
LA SITUAZIONE GEOLOGICA DELLA «CARSIA GIULIA» (con particolare riguardo al Carso Classico ed Istria)

Abstract

The study is a suggestion of a new geostructural interpretation of Istria and Karst together. Relations were made with some new suggestions about the geological interpretation of these karst areas, referred to study made by Placer (1981). This new geostructural interpretation implied a total revision of geological story of Istria and Karst area, all foregoing studies were analysed and so were the motivations of fold structures, flexures and fault-folds, which in conformity with the more recent considerations must be substitute by faults inverted and above all overthrusts. On be considerate the precedents study about tectonics and orogenesis, and about "double chains"

Along with Placer's theories, the authors illustrated the geostructurals unites, which partially or totally change the genesis and the evolutions of all this area. In conclusion it was suggested that only a thrust from NE to SW to can lead to this complex geology of overthrust of "allochthon", "parautochthon", "tiled roof", "autochthon" unites which are the reality of Karst and Istria.

Premessa

Sulla base degli studi geologici eseguiti viene presentata un'analisi riassuntiva della struttura e dell'evoluzione tettonica del territorio un tempo chiamato «Carsia Giulia» allora comprendente anche il Triestiner Karst, l'attuale «Carso Classico».

I risultati sono condizionati dalle ricerche di carsismo regionale viste in particolare in funzione dell'idrologia ipogea. Il quadro finale genetico-evolutivo è diverso da quanto è stato finora ipotizzato e si avvicina alla struttura geologica intravista per la prima volta da L. Placer (1981). Secondo questo autore la struttura tettonica di tutto il territorio della Slovenia sudoccidentale e dei limitrofi territori del Carso ed Istria, è di genesi ad orientamento dinarico, determinata da una spinta orientata da NE a SW, con numerosi sovrascorrimenti ed accavallamenti dei calcari sul Flysch. Le strutture tettoniche precedentemente interpretate come «flessure», e «pieghe-faglie» che hanno caratterizzato per oltre un secolo la tipologia di tutte le pieghe

rilevate in quest'area, devono essere sostituite da «faglie inverse» ad orientamento dinarico a basso angolo d'immersione verso NE e sovrascorrimenti che in alcuni casi possono arrivare anche a decine di chilometri.

Limiti geografico-geologici

L'area considerata dal presente studio comprende l'estremo lembo nord-orientale di quella parte delle Alpi Giulie che degradando verso SE, include i grandi altopiani dell'Alto Carso, delle Selve di Tarnova, di Piro, del Monte Nanos, avendo all'estremo SE il Monte Nevoso (Sneznik).

Quest'area confina verso S con il cosiddetto Basso Carso (Carso Triestino) ed in senso comprensivo con l'intera penisola istriana. Ad W il confine si assume determinato dal corso del medio e basso Isonzo, ad E è invece segnato da una linea ideale che collega la città Fiume (Rijeka), con il Monte Nevoso. Tale vasta area, per lo più montuoso-collinare, convenzionalmente viene delimi-

tata verso NE dalla grande «Faglia di Idria». Nel suo insieme comprende dunque, parte del bacino dell'Idria, del Vipacco (Vipava), della Piuca (Pivka), del Timavo (Reka), il Carso Classico (Triestiner Karst), l'Altopiano della Cicceria e come abbiamo già accennato anche tutta l'Istria. L'età delle rocce varia dal Trias all'Eocene. Principalmente sono calcari, subordinatamente dolomie, rocce queste per la maggior parte appartenenti (Carso ed Istria) al Cretacico superiore e all'Eocene. A partire dall'Eocene sono pure presenti le rocce marnoso-arenacee in facies di Flysch.

Macro tettonica

Le prime notizie veramente importanti sulla geologia dell'area, le dobbiamo ai grandi lavori di G. Stache, culminanti nell'opera sua classica, ossia il «Liburnische Stufe» del 1889. Sempre ad opera dello Stache, a completamento e purtroppo in forte ritardo comparvero le due carte geologiche del Carso Triestino (1920), i fogli 1:75.000 «Goerz una Gradisca» e «Triest und Capodistria». Si tratta però di studi stratigrafici, paleontologici, con cui veniva affrontato principalmente il problema dell'evoluzione della successione stratigrafica di fine Cretacico di quei particolari termini di passaggio, definiti come Liburnische Stufe, attualmente compresi nel Paleocene. Per questo motivo, probabilmente, delle grandi strutture tettoniche presenti, Stache segnala soltanto la grande faglia a piano verticale che segue l'asse dell'anticlinale del Triestiner Karst, dallo Stache chiamata «Die Bruchzone der Karstgewoelbes». Studi successivi (Sacco, Blasig, in particolare), non contribuirono a definire di più la «struttura» della Carsia Giulia e dell'Istria.

In seguito C. D'Ambrosi, come risulta dai suoi studi su Istria e Carso e in particolare da due lavori alquanto riassuntivi (1961, 1976), nel definire l'evoluzione tettonica del Carso Triestino, considerata nel quadro più vasto della «Regione Giulia» compresa l'Istria, afferma che:

- le prime spinte orogenetiche sono avvenute al termine del Cretacico, dando luogo ad un'intumescenza anticlinale, che si affermò comunque appena nell'Oligocene; ...dopo un periodo di stasi

orogenetica che si prolungò per tutto lo Spilecciano (Liburnico o Paleocene), che portò nel corso dell'Eocene all'affermarsi di un nuovo regime marino.

- La vera crisi orogenetica dinarica si fece decisamente sentire nell'Oligocene (Cattiano).
- Ebbe così inizio il conseguente processo di peneplanizzazione mentre l'anticlinale continuava lentamente a svilupparsi.

Sempre secondo il D'Ambrosi, da ciò ebbe origine la superficie di spianamento Cattiano-Langhiana (fase precarsica). Dopo questa crisi orogenetica dinarica nella prima metà del Miocene, vi fu un'ulteriore periodo di tranquillità, ma sul finire dell'Elveziano ecco un'altra crisi orogenetica (Pontico) che sollevò definitivamente il Carso e l'Istria dando così inizio alla vera e propria fase carsica. Ma il D'Ambrosi a questo punto decide che: ...la crisi orogenetica del Pontico non ha per nulla alterato i lineamenti tettonici del territorio triestino e di quelli immediatamente attigui, già determinati in modo definitivo dalla precedente crisi dinarica... senza flettersi in nuove pieghe. Afferma infine che si ebbe solamente un assai modesto accentuarsi delle preesistenti *flessure*.

Per il D'Ambrosi le condizioni tettoniche attuali potrebbero essere così riassunte:

- Il Carso Triestino rappresenterebbe la propaggine nordoccidentale del ripiegamento dinarico dell'Alta Istria, con asse diretto SE-NW.
- Verso SE la *piega* si ricongiunge all'Alta Istria, mentre a SW ed a NE viene delimitata dalla sinclinale del Golfo di Trieste e da quella del Fiume Vipacco, ambedue nel Flysch, con due *flessure* calcaree.
- Quella verso SW, più marcata, tende in alcuni luoghi a rovesciarsi verso SW.

