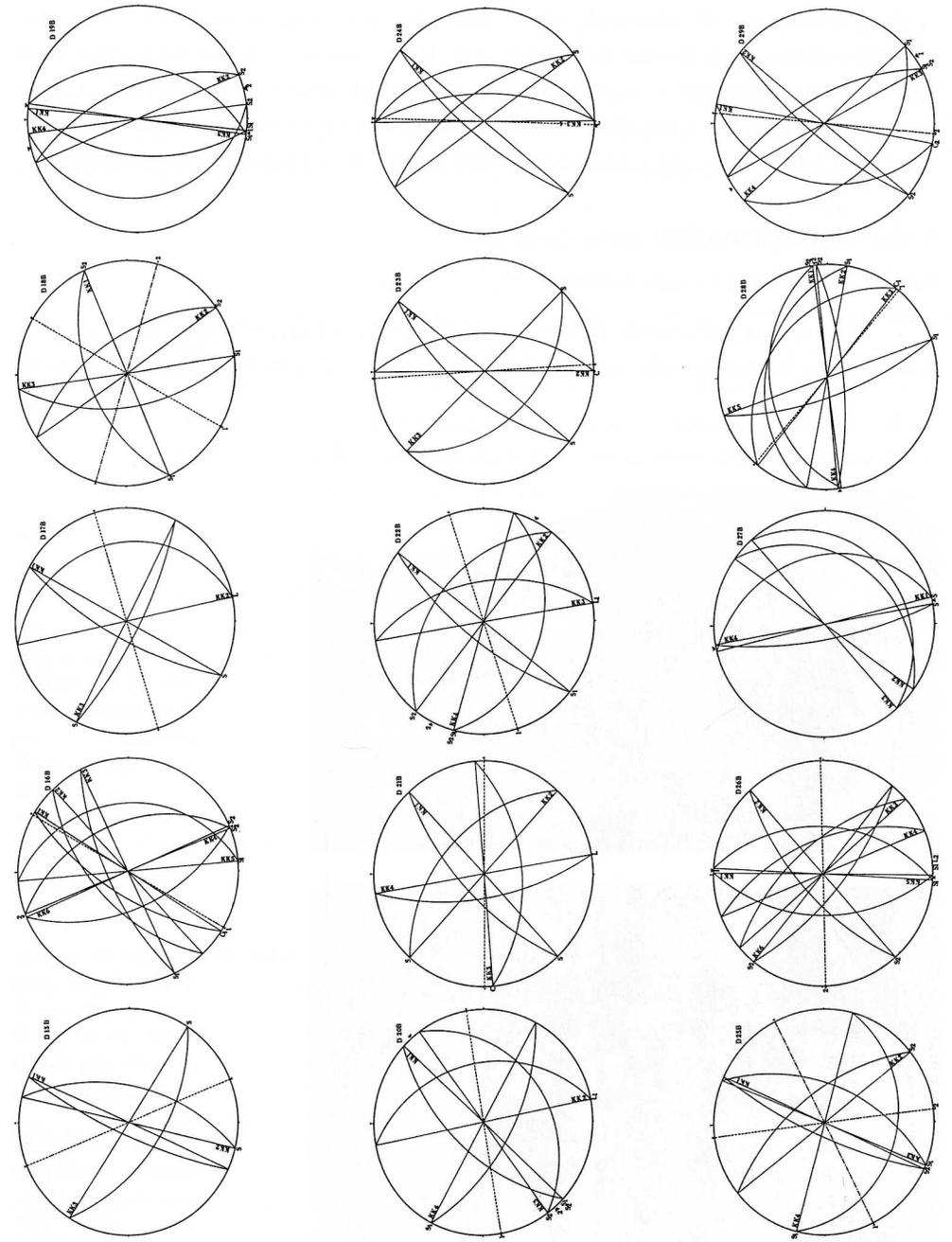


Fig. 2 - Diagrammi strutturali. KK: famiglia di discontinuità; S: shear joint; L: longitudinal joint; C: cross joint; 1, 2....: direzioni di stress. - *Structural analysis diagrams. KK: joint serie; S: shear joint; L: longitudinal joint; C: cross joint; 1, 2....: stress directions.*



mente perpendicolari al versante diventano piani che suddividono la massa rocciosa in più comparti i cui movimenti possono determinare strie e fenomeni di trascorrenza, non più imputabili a spinte geodinamiche (se non quale causa originaria degli attuali collassi gravitativi). È da sottolineare il fatto che i fenomeni descritti sono presenti quasi esclusivamente alla destra idrografica del F. Fella, come è possibile accertare anche con lo studio aerofotogrammetrico.

### 3. Dinamica evolutiva delle masse rocciose

#### 3.1. Elementi tettonici e dati statistici

Sulla traccia della teoria di SANDER (1930, 1950), utilizzando la rappresentazione dello schema strutturale su proiezione stereografica, si è adottato lo schema proposto da

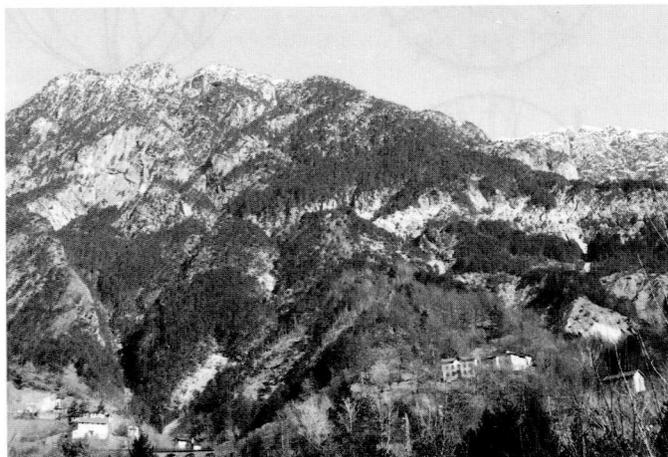


Fig. 3 - Intensa tettonizzazione, con riattivazione, lungo la "linea di Dogna".  
- *High stress fault pattern, reactivated, along the "Dogna fault".*