Come si può osservare non viene spiegata la struttura dinamica locale di questa «crisi dinarica», nel senso che non si comprende bene l'origine o meglio la tipologia degli sforzi tettonici che hanno sollevato tutto questo vasto territorio. Del resto va considerato che GB. Dal Piaz, ancora nel 1958, nell'affrontare il problema della tettonica e dell'orogenia, afferma in particolare che: ...la tettonica è quella branca fondamentale delle scienze geologiche che studia le dislocazioni e le deformazioni subite

dalle rocce della litosfera per cause di forze rimaste ancor oggi misteriose.

Questa precisazione al termine «tettonica» era doverosa ed onesta all'epoca. Ancora oggi però non sono state fugate tutte le incertezze e contraddizioni che il tentativo di costruire una teoria generale e onnicomprensiva continuamente ripropone.

Nella necessità di definire l'inquadramento generale ricordiamo che fu proprio GB. Dal Piaz (1958), nell'introduzione al suo «Corso di Geologia», a ricordare come von Buch, sostenitore convinto delle concezioni plutoniste, seguendo il concetto dei crateri di sollevamento, affermasse che la formazione delle catene montuose fosse imputabile a spinte determinate dalla forza dei magmi, agenti verticalmente dal basso in alto. Da questo fatto sarebbe derivata quella struttura simmetrica, bilaterale delle catene montuose, la cui origine sarebbe dovuta appunto alle spinte verticali (radiali), che avrebbero spostato lateralmente dei sedimenti marini che si erano a lungo depositati nelle grandi strutture bacinali chiamate geosinclinali.

Nota in testo

Con il termine di geosinclinale il geologo americano Dana nel 1873 intese definire quell'immenso truogolo marino sede di un'attiva e continua sedimentazione. Di questa struttura definita anche come una grande depressione della litosfera e compresa fra due continenti, non viene mai spiegata l'origine, in altre parole quali sono le cause di queste enormi depressioni, in seguito occupate da mari interni, in cui talora si depositano migliaia di metri di sedimenti a facies per lo più costiera o poco profonda (neritica e al massimo batiale).

Dopo von Buch, il Suess studiando la genesi delle Alpi riconosceva che questa importante catena montuosa mostrava secondo lui, una struttura asimmetrica, con prevalente rovesciamento delle pieghe verso N e verso W. Da tale unilateralità della conformazione tettonica, il Suess deduceva il carattere prevalentemente orizzontale o tangenziale delle spinte, fenomeno questo dovuto secondo il vecchio pensiero di de Beaumont del 1829, alla progressiva contrazione del globo terrestre in via di raffreddamento e conseguentemente negò l'ipotesi di

von Buch.

Di una frequente inclinazione delle pieghe che costituiscono la struttura di una catena, fino al rovesciamento in un dato senso, con conseguente struttura asimmetrica, unilaterale di questi particolari edifici tettonici, si dichiarò testimonia anche Dal Piaz. Precedentemente, dagli stessi argomenti, Suess aveva concluso che le spinte orogenetiche non potevano essere altro che delle forze orientate (stress) che agiscono in senso prevalentemente orizzontale o meglio tangenziali.

Ma in altri casi si osservò che delle catene montuose presentavano invece un'evidente struttura bilaterale, dotata anche di una certa simmetria. Questo fatto venne attribuito ad un duplice rovesciamento delle pieghe verso i margini dell'orogeno per cui Argand nel 1924 sulla base di una teoria già formulata da Kober nel 1921 introdusse il termine di catena doppia, costituita dunque da due ali vergenti in senso opposto. Così alla teoria dell'asimmetria voluta dal Suess, si è contrapposta quella della bilateralità (simmetria).

Nota in testo

Secondo alcuni Autori ogni orogenesi troverebbe invece origine in un'ipotetica «morsa», cosicché qualsiasi orogeno dovrebbe essere costituito da due ali divise da una zona intermedia, che sarebbe poco o niente deformata. Ma nulla di più ci viene detto sull'origine di queste strutture tensionali che avverrebbero sulla crosta terrestre. Ad uno sguardo più attento, in realtà questi Autori vorrebbero che ci fossero nella litosfera dei moti contrapposti (l'effetto «morsa»), di tipo compressivo, il cui risultato sarebbe quello di rovesciare in superficie secondo due ali contrapposte i materiali crostali.

Ciò che all'epoca interessava, era che la teoria del Kober affermava il carattere orizzontale delle spinte orogeniche, ammettendo comunque una evidente «bilateralità», contrariamente a quanto era stato invece ipotizzato dal Suess sulla «unilateralità» dello sforzo sostenuto.

Nota in testo

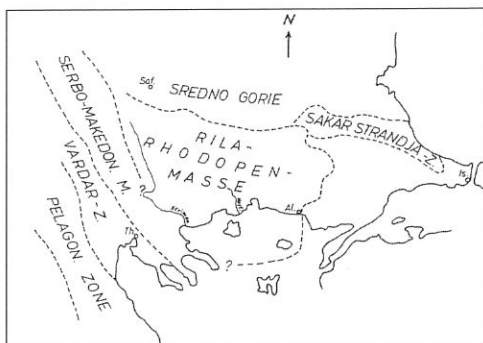
Seguendo poi il pensiero di Argand, risulterebbe che ad ogni pressione orogenetica primaria, possa corrispondere per reazione, una spinta uguale ma diretta nel senso opposto, con dei fenomeni definiti secondari di retro-

flessione di tutte queste pieghe.

Riassumendo: già all'inizio del XIX Secolo da parte degli studiosi, venne constatato che la gran parte delle catene montuose erano costituite all'interno (parte centrale) da rocce a silicati (gneiss, micascisti, graniti, ecc.) ed ai lati invece, da rocce stratificate di origine sedimentaria marina. In particolare lo Studer verso il 1830, considerò la struttura suddivisa in due parti: i massicci eruttivi centrali ed alle ali le rocce sedimentarie. I rappresentanti della scuola plutonista di quel tempo, come Humboldt e von Buch, ipotizzarono infatti che il sollevamento ed il conseguente ripiegamento degli strati sedimentari fossero determinati dall'intrusione di grandi masse laviche, che una volta consolidate, avrebbero costituito quella parte «centrale» cristallina dei massicci montuosi. Ma la scuola plutonista fu dichiarata erronea da un'altra serie di studiosi, in particolare dal Suess. Essi si sforzarono di dimostrare la passività delle masse eruttive dei massicci centrali, in riguardo all'orogenesi alpina, poiché stabilirono una maggiore antichità dei massicci eruttivi a riscontro del ripiegamento alpino. Così all'idea della genesi delle catene montuose per spinte primarie in senso verticale (radiale), si contrappose quella del Suess delle spinte orizzontali o tangenziali. Sulle cause di tali spinte orizzontali non fu mai fatta molta chiarezza. Così nel 1924 Argand presentò la celebre «Sezione tettonica schematica delle Alpi», una sezione con grandi coltri di ricoprimento, dovute a sforzi compressivi contrapposti capaci di movimentare verso N e verso W i grandi ricoprimenti, ammettendo solo un debole scorrimento verso S di una piccola parte delle Alpi Meridionali.

In perfetto allineamento con la teoria delle catene doppie, troviamo che il geologo S. Vardabasso (1927) nativo di Buie d'Istria, in uno dei pochi lavori sviluppati su queste nostre terre, considera la penisola balcanica, nel suo complesso, costituita da tre grandi unità geologiche e precisamente:

- un antico massiccio (centrale) cristallino, conosciuto come «Massiccio del Rodope»



Situazione del massiccio di Rodope e rapporti con le catene esterne in particolare delle Dinaridi meridionali

- due zone più recenti, di catene montuose a pieghe (ali).

La zona posta verso settentrione, con evidente tendenza al rovesciamento delle pieghe verso N, è chiamata «zona balcanica», l'altra posta a W e S con rovesciamenti e scorrimenti delle falde a pieghe, anche di rilevante portata verso W e S è chiamata nel suo complesso «zona dinarica». Come copertura superficiale, quest'ultima risulta essere anche la più estesa, poiché occupa tutta l'area della ex Jugoslavia, l'Albania e la Grecia. Sempre nell'interpretazione data dal Vardabasso, risulta ancora che tale complessa struttura è strettamente connessa con le Alpi, così che questa zona dinarica continuerebbe anche nel tratto più meridionale della catena alpina fino all'area occupata dai grandi laghi lombardi.

Restringendo il campo di interesse delle Dinaridi alla penisola balcanica, il territorio interessato risulta compreso tra la Sava, l'Adriatico, l'Jonio, l'Egeo, mentre dall'altra parte interessa i territori dei bacini del Vardar e della Morava, raggiungendo infine il Danubio alla confluenza con la Sava. La struttura geologica è data prevalentemente da rocce calcaree mesozoiche, e come risulta dalle giaciture, la struttura è a pieghe per lo più asimmetriche, spezzate ed anche rovesciate verso l'Adriatico con un asse tettonico grosso modo diretto da NW a SE. Il Vardabasso suddivide inoltre l'unità dinarica in diverse «zone»:

Adriatico-Jonica
del Flysch
Peloponnesiaco-Albanese
Calcarea
delle serpentine
degli scisti.

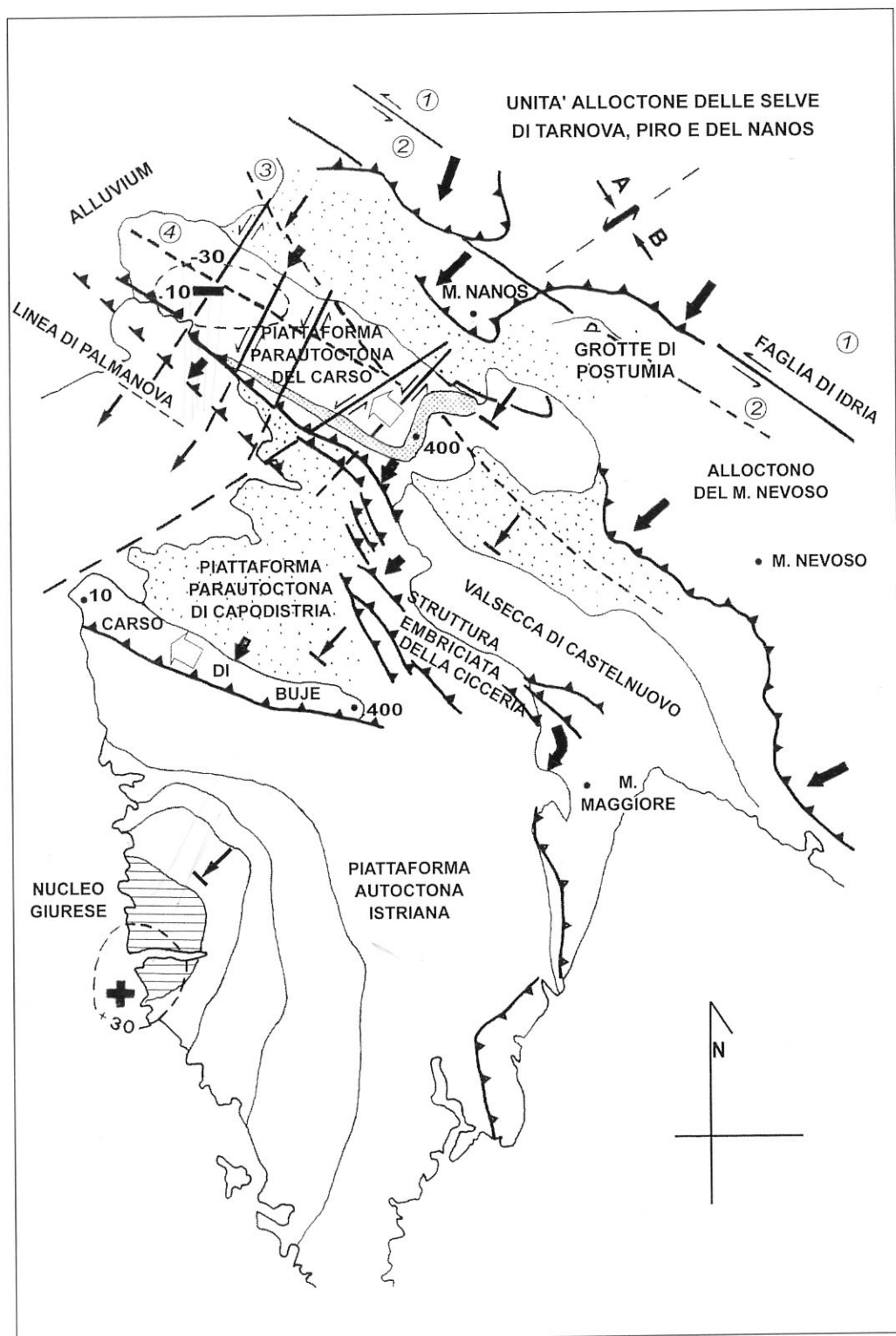
Ma ciò che ci interessa è la constatazione che i tratti più caratteristici della struttura di questa unità dinarica, sono dati dal grande scorrimento della zona calcarea su quella del Flysch e tale fronte può essere individuato dal Velebit fino a Scutari; dallo scorrimento della grande area peloponnesiaco-albanese, pure questa sul Flysch ed infine dallo scorrimento della zona delle serpentinite, questa volta su quella calcarea e ciò in territorio albanese. Secondo il Vardabasso dunque: ...questi grandiosi movimenti, in conseguenza dei quali una zona più interna dello spessore di alcuni migliaia di metri è stata spinta lungo un fronte di centinaia di chilometri sopra una più esterna (e quindi grosso modo da NE a SW), tanto da ricoprirla per parecchie decine di chilometri, ci danno la misura dello stile tettonico delle Dinaridi nella Balcania.