Fig. 4 - Fratture da gravità nella Dolomia dello Schlern a Ponte di Muro. Evidente il perfetto angolo di 60° tra le coppie di fratture.  
- *Gravity joints in the Schlern Dolomite, near Ponte di Muro. The precise 60° angle appears between each joint pair.*

BADGLEY (1959) che individua tre tipi di discontinuità prodotte dalla stessa spinta geodinamica. Due serie, accoppiate, giacciono secondo una direzione che varia rispetto a quella dello stress di circa 30°-35° (fino a 45° nel caso di sensibile disomogeneità della massa rocciosa), cosicché lo stress stesso diviene asse di simmetria per queste fratture che assumono il ruolo di shear joints. Un secondo tipo di discontinuità (cross joint) ha direzione coincidente con la spinta geodinamica generatrice. L'ultimo tipo è una discontinuità con direzione perpendicolare alla direzione dello stress ed è definita longitudinal joint.

Si ricorda che sulla parte superficiale della crosta terrestre lo stress si distribuisce secondo una terna di assi cartesiani, che descrivono le direzioni di spinta massima, media e minima; nello schema di fratturazione sopraccitato, si intende per stress la spinta massima che una massa rocciosa riceve e che le shear joints, ad esempio, siano a 35° dalla direzione dell'asse cartesiano descrivente la suddetta spinta. Per quanto riguarda gli assi cartesiani rimanenti, i quali descrivono le spinta media e la minore, sono rispettivamente posti nell'intersezione delle due fratture di taglio e perpendicolarmente al piano formato dalla spinta maggiore e media.

#### 3.2. Individuazione del modello cinematico

La zona è stata suddivisa in più settori "omogenei" in funzione della litologia, della fratturazione, della franosità e della pendenza del versante.

Sono stati costruiti 29 diagrammi strutturali statisticamente distribuiti in maniera da possedere un'immagine completa dei versanti prospicienti il F. Fella.

Partendo dalla premessa che le masse rocciose presenti nell'area in esame si siano comportate in maniera difforme a seconda della loro composizione litologica e della loro posizione e che abbiano risentito delle spinte geodinamiche non in maniera omogenea, si possono interpretare i dati ottenuti dall'analisi degli elementi tettonici considerati per ottenere un quadro complessivo attendibile della situazione attuale.

Si ricorda che vari autori nel comparto carnico-giulio delle Alpi meridionali riconoscono vari tipi di strutture deformative connesse con l'orogenesi alpina. Le compressioni attive in quest'area si possono riferire a tre periodi di tempo successivi, partendo dalla fine del Mesozoico per arrivare al giorno d'oggi.

La prima fase compressiva, SW-NE, che ha determinato la formazione di strutture NW-SE dette anche dinariche, è attribuibile al periodo compreso tra il Cretacico superiore ed il Paleogene medio-superiore; la seconda fase, di direzione N-S, che ha determinato la maggior parte dei sovrascorrimenti presenti nel Sistema Tiventino, può essere attribuita ad un periodo compreso tra il Paleogene superiore ed il Pliocene inferiore; la terza e conclusiva fase, quella con direzione SE-NW, che può essere attribuita ad un periodo che inizia nel Pliocene superiore e giunge all'Attuale, determina invece una riattivazione per trascor-

rente destra delle faglie e dei sovrascorrimenti presenti sia nella zona slovena ed orientale friulana sia nel comparto centrale friulano-carnico.

Analizzando i risultati dell'analisi strutturale, si possono riconoscere tutte le fasi di spinta suddette, anche se diversamente distribuite all'interno dell'area.

Partendo da sud, in sinistra idrografica del F. Fella si riconoscono direzioni di spinta comprese tra NW-SE e NNW-SSE che sono in accordo con l'ultima fase di spinta alpina. Queste direzioni si sono riscontrate solamente in questa zona iniziale del Canal del Ferro, mentre già in corrispondenza della terza stazione di misura la direzione si è attestata su valori N-S, gli unici presenti nella quasi totalità dell'area.

Sempre in corrispondenza della stretta di Chiusaforte, ma questa volta in destra idrografica, si ottengono valori per le spinte inizialmente WSW-ENE, che poi divengono per le due stazioni successive N-S. In questo versante la differenza di direzione tra le varie zone di misura può essere ricondotta ad un fattore locale, come sarà evidenziato nel capitolo riguardante le deformazioni gravitative profonde di versante, anche perchè in due di queste ultime tre stazioni è stato rilevato un sistema dovuto ad una spinta subverticale.

Passando al versante alla sinistra idrografica dell'asta fluviale principale, tra Cadramazzo e Dogna, troviamo la settima stazione, che presenta un sistema deformativo dovuto a spinte WSW-ENE, che si ripresentano alla stazione successiva assieme ad una spinta N-S. Anche alla settima stazione agisce la gravità, spiegabile anche in questo caso come fenomeno locale.

Le due ultime stazioni di questo versante presentano entrambe direzioni di spinta N-S così come la stazione 13 sul versante opposto. La particolarità di queste tre zone sta nel fatto che non risentono delle spinte SW-NE, che sono presenti nei punti più a meridione, che invece, poiché cronologicamente precedenti alle spinte N-S, avrebbero dovuto avere un ruolo molto più importante. Essendo presenti scisti argillosi intercalati a straterelli di calcari marnosi, la risposta del materiale alle sollecitazioni deformative iniziali (le spinte che hanno originato le strutture a direzione dinarica) deve essere stata di tipo plastico senza il raggiungimento del limite di rottura o quantomeno realizzando una rottura limitata ai calcari marnosi, che a causa della forma concoide della frattura stessa rendono difficile l'interpretazione. La stazione 14, sempre nella Formazione di Raibl, ma in una litologia calcarea massiccia (Orizzonte di Dordolla), presenta invece una direzione di spinta attorno a SW-NE, che indica come all'interno della formazione stessa le direzioni siano variabili. Più il materiale si presenta compatto, più risente delle spinte geodinamiche portandosi a rottura. Probabilmente le fratture del sistema determinato dalle spinte N-S si sono impostate quando la Formazione del Monticello non ha potuto più deformarsi plasticamente e ciò sarebbe successo in corrispondenza dell'attivazione delle spinte stesse. Testimonianza della forte piegatura subita dalla Formazione di Monticello è visibile sulla costruenda strada forestale che da Plagnis porta a Costamolino.

Per quanto riguarda poi la stazione 15, la direzione di spinta che essa rivela è SE-NW, cioè

l'ultima fase di spinta alpina. Essendo questa stazione ubicata all'interno della Formazione della Dolomia dello Schlern e trovandosi poco distante dal contatto tra quest'ultima e la Formazione di Raibl, è possibile che la deformazione attualmente in atto si scarichi sul materiale massiccio dolomitico piuttosto che sul materiale plastico, determinando anche la presenza di una giustificata trascorrenza destra per la linea di Dogna, che passa alcune centinaia di metri più in alto sul versante, facilitata dall'essere a contatto con la Formazione di Raibl.

In destra idrografica, da Saletto a Pietratagliata, la direzione di spinta si attesta dall'inizio della stretta fino alla parte media su orientazioni WSW-ENE, già presenti in corrispondenza delle stazioni all'interno della Formazione della Dolomia Principale, che poi diventano di direzione N-S. In questo tratto sono molte le stazioni che presentano sistemi di deformazione originati da sforzi verticali, che saranno analizzati nel capitolo relativo alle D.G.P.V.

Le ultime due stazioni sono state ubicate in corrispondenza del fronte della frana di Pietratagliata, studiata da LARGAIOLLI (1984), ed in una zona più a settentrione al di fuori dell'area deformata. Il risultato dell'analisi dei sistemi rilevati ha indicato l'esistenza, nel punto non interessato dal movimento franoso, di una spinta N-S e di una spinta subverticale; questi sistemi di deformazione sono apparsi anche nella zona instabile, ma con orientazioni varianti di circa 50° in senso antiorario. Ciò dimostra il movimento imponente della frana antecedentemente alla sua stabilizzazione. Come detto per le stazioni precedenti, anche in questo caso le deduzioni sulle spinte gravitative saranno espone nel capitolo specifico.

Le considerazioni finali riguardo gli stress a cui sono state sottoposte le masse rocciose della area studiate possono iniziare con la suddivisione dell'area in due parti. La divisione viene determinata dal T. Fella, in quanto sulla destra idrografica le deformazioni presenti sono state provocate da spinte SW-NE e N-S, mentre sulla sinistra esistono due zone nelle quali si risentono spinte dinariche, le più recenti: una a Raccolana ed una a Prerit di Sopra, mentre nella restante parte le spinte sono N-S. Parte importante deve inoltre avere il Gruppo di Raibl sullo scarico delle spinte sulle formazioni con cui è a contatto per confine stratigrafico oppure tettonico.

Come è emerso dall'indagine aerofotogrammetrica ed è stato confermato dal rilevamento di campagna, nell'area considerata la presenza di forme lineari interpretabili come indizi di tettonica recente è evidente sulla destra idrografica del F. Fella molto più che sulla sinistra; quindi si è preferito concentrare l'analisi sulla prima zona, non tralasciando comunque il versante opposto per una comparazione dei dati ottenuti. Il tutto in funzione di una conferma dell'attuale dinamicità di questo territorio e del fatto che esso sia tuttora sottoposto a precise sollecitazioni ed agli effetti delle conseguenti reazioni delle masse rocciose.

Partendo dalla parte più occidentale della zona, si rileva la presenza di una serie di selle allineate circa N-S, che iniziano all'altezza del Zuc del Bôr e terminano in corrispondenza della Sella di Slenza; in alcuni casi si presentano più allineamenti paralleli a distanze non molto elevate (circa 100 metri). Interessante è notare che le culminazioni a oriente delle

selle sono sempre meno elevate di quelle ad occidente pur essendo in moltissimi casi contraddistinte dalla stessa litologia e separate da poche decine di metri, e che i piani che contraddistinguono le pareti rocciose immergono anch'essi ad oriente con inclinazioni subverticali. Se ne può dedurre la presenza di una serie di faglie dirette e quindi uno scivolamento verso oriente della zona compresa tra il M. Zuc del Bôr e il M. Slenza, suddivisa in prismi. La produzione detritica intensa, testimoniata dai conoidi alluvionali non stabilizzati e dalle numerose falde di detrito presenti in corrispondenza della vallecchia formata dal Rio Ponte di Muro, suggerisce un'attività che non può essere spiegata solo come normale evoluzione di versante.

Analoghe considerazioni comporta la presenza di allineamenti di selle in sinistra idrografica del F. Fella tra la Val Raccolana e la Val Dogna; qui tuttavia, pur essendone interessata la medesima litologia, la produzione di detrito è quasi assente. Significativa in tal senso è anche l'area a meridione del M. Zuc del Bôr, delimitata dal Rio Molino e dal F. Fella. Essa si presenta come una zona a gradoni degradanti verso Chiusaforte, suddivisa in più prismi da rii ad andamento perpendicolare rispetto alla valle del collettore, quindi in direzione circa N-S, che formano piccole valli a versanti asimmetrici; quello a oriente si propone con una pendenza inferiore a quella del versante occidentale. Anche in questo caso le culminazioni diminuiscono la loro altezza procedendo verso oriente a partire dal M. Plananizza fino alla valle del F. Fella. Testimone importante è il gomito molto evidente nella valle del Rio Molino all'altezza della forcetta Patok.