Un'osservazione molto interessante è che la sezione della geosinclinale che interessa la parte dinarica: ...ha avuto maggiore profondità a W che non a E. Tralasciando la descrizione dell'altra grande unità geologica a pieghe definite «recenti», ossia quella del «Balcan», viene fatto notare che tra questi due sistemi (Dinaridi e Balcan) è inserito l'antico *massiccio del Rodope*, che si sviluppa dalla costa settentrionale dell'Egeo, al Golfo di Salonicco, si sviluppa anche verso NNW attraversando la Macedonia e Serbia, per arrivare quasi al Danubio ed abbracciare così un vasto settore che sta tra il Vardar ed Mar Nero. Questo massiccio è costituito da scisti cristallini, come gneis e micascisti assieme a grandi masse intrusive granitiche e, secondo il Vardabasso anche da sedimenti recenti, per lo più arenarie che si presentano in discordanza e vanno a formare un'orlatura piuttosto complessa. Questa struttura «centrale» viene complicata da un'ulteriore intrusione di rocce vulcaniche più recenti. Si tratta di trachiti e andesiti che sarebbero il prodotto di quel generale risveglio dell'attività magmatica sulla Terra che risulta essere: ...in stretto legame con un avvenimento geologico di primaria importanza per l'evoluzione di tutta la penisola balcanica (e non solo). Il vulcanismo recente, a partire dal Cretaceo, coincide infatti con la fase orogenetica alpina. Così nel corso del Terziario le Dinaridi ed il Balcan hanno subito un intenso piegamento, il massiccio centrale venne col-

pito da fratture con sprofondamenti. Il Vardabasso così conclude: ...Nel considerare i tratti fondamentali della tettonica della regione si ha l'impressione che dal Rodope si sia propagata la spinta che aveva rovesciato le Dinaridi verso S e W ed il Balcan verso N. Alquanto interessante è lo sviluppo morfologico altimetrico della regione balcanica, che sempre secondo il Vardabasso sarebbe funzione di tettonica recente: ...Pare cioè che la penisola balcanica stia eseguendo un movimento di sollevamento ad E, al quale corrisponderebbe un abbassamento ad W; il movimento si impennerebbe così in certo modo intorno all'antico massiccio del Rodope.

Negli anni '50-'60 con il progressivo accumularsi di nuovi dati geofisici in particolare riguardanti le cosiddette strutture delle dorsali medioceaniche e le espansioni dei fondali per continue aggiunte di lave basaltiche che venivano eruttate dal centro delle dorsali stesse, vennero a contrapporsi due teorie: la teoria della tettonica a zolle, diretta discendente della deriva dei continenti del Wegener e la teoria dell'espansione della Terra. Ambedue queste teorie furono subito in contrapposizione al cosiddetto contrazionismo, che vedeva nel raffreddamento della Terra, la causa del «raggrizzarsi» della sua crosta e da ciò l'innalzarsi delle catene orogeniche.

La teoria della tettonica a zolle, attualmente ufficialmente accettata dalla comunità scientifica internazionale, ritiene i continenti simili a dei pezzi di un mosaico in movimento, dovuto ad ipotetiche celle convettive del sottostante mantello. I continenti un tempo fusi in uno o due blocchi (la mitica Pangea) hanno iniziato così a spezzettarsi ed avere dei movimenti reciproci, ma solo a partire dai 250 milioni d'anni fa! La crescita progressiva dei fondali oceanici in corrispondenza delle catene medioceaniche in apertura, produsse gradualmente questo fenomeno noto come «deriva» dei rispettivi continenti frapposti. Ma se crosta oceanica veniva creata, la stessa quantità doveva necessariamente essere in qualche modo riassorbita e venne così associato un altro concetto, ossia il simultaneo affondamento (subduzione) della crosta oceanica nelle profonde fosse che circondano in particolare il Pacifico occidentale (zona di compensazione). Tutto ciò ovviamente concepito dai geofisici e



Legenda



Flysch



"Piano Liburnico" (limitatamente all'area del carso Triestino)



Calcarei e dolomie del Cretacico



Calcarei del Giurese Sup.



Isoanomale della gravità



Sovrascorrimento che ha portato a condizioni di parautoctonia



Sovrascorrimento che ha portato a condizioni di alloctonia



Avanzamento libero



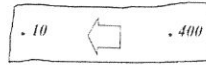
Avanzamento con zona di resistenza



Faglia trascorrente a piano verticale



Faglia inversa



Blocco carbonatico sollevato in maniera differenziata. La freccia indica la parte a spinta decrescente



Zona "A"

Sovrascorrimento

che non ha incontrato resistenza

Zona "B"

Sovrascorrimento che ha incontrato un aumento progressivo di resistenza all'avanzamento