Considerando ora la parte prospiciente al F. Fella, due zone sono definite da morfologia del versante che denota la tendenza al movimento, che qui non ha motivi evidenti di essere, in quanto esse fanno parte di formazioni massicce quali la Dolomia Principale e la Dolomia dello Schlern, prive di piani di strato che possano facilitare il movimento stesso. Le aree sono rispettivamente poste all'entrata del Canal del Ferro presso Chiusaforte, e in località Ponte di Muro, entrambe in destra idrografica. La morfologia del versante è caratterizzata da una parte superiore con inclinazione maggiore rispetto a quella inferiore pur essendo presente la medesima litologia. In entrambi i casi in prossimità della rottura di pendenza si rileva una frattura beante di parecchi centimetri, visibile anche dalle foto aeree.

Per quanto riguarda le aree franose, ne esistono molte caratterizzate da allineamenti di nicchie di distacco sia di recente che antica formazione, specialmente in corrispondenza dei versanti delle vallecchie laterali; si suppone l'esistenza di faglie su cui si impostano i rii che determinano le incisioni stesse. I depositi incoerenti, sotto forma di alluvioni, falde di detrito e depositi glaciali, non evidenziano indizi di tettonica recente, probabilmente perchè la produzione di materiale ne elide la traccia superficiale oppure perchè il loro stato incoerente fa sì che le deformazioni vengano assorbite senza testimonianza permanente.

Sono poi da rimarcare due esempi di valli sospese in sinistra idrografica del F. Fella alla confluenza con il Rio Patoc e con il Rio Cadramazzo, dove entrambi formano presente

una cascata di una quindicina di metri di altezza, che potrebbe dimostrare il sensibile sollevamento dell'area studiata e soprattutto il continuo riattivarsi del disturbo. Un ulteriore indizio di sollevamento è presente allo sbocco del Rio Molino con il F. Fella, esattamente sul versante opposto rispetto alla cascata del Rio Patoc: il conoide è interessato da terrazzi di un paio di metri di altezza.

#### 4. Deformazioni gravitative profonde di versante

##### 4.1. Caratteri generali

Ci si riallaccia a quanto detto sopra per un approfondimento di parte delle informazioni già considerate e una lettura critica delle rimanenti, definendo in tal modo un disegno omoge-



Fig. 5 - D.G.P.V. sul versante occidentale del M. Iamma.  
- D.S.G.D. on the west side of M. Iamma.



Fig. 6 - D.G.P.V. in località Buric: sezione naturale N-S. Evidente la piega da carico nella massa collassata.  
- D.S.G.D. by Buric: a load fold clearly appears along the N-S natural section, in the collapsed rock mass.

neo e logico per la determinazione delle interdipendenze tra fenomeni tettonici e fenomeni gravitativi. Questi rivelano una tendenza alla prosecuzione delle sollecitazioni interne indotte dai fatti tardo-orogenetici e, nella fattispecie, una tendenza al sollevamento dell'area in cui sono presenti, a prescindere dalla sismicità dell'area, comunque elemento favorevole; l'aumento dell'energia del rilievo può essere considerata una delle cause della predisposizione allo scivolamento. L'energia di rilievo, definita come il dislivello esistente tra i contrafforti rocciosi e il fondovalle, determina infatti la ridistribuzione delle tensioni all'interno delle masse rocciose, che chiaramente aumentano all'aumentare del dislivello e quindi si possono considerare direttamente collegate ai fenomeni di dinamica crostale esistenti oggi oppure esistiti in passato. La stessa acclività del versante può essere un indizio di una deformazione gravitativa; MORTARA & SORZANA (1987) hanno infatti individuato range di pendenze sfavorevoli allo sviluppo delle deformazioni gravitative profonde e altri favorevoli: i valori compresi tra  $14^\circ$  e  $45^\circ$  solitamente favoriscono le manifestazioni del tipo considerato. Angolazioni superiori invece innescano fenomeni gravitativi più rapidi, cioè frane per crollo, anche se tutto ciò è solo la conseguenza superficiale delle sollecitazioni interne. Si deve aggiungere che una massa rigida e resistente consentirà un'altezza del rilievo superiore rispetto ad una formazione meno compatta; tuttavia se in tal caso può sembrare facilitata una deformazione profonda bisogna però considerare che tali masse sono più resistenti alla rottura e quindi alla formazione di superfici di potenziale movimento. Alcuni autori perciò propendono per considerare più adatte a ospitare deformazioni profonde le masse rocciose interessate da stratificazione e litologicamente formate da alternanze di livelli rigidi e livelli plastici (nel caso di questo studio tali caratteristiche sono rilevabili nella formazione di Raibl).

Il problema di questa ipotesi sta nel fatto che si considerano deformazioni non superficiali, bensì profonde ed è noto che maggiore è la profondità maggiore è la tendenza della pressione a disporsi secondo una distribuzione sferica e quindi a diminuire la possibilità di deformazione di tipo fragile. Indi sia le litologie rigide che quelle fragili possono essere sede di scollamenti gravitativi, probabilmente con formazione di superfici di scivolamento complesse che sarebbero inoltre responsabili, secondo alcuni autori, del rigonfiamento nella parte intermedia della zona in deformazione. Osserviamo infine che anche il clima può essere considerato tra gli agenti predisponenti, anche se non è certamente il più importante per la dinamica delle deformazioni gravitative profonde di versante.