Strati poco inclinati



Strati molto inclinati



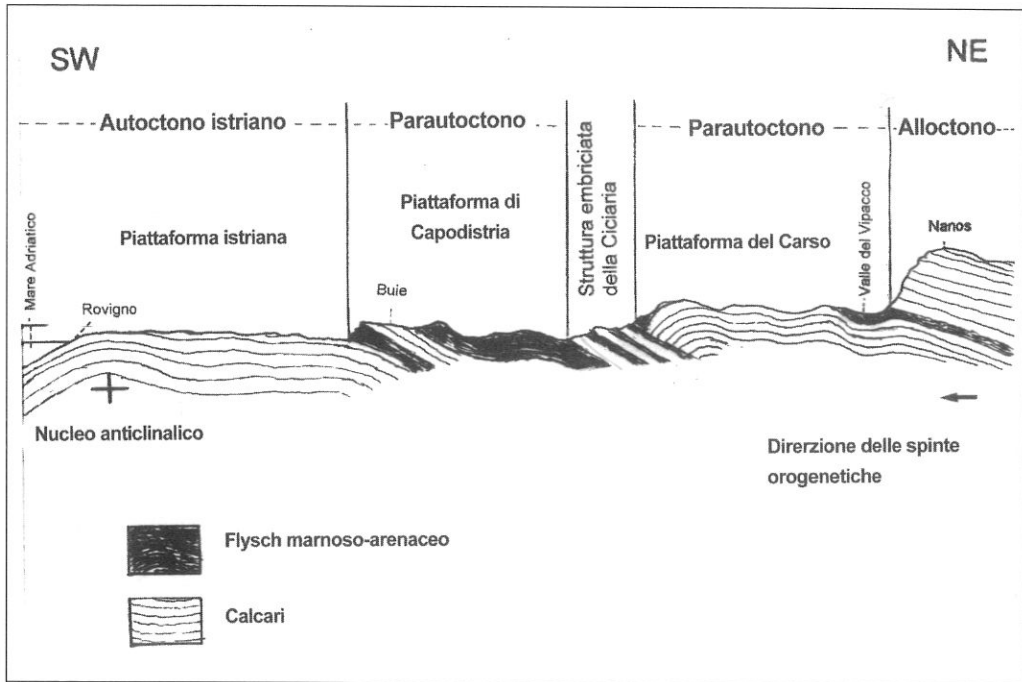
Strati verticali



Strati rovesciati



Struttura embriicata



sostenuto dai geologi, in quanto la Terra secondo loro, nella sua lunga evoluzione è rimasta sempre con lo stesso raggio, non ha quindi mai mutato di volume. Ma il mito della subduzione è piuttosto fragile, poiché vi è un'assai dubbia possibilità di subdurre della tenera e sottile crosta oceanica sotto ad un più rigido manto continentale e poi all'interno del sottostante «mantello» di densità di gran lunga superiore alle «croste» oceaniche e fino a profondità supposte di ben 700 km. È un po' come pretendere di infilare un foglio di carta in una vaschetta piena di mercurio. Questo concetto ha voluto per contro considerare un'eresia l'espansione dei fondali oceanici come manifestazione dell'espandersi dell'intero pianeta e, in una visione più generale, dell'intero universo. Va qui solo ricordato che nella teoria dell'espansione della Terra, l'effetto della subduzione non è affatto necessario per spiegare il fenomeno della crescita progressiva dei fondali oceanici!

Per la teoria della tettonica a zolle, o meglio definita come «nuova tettonica globale», negli spostamenti delle masse continentali, queste possono anche scontrarsi tra di loro ed ecco la spiegazione dell'orogeno ed il conseguente sollevamento delle catene delle montagne mentre nelle loro profondità, nel frattempo veniva subdotta la relativa crosta oceanica. Così ci viene detto che è l'Africa che spinge contro il continente europeo e che le nostre Alpi, Appennini, Dinaridi, Carso, Istria, Dalmazia, non sarebbero altro che l'effetto indotto da questa collisione. Non vi è pubblicazione geologica su queste nostre terre che non voglia spiegare l'origine del Carso come uno dei tanti casi e quindi effetti di tali collisioni tra due continenti.

Fintanto che il Carso e l'Istria venivano considerati dagli studiosi come una successione di pieghe e di flessure, di anticlinali e sinclinali associate è stato per lungo tempo forse indifferente sapere se la spinta (stress) sia stata prodotta da S a N o viceversa. Ma quando queste strutture plicative sono invece apparse dei veri e propri sovrascorrimenti dei rigidi calcari sulle tenere rocce flyschoidi per decine e in alcuni casi anche per oltre 100 km, su tutto il territorio delle Dinaridi dal Carso Triestino a Scutari, allora sono sorti alcuni forti dubbi. Con una spinta proveniente grosso modo da S e diretta verso N

è praticamente impossibile che il Flysch si infili o meglio sottoscorra nei calcari. Tutte le evidenze strutturali del Carso, della Cicceria, dell'Istria e fino al Monte Bernadia nelle Prealpi Giulie, mostrano invece un'evidenza di una spinta distensiva da NE a SW con l'evidente sovrapposizione ovunque delle masse carbonatiche sul Flysch.

Concordemente con quest'ultima ipotesi di spinta da NE, F. Forti (1994, 1999) ha sostenuto che la struttura del Carso e soprattutto l'andamento e lo sviluppo delle grotte e della conseguente idrologia sotterranea mostra dei chiari segni di una tettonica di tipo distensivo. Quindi non sarebbe soltanto l'Africa a spingersi verso l'Europa e un approccio maggiormente laico nei confronti degli attuali assiomi sarebbe auspicabile.

Per S.W. Carey (1986) l'orogenesi viene considerata come fondamentalmente dovuta ad un processo diapirico, a cui consegue un espandimento gravitazionale (*gravity spreading*). Ciò è possibile in corrispondenza delle zone assiali delle geosinclinali, dove avviene la risalita diapirica del materiale del mantello con conseguente sollevamento ed estrusione delle pile sedimentarie del precedente riempimento geosinclinale (nella zona di eugeosinclinale), che successivamente possono colare gravitativamente verso le zone esterne (di miogeosinclinale), deformandosi e producendo delle pieghe a falde e sovrascorrimenti. Seguendo il suo concetto che la Terra è un «corpo in espansione», un orogeno segue le seguenti fasi nel suo sviluppo: quando la crosta continentale a causa della dilatazione della Terra, inizia ad essere stirata, si formano anche, e diremo conseguentemente, i primi assottigliamenti. Così il fondo e la sommità della litosfera (in quel punto), convergono fino ad incontrarsi. Durante questa fase di assottigliamento ed anche di annullamento della crosta continentale in quel punto, viene a stabilirsi un vasto bacino chiamato di eugeosinclinale in cui si accumulano gradualmente i sedimenti marini. Nella sua zona più centrale si trova una fossa sottomarina profonda, attiva ed instabile, caratterizzata anche da numerose faglie e depressioni tettoniche di tipo distensivo. A margine della depressione si forma invece un affossamento più blando chiamato di miogeosinclinale, in cui si depositano anche dei sedimenti di tipologia

più litorale. Appare evidente che i rispettivi fondi di questi bacini di geosinclinale sono in regime di subsidenza a causa del continuo assottigliamento della crosta continentale e quindi di progressivo approfondimento della fossa in cui si sono formati. Il fenomeno legato al diapirismo, ossia alla risalita di magmi, inizia quando la crosta continentale si è ulteriormente assottigliata fino al suo completo annullamento. In altre parole, quando il fondo e la sommità della litosfera convergono fino ad incontrarsi ad una profondità media di circa cinque chilometri sotto il livello marino che nel frattempo si è così instaurato in queste fosse. Il mantello in tale punto risale da circa 30 km ed è così che i sottostanti diapiri risalgono progressivamente e ciò avviene durante lo svolgimento della seconda fase dell'orogenesi. La continua e sempre più veloce ascensione del diapiro, tende conseguentemente a spingere all'infuori i giovani sedimenti rigurgitando il contenuto della geosinclinale. È così che avviene il graduale avanzamento laterale dei sedimenti della eugeosinclinale su quelli della miogeosinclinale. Tale progressione di avanzamento tende poi a ricoprire anche l'avampaese al di fuori del bacino di geosinclinale. Questo modello che ovviamente nega la deriva dei continenti nella sua forma classica, appare invece conciliabile con quanto supposto da S. Vardabasso (1927).

Nota in testo

Ricordiamo che le rocce sedimentarie del Carso e dell'Istria, in genere depositatesi a bassa profondità se non addirittura di piana tidale, appartengono ad un bacino di miogeosinclinale, e risultano poi nettamente avanzate in particolare verso SW.

Il merito di una proposta convincente nella sua complessità spetta, al lavoro di L. Placer (1981) con il quale si è approdati ad una logica interpretazione strutturale dell'area del Carso (per il Placer Slovenia sudoccidentale) e subordinatamente dell'Istria. Il Placer propone una serie conseguenziale di grandi unità strutturali che, da situazioni di spinte e movimenti piccoli a spinte e movimenti maggiori, iniziando da SW procedendo verso NE incontrano:

- La penisola istriana dal Placer considerata un «autoctono istriano», nel senso che non ha subito deformazioni da spostamento laterale.
- Segue, verso NE la «piattaforma parau-

toctona di Koper (Capodistria)» costituita dal grande bacino flyschoidale (ex sinclinale Trieste - Capodistria), comprendente l'anticlinale carbonatica di Buie, che risulta debolmente sovrascorsa sull'«autoctono istriano» e ciò appare verificabile proprio al margine sudoccidentale dell'anticlinale del Carso di Buie.

- Tra questo complesso parautoctono e l'altro, costituito dalla grande «piattaforma di Komen» (Comeno) che grosso modo corrisponde all'area del «Triestiner Karst» Aut., si trova intercalata la «struttura embriciata della Cicerija» (Cicceria), anch'essa appartenente ad un'unità parautoctona.
- Più a NE l'assetto strutturale si complica ulteriormente ed è caratterizzato da numerose unità che tutte assieme fanno parte di un «complesso alloctono», nel senso di sovrascorrimenti anche di decine di chilometri e sempre verso SW. Appartengono a questo gruppo in particolare le unità di «Tmovo» (Selva di Tarnova), di «Hrusica» (Selva di Piro e del Monte Nanos) ed infine la «piattaforma di Sneznik» (Monte Nevoso).

Quest'ultime unità «alloctone», in particolare quella del Monte Nanos, secondo gli studi del Placer, nel corso del Terziario sono avanzate di ben 66 chilometri verso SW e SSW ed hanno parzialmente ricoperto l'unità appartenente alla «piattaforma di Comeno». Le unità «parautoctone» per contro sono avanzate sempre verso SW, sopra alla «piattaforma autoctona dell'Istria» di soli 3 chilometri.

Tettonica regionale

Seguendo i concetti espressi in linea generale da Emile Argand, il meccanismo corrispondente alla grande *falda di scivolamento* delle unità «alloctone» è avvenuto secondo uno o più piani di scorrimento alla base del blocco carbonatico sul Flysch eocenico.

Le masse calcareo-dolomitiche dovute ad una sovrapposizione di rocce appartenenti al Triassico, Giurassico e Cretacico, sono avanzate verso SW in un cuneo listrico ed in una serie di *falde fragili* o di rottura sovrapposte. Questa configurazione tettonica il Placer ce la indica in particolare nel blocco di sovrascorrimento del Monte Nanos.

Per quanto riguarda il Carso Triestino, relativo al territorio italiano, il Placer ci suggerisce che lungo il margine sudoccidentale dell'altopiano prospiciente al mare, si trova una *faglia inversa* orientata SE-NW, al contatto tra i calcari ed il Flysch. Cadrebbe così l'interpretazione della «flessura» voluta dal D'Ambrosi ed anche quella della «piega-faglia» di AA. successivi. Cavallin et alii (1978), considerano la possibile presenza di una *faglia inversa* (presunta e ricavata da lavori geofisici), con immersione a NE, che viene ubicata al largo della costa rocciosa del fianco SW del Carso Triestino, come una probabile prosecuzione sud-orientale della «Linea di Palmanova». Da un'altro punto di vista, la possibile presenza di una *faglia inversa* potrebbe rappresentare la continuazione verso NW della complessa «struttura embriicata della Cicceria», indicata dal Placer.

Sempre secondo il Cavallin et alii, questa supposta «linea di Palmanova» dovrebbe essere relativa (conseguente), alla piega-faglia che con asse NW-SE, che delimiterebbe (a mare) l'anticlinale del Carso Triestino. Viene anche affermato che quest'ultima struttura corrisponderebbe alla «flessura» indicata in particolare dal D'Ambrosi. La linea di contatto calcari-Flysch che si sviluppa lungo il fianco ed a mare della suddetta scarpata del Carso Triestino, costituirebbe dunque una riprova di una struttura a *piega-faglia*, poiché secondo questi AA. gli strati calcarei si presentano molto inclinati verso SW, a volte subverticali o anche rovesciati, con immersioni verso NE. Ne consegue anche una (presunta) superficie di distacco tra le due litologie (calcari-Flysch), con possibile presenza di movimenti differenziali. Malgrado tutte queste indicazioni di *piega-faglia*, tale superficie di contatto è stata invece cartografata dal Cavallin et alii, semplicemente come una «faglia».

Per quanto riguarda le altre linee tettoniche di maggiore importanza, questi AA. pongono in particolare rilievo:

- Una faglia con orientamento NE-SW di tipo trascorrente, che «inizia» alla Sella del Monte Spaccato ed avrebbe un'importanza regionale, poiché si sviluppa da un lato lungo il margine costiero settentrionale dell'Istria, fino in pratica a Punta Salvore e dall'altro, ossia verso NE, viene

evidenziata da un fattore morfologico, dovuto ad una brusca deviazione che il Torrente Rasa subisce in corrispondenza di questa faglia.

- Una faglia che parte dalla soglia dell'Obelisco, orientata NNE-SSW, anche questa di tipo trascorrente, che verso NNE viene resa in particolare evidenza da un'importante allineamento di doline facenti parte del complesso di Percedol e si sviluppa poi per la sella posta fra il M. Orsario e la Rocca di Monrupino e prosegue infine verso la sella di Vercogliano.
- Una faglia che parte dalla Baia di Sistiana, anche questa orientata NNE-SSW, segue e probabilmente ha condizionato la struttura morfologica ad un allineamento di doline di forma ovoidale e continua in direzione di Montespino.
- Il cosiddetto Vallone di Doberdò, viene ritenuto impostato anche questo in corrispondenza di una faglia, orientata grosso modo N-S. Tale faglia è meglio considerarla semplicemente come «supposta». Vi sono solamente le evidenze morfologiche di un grande «solco», ma non è detto che il piano disgiuntivo di questa faglia supposta ne abbia costituito l'origine.
- Viene infine segnalata la «grande faglia» nota con il nome del «Colle Nero», che segue grosso modo verso SE, l'asse dell'anticlinale del Carso Triestino.

Nelle valutazioni conclusive, Cavallin et alii, considerano che dal punto di vista neotettonico tutta l'area risulterebbe in sollevamento generalizzato, maggiore nel settore meridionale (bordo dell'altopiano prospiciente al mare). Ciò viene confermato anche in uno studio successivo da G.B. Carulli et alii (1980).

Va infine ancora ricordato che secondo G. Piccoli (1972), la direzione dinamica principale che interessa Istria, Basso e Alto Carso ed anche in larga parte le Prealpi Giulie: ...giustifica il decorso della costa tra Monfalcone e Trieste, ha prodotto una specie di allungamento del cosiddetto Carso triestino-goriziano, che segna e segue il limite fra zona collinare e pianura da Monfalcone a Buttrio, nonché da Cividale a Tarcento, e ancora ha prodotto il senso dei ricoprimenti tettonici della Selva di Tarnova e della Selva di Piro. Queste affermazioni sembrano essere un'anticipazione delle successive convinzioni del Placer.