È chiaro tuttavia che lo schema si sviluppa sostanzialmente su quello definito dalle deformazioni tettoniche preesistenti, che determinano zone di debolezza, sfruttate come gradi di libertà dalla deformazione profonda, e che nelle vallate alpine un ulteriore grado è fornito dall'esistenza di versanti acclivi e sollecitati dall'azione compressiva delle masse glaciali.

Le superfici sulle quali si delineano i suddetti movimenti possono essere dunque sia preesistenti sia causate o rielaborate dal ghiacciaio stesso; in questo secondo caso esse si

presentano sub parallele al piano geometrico del versante. Il fenomeno glaciale è quindi considerato un fattore predisponente importante per le deformazioni profonde di versante, che sono più frequenti in corrispondenza o più a valle di confluenze glaciali.

Dall'analisi delle foto aeree e dalla successiva ricognizione sul terreno, si sono potute riconoscere quattro zone nelle quali la morfologia si poteva ricondurre a quella delle deformazioni profonde di versante. Esse sono localizzate, partendo da sud: allo sbocco della Val Raccolana, sopra l'abitato omonimo; nella stretta di Chiusaforte in destra idrografica del F. Fella; in prossimità della forra presso Ponte di Muro, sempre in destra idrografica; presso l'abitato di Buric, nelle vicinanze di Pontebba, in sinistra idrografica.

Esse si presentano con caratteristiche difformi, dovute sia ai differenti stadi di maturità che alle litologie che compongono la massa in deformazione, senza trascurare poi l'assetto tettonico che contraddistingue le varie zone.

Nella prima area la presenza di una parete subverticale a separare la stessa successione litologica può già fornire l'idea di un abbassamento della parte esterna del versante. Esso appare concavo superiormente, tendendo poi a presentare una rottura di pendenza nella parte intermedia. La stratificazione è a reggipoggio. Nella parte superiore compaiono accenni di frana nel regolite (che ha uno spessore debole) soprattutto nella sua parte superficiale, con asporto della copertura vegetale. La zona è interessata da una serie di faglie perpendicolari al versante che appaiono beanti e che suggeriscono lo smembramento del versante stesso in più blocchi. La possibilità che il versante sia collassato è da riferirsi ad una zona di debolezza meccanica a valle, in corrispondenza della faglia nord-sud su cui è impostato il F. Fella. La mancanza di un blocco resistente ha facilitato l'evolversi del fenomeno, che è da mettersi in relazione anche con le spinte a cui l'area è stata sottoposta recentemente. Inoltre l'area faceva parte della confluenza tra il ghiacciaio della Raccolana e quello proveniente dalla Val Fella, per cui non si può escludere che il processo sia stato favorito da questo fattore.

Il versante ha una pendenza media di  $37^\circ$ , valore che è tra quelli previsti per l'instaurarsi di una deformazione profonda di versante. Per quanto riguarda il meccanismo di movimento del versante, sembra essere del tipo lateral spread, considerando sia la presenza di litologie rigide (la Formazione della Dolomia Principale), che quindi tendono a suddividersi in blocchi, sia la tendenza manifestata, soprattutto analizzando con attenzione le fratture beanti, a espandersi oltre che nella direzione di massima pendenza anche verso SSE. Un indizio interessante sul movimento del versante ci viene fornito dall'analisi dei diagrammi D 1 e D 2. Le direzioni riferite ai due diagrammi, cioè  $328^\circ$  e  $312^\circ$ , indicano differenza di  $16^\circ$  tra le due posizioni. Poiché i due punti distano tra di loro meno di 400 metri e il primo è all'interno dell'area in deformazione, l'angolo di  $16^\circ$  è interpretabile come effetto di un movimento roto-traslatorio in senso orario subito dalla massa rocciosa compresa tra il punto 1 ed il punto 2, considerando il punto 2 in zona di stabilità. Un'ulteriore analisi delle

fratture svolta un centinaio di metri oltre il punto 2 e non trattata in questo elaborato, ha fornito il medesimo risultato del punto 2, dando così più forza all'affermazione fatta.

La fase evolutiva di questa deformazione si può definire intermedia, considerando sia la presenza di una morfologia abbastanza evidente sia l'esistenza, lateralmente, di una zona in cui compaiono frane di crollo, carattere peculiare di questa fase.

Considerando la fascia in destra idrografica del F. Fella, che contiene le due zone successive, l'interpretazione potrebbe indirizzarsi su di una evoluzione e deformazione dell'area strettamente dipendente, per quanto riguarda le masse rocciose più prossime al meridiano passante per il M. Zuc del Bôr e disposte ad oriente di esso, dai caratteri tettonici esistenti. Le due linee tettoniche nord-sud subverticali molto evidenti, l'una passante in prossimità della base dei contrafforti rocciosi più elevati e l'altra coincidente con il solco del F. Fella, hanno determinato zone di minore resistenza meccanica, che a causa dell'elevata energia del rilievo si è manifestata sotto forma di movimenti gravitativi. Da questo punto di vista è decisamente più importante la concentrazione delle tensioni che si sviluppano a causa dell'incisione del Canal del Ferro piuttosto che la faglia diretta che ne interessa i versanti. Quest'ultima potrebbe anche solo testimoniare lo scivolamento avvenuto ed essere quindi l'effetto e non la causa del fenomeno. Secondo quest'ottica si possono quindi considerare le due zone rilevate in questa parte dell'area di studio.