Ma la rivelazione che la struttura di «piega o flessura» del bordo sudoccidentale del Carso Triestino, fosse discutibile, la si deve ad una serie di scoperte occasionali, dovute a ricerche di diversa motivazione. F. Forti (1985) nel corso di una ricerca geomorfologica di carsismo marino, eseguite nel 1981-1982, nel tratto costiero tra le Sorgenti di Aurisina e la Baia di Sistiana, accertò che la cosiddetta «Formazione del Flysch» non si estingue affatto all'altezza delle Sorgenti di Aurisina, come indicato in tutte le carte geologiche di questo territorio. La si ritrova invece continua, in tutto questo tratto di costa fino alla grande cava posta a SE della Baia di Sistiana, dove la visibilità degli affioramenti del Flysch è mascherata da enormi depositi detritici calcarei provenienti dai lavori della cava stessa. In tutto il settore considerato sono visibili lungo costa ed al piede della scarpata quei tratti di pareti calcaree subverticali, che caratterizzano questa parte del «bordo dell'altopiano» ed al piede compaiono potenti banchi di arenarie, con giacitura prevalente a reggipoggio, in evidente discontinuità stratigrafica con le assise calcaree soprastanti. Ma la scoperta più importante è stata che: ...in corrispondenza della soprastante Torre Piezometrica di Q 115,1, risulta un contatto anomalo per faglia tra la Formazione del Flysch ed i Calcari Cretacici rappresentati dalla facies a *Keramospaera Tergestina Stache*. Il Forti conclude la sua scoperta con l'osservazione che: ...Sembra che qui manchi completamente la successione sia dei «Calcari ad Alveoline e Nummuliti» che quelli paleocenici del Piano Liburnico. Anche F. Cucchi (1986), in occasione della Tavola Rotonda «Le piattaforme carbonatiche italiane e jugoslave» del novembre 1984, afferma che: ...Rilevamenti di dettaglio hanno recentemente messo in luce che nell'area della Baia di Sistiana al Flysch competono giaciture che, pur irregolari, sono prevalentemente a reggipoggio ... Queste giaciture sono contrapposte a quelle a franapoggio più o meno inclinato del versante che caratterizzano invece sempre le formazioni calcaree immediatamente a ridosso del Flysch. Più tardi G.B. Carulli & F. Cucchi (1991) in un'analisi maggiormente dettagliata su questo tratto, chiamato anche «Costa dei Barbari», pongono in evidenza questa ristretta fascia

di Flysch: ...intensamente tettonizzato e sormontato da calcari cretacici... Secondo questi Autori il Flysch immerge sempre verso NE, a debole inclinazione, mentre i soprastanti (non stratigraficamente) calcari hanno una costante immersione a SW, con inclinazioni variabili dai 25° ai 40°. Viene conseguentemente affermata l'esistenza di un: ...disturbo tettonico per faglia probabilmente a basso angolo, a direttrice dinarica ed immergente verso NE.

Risulta inoltre agli AA del presente lavoro, che in un sondaggio orizzontale sviluppato a pochi metri sul livello del mare nel Flysch sottostante alla massa calcarea, tra la Baia di Sistiana e la grande cava si sarebbe incontrato per ben 81,5 m solo terreni torbiditici del Flysch. Del resto sul piano di fondo della cava, a circa 8,5 m di profondità era apparso nuovamente il Flysch. Così gli Autori citati ritengono che: ...si può ipotizzare l'esistenza di un piano di faglia inversa (o di sovrascorrimento) interposto tra la successione del «Flysch» e quella dei calcari cretacici.

L. Ballarin & R. Semeraro (1997) in uno studio molto articolato e preciso sulla geologia, geomorfologia e carsismo, geoidrologia e idrologia carsica ed infine di geologia tecnica della zona di Trieste, hanno confermato tutti gli elementi geostutturali sopra accennati ed hanno aggiunto che nell'area di Trieste vi sono degli elementi strutturali importanti. Si tratta di due faglie inverse ad andamento SE-NW (dinarico):

- la prima, denominata «faglia di S. Giovanni», è presente alla base del versante sudoccidentale dell'altopiano carsico e pone a contatto i calcari con il Flysch, dalle Sorgenti di Aurisina, ai piedi del Monte Griza. Da qui prosegue in direzione SE nella litozona arenacea di Monte Radio, Cologna e nella parte superiore del rione di San Giovanni, fino a raggiungere il versante meridionale del Monte Spaccato. Prosegue nella valle di Longera, fino alla località o meglio «soglia» della Chiesa di San Giuseppe.
- La seconda faglia inversa (faglia di Barcola), si sviluppa dal versante sopra Grignano, al Faro della Vittoria, Castelletto Geiringer, Rio Orsenigo, Guardiella e si estingue un po' sotto al valico del Monte Spaccato. Sono queste delle faglie chiaramente di sovrascorrimento di rocce rigide traslate su rocce più plastiche.

Questo in larga sintesi il quadro riguardante le «novità» dell'assetto tettonico-strutturale, in particolare del Carso Triestino, dagli studi geologici comparsi negli ultimi 20 anni.

Approfondimenti di tettonica nella regione giulia

Già ai tempi di A. v. Morlot (1848), agli inizi degli studi geologici della nostra regione carsica, era stato osservato che in molti luoghi del Carso Triestino e dell'Istria, l'arenaria sottostava ai calcari per cui venne ipotizzata la possibilità che il Tassello fosse di età più antica e venne anche paragonato al Wienerandstein del Triassico superiore. I geologi successivamente attribuirono invece il «Flysch» di Trieste all'Eocene, ma non riuscirono mai a spiegare in maniera convincente perché spesso sia calcari eocenici che cretaciici sovrastassero le arenarie del Flysch. In seguito, come abbiamo già accennato, la costiera triestina fu vista dai più, fino a pochi anni fa, come *flessura*, in pochi, prudentemente si sono spinti ad interpretarla come *piega faglia*.

Nel ristretto ambito di quella parte residuale del «Triestiner Karst», relativa al territorio italiano e quindi grosso modo alla Provincia di Trieste ed in minima parte a quella di Gorizia (Altopiano di Doberdò), si ebbe un po' alla volta la certezza che il fianco sudoccidentale dell'anticlinale del Carso Triestino l.s., corrispondeva ad una struttura parautoctona in avanzamento verso SW e SSW, che si sviluppava lungo il piano di una faglia inversa a basso angolo di inclinazione, immersa verso NE e che lungo tale piano, erano state trovate frequenti ed evidenti tracce di sovrascorrimenti.

Nel passaggio dalla configurazione tettonica di piega o flessura alla configurazione di faglia e sovrascorrimento, tutta la struttura tettonica del Carso, della Carniola e dell'Istria, avrebbe dovuto essere rivisitata e nuovamente interpretata anche alla luce di altre anomalie tettoniche, note da tempo, ma sempre sottovalutate e talvolta neppure considerate.