La prima, posta sul versante orientale dello Jôf di Chiusaforte, è la parte finale di un sistema di blocchi rototraslati, a partire dal meridiano passante per il M. Zuc del Bor. La zona è delimitata verso nord dal Rio Molino, nel quale compaiono evidenti indizi di neotettonica. Evidente è inoltre la contropendenza in corrispondenza del piano che suddivide il versante che dá sul Rio Molino da quello che si rivolge verso il F. Fella. Contropendenza che si ripresenta qualche centinaio di metri più a monte, dando l'idea di un sistema di scivolamento a blocchi. La litologia interessata è ancora quella della Dolomia Principale, quindi con comportamento rigido. La morfologia del versante ricalca esattamente quanto riportato da MORTARA & SORZANA (1987) riguardo le formazioni a comportamento rigido e cioè una elevata pendenza nel settore medio inferiore accompagnata da una elevata evidenza dei trench. Gli strati in questa zona si presentano a franapoggio poco inclinato sul versante orientale e a traversopoggio su quello settentrionale. Un indizio interessante della deformazione di versante emerge dall'analisi dei diagrammi D 4, D 5 e D 6. Il punto nel quale è stata effettuata l'analisi del D4 si può considerare al confine con la zona in deformazione mentre i punti 5 e 6 si trovano all'interno. Si possono notare differenze significative nelle direzioni delle spinte solamente tra il primo ed il secondo diagramma, mentre quest'ultimo ed il terzo danno risultati simili. La differenza si attesta sui  $65^\circ$  in senso antiorario tra il punto 4 ed il 5, mentre tra il 5 ed il 6 la differenza è solo di  $4^\circ$ . Le fratture presenti si comportano tutte come se avessero compiuto una rototraslazione in senso antiorario. Importante è anche sottolineare

are la presenza di un sistema dovuto ad uno stress di direzione  $226^\circ$ , che nel punto 5 forma un angolo rispetto alla verticale di  $27^\circ$ ; ciò testimonia un intervento della forza di gravità, intervento che compare anche al punto 4. Leggendo ancora più a fondo i diagrammi si può ipotizzare la rottura per gravità precedente alla deformazione, in quanto le direzioni delle fratture che determinano questi sistemi nel diagramma D 4 e D 5 hanno anch'esse subito una rototraslazione di circa  $65^\circ$ . Inoltre nel diagramma D 5 la frattura a monte dovuta alla gravità è decisamente più inclinata rispetto a quella a valle, come se il sistema avesse basculato verso nordest. Il movimento di collasso può anche in questo caso ricondursi al lateral spread, con formazione di zone nelle quali esistono frane di crollo e piccole nicchie di distacco, individuabili sulla relativa tavola. La fase di sviluppo della deformazione di versante si può considerare come intermedia, in quanto le suddette frane di crollo, soprattutto sul versante della valle formata dal Rio Molino, testimoniano la relativa reattività.

La successiva deformazione profonda di versante interessa la pendice orientale del M. Le Piche sulla parte direttamente a contatto con la zona di debolezza determinata dalla faglia della Val Fella e si possono notare vari elementi morfologici tipici del fenomeno considerato. Innanzitutto è palese una serie di trench subparalleli alla direzione della valle, che si sviluppano sia in corrispondenza della linea di cresta che più a valle. Indicativo è inoltre il profilo del versante che tende leggermente alla concavità nella parte superiore e che nella parte inferiore è più inclinato. La pendenza media si attesta sui  $37^\circ$ , come nella zona di Raccolana. La fase è certamente iniziale, in base alla tendenza allo sdoppiamento delle linee di cresta e alla formazione di trench al di sotto di questa.

Si riconosce però una morfologia legata a movimenti gravitativi anche in corrispondenza dell'abitato di Gran Colle, poche centinaia di metri a sud: una serie di faglie dirette



Fig. 7 - Versante settentrionale della Cresta di Buric, con morfologia da collasso.  
- Northern side of Buric Ridge: the collapse morphology may be clearly observed.

separa la massa rocciosa in prismi che tendono ad abbassarsi in direzione del F. Fella. Fratture gravitative compaiono sulla parete verticale che si affaccia sul Rio Ponte di Muro a testimoniare la tendenza dell'area ad essere sottoposta a tettonica distensiva. Entrambe le zone sono comprese all'interno della Formazione della Dolomia dello Schlern ed analizzando i diagrammi relativi agli elementi strutturali si possono individuare alcune particolarità che richiamano le considerazioni già effettuate per la zona analizzata e descritta sopra.

Dal D 16 fino al D 26 si notano differenze marcate nelle direzioni degli stress anche tra due blocchi successivi, che sono separati da fratture beanti pressoché perpendicolari al versante, poste tuttavia a traversopoggio. In questa situazione le variazioni di direzione degli stress sono da attribuire ad una rototraslazione dei blocchi suddetti per gravità. Una testimonianza a favore è fornita dagli stessi diagrammi sopraccitati, in quanto in essi sono raffigurate serie di fratture imputabili alla gravità (D 16, D 19, D 20), in cui oltretutto compare la famiglia di fratture a reggipoggio più inclinata di quella posta a franapoggio, anche se di pochi gradi. Ciò è in accordo con quanto rilevato sul posto: la presenza di una frattura più inclinata a monte rivela che il blocco interessato da questa frattura è ruotato verso il basso dopo essere stato fratturato per gravità. Lettura a sé richiede il diagramma D 26, costruito con l'insieme delle giaciture misurate sul versante stesso. Si tratta, e ciò è alquanto significativo, di un sistema di fratture attribuibili alla forza di gravità, che quindi interessa l'intero versante, con la famiglia posta a reggipoggio più inclinata di quella posta a franapoggio; ciò testimonia che la massa rocciosa è in scivolamento per traslazione e per rotazione.

Per quanto riguarda il tipo di movimento attribuibile alla massa rocciosa che ha subito la deformazione, appare giustificato considerarlo un lateral spread. Considerando inoltre la piccola rotazione del sistema dovuto alla forza di gravità e il risultato dell'analisi morfologica, appare giustificata l'asserzione che la deformazione si presenti in una fase iniziale; l'ipotesi è rafforzata dalla mancanza di estese zone interessate da frane per crollo, condizione essenziale per il passaggio a fasi più avanzate, e dalla tendenza appena accennata allo sdoppiamento della linea di cresta.

La successiva deformazione interessa il versante settentrionale della Crete di Buric, determinando il movimento della successione litoide della Formazione di Lusnizza, della Dolomia del Serla e della Breccia di Ugovizza. Alla base di queste troviamo la Formazione di Werfen, che possiede certamente caratteristiche più plastiche rispetto alle formazioni sopraccitate. Queste caratteristiche meccaniche possono avere innescato il movimento, di certo con il concorso delle cause tettoniche. L'esistenza di una faglia lungo il rio Buric è da ipotizzare, considerando la rottura in contropendenza estremamente accentuata rilevabile alla base della versante meridionale del M. La Veneziana. Riguardo alla morfologia che accompagna il fenomeno, notevole è la parete subverticale di un paio di centinaia di metri di altezza, continua per circa 1 chilometro e poi parzialmente coperta fino all'incrocio con il

fiume Fella da materiale che appare disarticolato. Altre, subparallele ad essa, si possono riconoscere spostandosi verso nord; esse articolano la massa rocciosa in blocchi separati da fratture beanti e sempre più ribassati. La piega alla base del blocco più esterno suggerisce un cedimento della massa rocciosa verso nord. La parete subverticale principale può essere quindi considerata come l'evoluzione di un iniziale sdoppiamento della linea di cresta della Crete di Buric con successivo scivolamento verso nord del materiale deformato. Importante la presenza di masse disarticolate all'interno dei vari blocchi, che testimoniano movimenti differenziali della zona in deformazione. Le giaciture degli strati sono caratterizzate da direzioni caotiche all'interno della zona deformata, contrariamente al resto della parte settentrionale dell'area studiata. Vaste zone interessate da frane per crollo indicano l'attuale dinamicità del versante. Il movimento può essere desunto dalle giaciture dei piani di stratificazione all'interno dell'area deformata ed all'esterno, dove invece la deformazione non si è attivata: esse si presentano ruotate e traslate in senso orario di parecchi gradi.

È possibile riconoscere un frazionamento della zona deformata in almeno quattro blocchi principali sovrapposti, con evidenti morfologie di collasso anche sul versante occidentale. Per quanto riguarda il movimento che le masse rocciose hanno subito, esso si può ricondurre al lateral spread considerando sia la presenza di litotipi rigidi sia la tendenza all'espansione laterale della parte inferiore della deformazione ed infine la presenza di una litologia plastica alla base della zona deformata. Anche il profilo del versante riconduce, con la sua forma concava-convessa, alle tipiche deformazioni profonde di versante.

Riguardo alla fase di sviluppo, sembra lecito ritenerla evoluta, considerando gli ampi movimenti presenti e la frequenza delle frane per crollo e, non ultime, le deformazioni all'interno dei vari blocchi che suddividono la massa deformata. È interessante infine notare che la zona è localizzata a valle della confluenza glaciale tra i ghiacciai provenienti dai solchi percorsi attualmente dal rio Pontebbana e dal Fella di Val Canale.

Le quattro zone interessate da deformazione gravitativa profonda, così come è stato ricostruito dai dati geologici e strutturali, oltre che morfologici, sono dunque in fasi diverse della loro evoluzione: dalla iniziale a quella matura. Ciò suggerisce tempi e modi diversi delle manifestazioni future e impone una riconsiderazione della dinamica morfogenetica di questi luoghi, e non solo di questi. Di certo in altre fasce di versante dei solchi vallivi alpini e prealpini si ripropongono simili situazioni, che non devono essere sottovalutate o ignorate soprattutto là dove i rapporti con l'antropizzazione sono addirittura definibili intimi.

*Manoscritto pervenuto il 29.I.1997.*

*SUMMARY* – We have tried to demonstrate that a lot of rock slopes in the regional alpine and prealpine system are affected by deep slope gravitative deformations. After the first work edited by Jesse & Vaia,

we illustrate now the results of a structural analysis done on the rock masses outcropping in the narrow channel of the Fella River between Pontebba and Chiusaforte. It has been pointed out that some residual stresses are still working, in many areas pushing the rock mass out from the slope to the empty channel along two or three movement axes. The dynamic conditions are the main cause of the d.s.g.d. we have recognized in four areas on the valley sides, together with the lithotechnic properties of the rock masses, the results of the glacial morphogenesis and the values of the relief energy. These dynamic structures weren't till today considered, though they involve anthropized areas.

## Bibliografia

- AA. VV., 1925 - Carta geologica delle tre Venezie alla scala 1:100.000: foglio 14 "Pontebba". *Ufficio idrografico del R. Magistrato alle acque*, Venezia.
- AA. VV., 1925 - Note illustrative della carta geologica delle tre Venezie, foglio "Pontebba", pp. 86, Venezia.
- AA. VV., 1981 - Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000. (A cura di Castellarin A.). *C.N.R. Prog. Fin. Geod., sottopr. 5 "Mod. Strutt."*, pubbl. 441 P.F.G., pp. 220, Bologna.
- AA. VV., 1982 - Guida alla geologia del Sudalpino Centro-Orientale. (a cura di A. CASTELLARIN & G.B. VAIA). *Soc. Geol. It., Guide geol. reg.*, I centenario della Soc. Geol. It., pp. 382, Bologna.
- BADGLEY P.C., 1959 - Structural methods for exploration geologist. *Harper & Brothers publ.*, pp. 245, New York.
- BIANCHIN G. et al., 1990 - Carta geologica della zona tra il torrente Chiarzò e il F. Fella (Alpi Carniche) alla scala 1:20.000. *Grafica Ferrarese*.
- BOCCALETTI M. & TORTORICI L., 1987 - Appunti di geologia strutturale. Scienze della Terra, pp. 210, Patron ed., Firenze.
- CARULLI G.B. et al., 1980 - Evoluzione strutturale plio-quadernaria del Friuli e della Venezia-Giulia. Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, pubbl. 356 *Progetto Finalizzato Geodinamica*: 489-545, Napoli.
- CARULLI G.B. & PONTON M., 1988 - Interpretazione strutturale profonda delle Alpi Carniche centrali. *Rend. Soc. Geol. It.*, 11: 251-252, Roma.
- CASSINIS R., 1990 - The alpine structure: the geophysical answer to the geological questions. *Mem. Soc. Geol. It.*, 45: 9-23, Roma.
- CASTELLARIN A. et al., 1979 - Problemi di interpretazione geologica profonda del sudalpino orientale. *Rend. Soc. Geol. It.*, 2: 55-60, Roma.
- DAL PIAZ G.V. & GOSSO G., 1984 - Le moderne interpretazioni tettoniche delle Alpi. In: Cento anni di geologia italiana. Vol. giub. I Centenario S. G. I.: 95-112, Bologna.
- DESIO A., 1926 - L'evoluzione morfologica del bacino della Fella in Friuli. *Atti della Soc. It. di Sc. Nat.*, 65: 205-458, Milano.
- DRAMIS F. et al., 1985 - Deformazioni gravitative profonde di versante. Aspetti geomorfologici e loro diffusione in Italia. *Geol. Appl. e Idrogeol.*, 20 (2): 377-390, Bari.
- FORNO M. G. & MASAZZA G., 1987 - Movimenti gravitativi diffusi e ripetuti nel versante sinistro della Val Cenischia (Alpi Graie) e loro relazione con il sistema di fratture Cenischia-Nizza. *Geogr. Fis. Dinam. Quatern.*, 10: 277-306, Torino.
- FUGANTI A. & MORTEANI G., 1968 - Structural analysis and comparison between the fabric elements of the Permian volcanic shield, and those of the overlying permian, mesozoic and tertiary sediments in the Trentino-Alto Adige area (N. Italy). *Boll. Soc. Geol. It.*, 87: 143-156, Roma.
- GOODMAN R.E., 1963 - The resolution of stresses in rock using stereographic projection. *Int. J. Rock Mech. Mining Sci.*, 1: 93-103, Berkeley.
- GUIDA M. et al., 1989 - Le deformazioni gravitative profonde nella morfogenesi quadernaria del versante settentrionale di M.te Bulgheria (Campania). *Boll. Soc. Geol. It.*, 108: 431-451, Napoli.
- GZOVSKY M.V. et al., 1973 - Problems of the tectonophysical characteristics of stresses, deformations, fractures and deformation mechanisms of the Earth's crust. *Tectonophysics*, 18: 167-205, Amsterdam.
- JESSE S. & VAIA F., 1997 - Deformazioni Gravitative profonde di Versante nelle Prealpi Giulie. *Gortania-Atti Mus. Friul. St. Nat.*, 19: 5-20, Udine.
- JOHN K.W., 1970 - Engineering Analysis of three-dimensional Stability Problems Utilizing the Reference Hemisphere. *2nd Intern. Congr. Int. Soc. Rock Mech.*: 7-16, Beograd.
- KEES A. DE JONG, 1967 - Tettonica gravitativa e raccorciamento crostale nelle Alpi Meridionali. *Boll. Soc. Geol. It.*, 86: 749-776, Roma.
- LARGAIOLLI T. & RUZZIER D., 1984 - Studio della grande frana di Pietratagliata (Carnia). *St. Trent. Sc. Nat., Acta geol.*, 61: 33-57, Trento.
- MORTARA G. & SORZANA P.F., 1987 - Fenomeni di deformazione gravitativa profonda nell'arco alpino occidentale italiano. Considerazioni lito-strutturali e morfologiche. *Boll. Soc. Geol. It.*, 106: 303-314, Roma.
- MÜLLER L., 1969 - Fundamentals of rock mechanics. Lectures held at the department for mechanics of deformable bodies. *C.I.S.M.*, pp. 73, Udine.
- SANDER B., 1930 - Gefügekunde der Gesteine. *Springer Verlag*, Vienna.
- SANDER B., 1950 - Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. 2 voll., *Springer Verlag*, Vienna.
- SELLI R., 1962 - Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie occidentali. *Giorn. di Geol.*, 30: 1-121, Bologna.
- SLEIKO D. et al., 1987 - Modello sismotettonico dell'Italia nord-orientale. *C.N.R., G.N.D.T., rend.*, 1, pp. 82, Trieste.
- VENTURINI C., 1990 - Cinematica neogenico-quadernaria del sudalpino orientale (settore friulano). *Studi geologici camerti*, vol. spec.: 109-116, Bologna.
- VENZO G.A. & FUGANTI A., 1965 - Analisi strutturale delle deformazioni tettoniche del Carso goriziano (Gorizia). *St. Trent. Sc. Nat.*, sez. A, 42 (2): 335-366, Trento.
- ZANFERRARI A. et al., 1982 - Evoluzione neotettonica dell'Italia nord-orientale. *Mem. Sc. Geol. It.*, 35: 355-376, Padova.

## Indirizzi degli Autori - Authors' addresses:

- Dott. Alberto CHIANDUSSI  
Via Cassinis 4, I-33013 GEMONA DEL FRIULI
- Prof. Franco VAIA  
Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali e Marine  
dell'Università degli Studi  
Via Weiss 2, I-34127 TRIESTE