Ci riferiamo a:

- Gli improvvisi cambi di pendenza della stratificazione dei calcari affioranti lungo il «bordo a mare» dell'altopiano del Carso Triestino, in particolare nelle zone delle Rupi di Prosecco e Falesie di Duino. Si

passa da inclinazioni di 40°- 45° alla verticalità ed anche al rovesciamento (110°), (F. Forti & T. Tommasini (1967), sezione geologica M. Lanaro - Cedas). In altri casi, nella costiera Sistiana - Duino, si arriva assai frequentemente alla verticalità. Il blocco carbonatico nei casi di verticalità della stratificazione è delimitato lateralmente da evidenti faglie ad andamento subverticale, di tipo trascorrente e normali alla stratificazione. Era perciò il caso di chiedersi: ...cosa potevano rappresentare queste strutture «da spinta» di carattere nettamente distensivo? Spinte che non potevano avere altra direzione che da NE verso a SW? Forse doveva essere necessario riconsiderare le ipotesi del Vardabasso che già nel 1927 preconizzava questo tipo di spinta generalizzato a tutto il complesso delle Dinaridi.

- Il cambiamento di direzione della catena Monte Lanaro - Monte Ermada, a direzione dinarica che, dopo la faglia di Sistiana, ad orientamento grosso modo NNE-SSW, devia secondo NE-SW,
- Il cambiamento di direzione della costiera triestina, parallela alla catena Monte Lanaro - Monte Ermada, fino alla Baia di Sistiana a costante «direzione dinarica» SE-NW, che dalla baia bruscamente devia secondo direzione ESE-WNW.
- La provenienze delle gallerie fluviali delle sommerse Risorgive del Timavo, da N verso S.
- La Val Rosandra ed il Monte Carso che pur in un'altro tipo assai più complesso di struttura, confermano il modello di spinta da NE in modo forse ancor più evidente rispetto a quanto si è potuto dedurre per la parte più nordoccidentale del Carso. Per la sua complessità la Val Rosandra merita qui di seguito un approccio dedicato.

Val Rosandra

C. D'Ambrosi (1955), studioso della geologia istriana e di quella relativa al Carso Triestino, aveva intravisto qualche anomalia strutturale nello studio del settore comprendente la Val Rosandra ed immediate adiacenze. Sinteticamente inquadra la situazione: Nel settore Triestino oltre alla già accennata flessura marginale dell'altopiano, è tettonicamente assai interessante la breve ma caratteristica e pittoresca Valle della Rosandra che nel tratto

Bottazzo - Moccò è aperta in una stretta sinclinale calcarea, recentemente ripulita del suo contenuto marnoso-arenaceo per opera erosiva dell'omonimo torrente. Nonostante il suo breve sviluppo in lunghezza, essa risulta complicata in modo singolare da faglie, pieghe stirate, pieghe rovesciate e piccole scaglie tettoniche, lungo le quali si notano ancora strisce e lembi residui di Flysch, ora compressi, ora pizzicati (Faglia del Crinale, piega in parte rovesciata presso San Lorenzo con pizzicatura marnoso-arenacea, piega qua e là passante a scaglia tettonica tra San Lorenzo e Bottazzo, anticlinale presso Bagnoli, ecc.). Degna di nota, nonostante la sua modesta estensione, è pure la sinclinale di Occisla, occupata da potente formazione marnoso-arenacea che costituisce il bacino collettore della Rosandra. Essa è limitata da flessure calcaree molto accentuate, qua e là complicate da accidenti di carattere secondario (semielissoide di Monte Stena, sinclinale Draga Sant'Elia, ecc.).

Alla luce delle successive ipotesi del Placer (1981), queste strutture così descritte non possono essere più accolte. La valle rientra nella struttura parautoctona embriciata della Cicceria. Per meglio analizzare il significato tettonico della Val Rosandra, bisogna inoltre considerare anche quella parte del territorio che le sta all'intorno ed in particolare il Settore di Basovizza, (F. Forti (1981).

In questo settore si osserva che:

- il motivo strutturale principale è costituito dalla brusca variazione di direzione della stratificazione a modificazione della struttura anticlinale del Carso Triestino, fin qui ad orientamento SE-NW.
- A NW di Basovizza in località M. Gaia l'andamento della stratificazione ruota decisamente verso NE ed poi a N, creando conseguentemente le premesse per ritenere che nell'area della Val Rosandra vi sia un probabile punto di cerniera o meglio di una più accentuata resistenza alla spinta, resistenza dovuta alla esistenza della piattaforma autoctona istriana. Ed è a causa di questa resistenza che si è prodotto il modello tettonico di struttura embriciata mentre da San Lorenzo a Sistiana ed oltre, la spinta da NE e diretta a SW non ha trovato più l'ostacolo dell'autoctono istriano e ha prodotto un modello tettonico di sovrascorrimento lungo un piano di faglia

inversa a basso angolo di inclinazione.

Nota in testo

Ricordiamo che più a NW della Val Rosandra, la precedentemente detta *flessura* del Carso, divenuta ora sovrascorrimento dei calcari sul Flysch, è evidente tra San Lorenzo e la Cava Scoria, particolarmente visibile lungo la strada che da San Lorenzo scende verso la Val Rosandra. Non appare più così bene in evidenza invece, da cava Scoria fino alle Sorgenti di Aurisina, per forte copertura detritica originata da un Flysch estremamente contorto ed in parte anche spinto in avanti, pur talvolta in un'apparenza di concordanza stratigrafica. Il sovrascorrimento ritorna ad essere più visibile, nel tratto successivo, fino alla Baia di Sistiana - Duino. In particolare nella zona di Sistiana, sono addirittura i calcari del Cretacico superiore ad essere sovrascorsi sul Flysch.

- Vi sono nei sedimenti torbidity delle faglie inverse che esaltano l'evidenza di contatti di compatti banchi di arenaria con il Flysch propriamente detto (Ballarin e Semeraro -1997)
- Le quote più elevate del Carso Triestino, ossia i monti Concusso (in Italia) e Castellaro (in Slovenia) si trovano esattamente a NE della Val Rosandra come se avessero avuto maggior impulso al sollevamento dalla stessa situazione che ha contribuito a creare immediatamente a sud la struttura embriciata. Va anche considerato che proprio la cima del Castellaro ha una curiosa copertura flyschoidale che sembra essere di tipo stratigrafico residuale e non deformativo.
- Nel complesso sistema tettonico della Valle, condizionato da una struttura embriciata, l'effetto visivo principale è dato dalla *apparente* piega sinclinale stretta ad U ad orientazione dinarica, visibile dalla Vedetta di S. Lorenzo o da quella di Moccò. Da qui si osservano gli strati a franapoggio in destra orografica e in sinistra orografica - fianco del M. Carso. Sembra infatti che la stratificazione penda d'ambo i lati verso il fondo della Valle. In realtà, osservando meglio il bordo superiore dell'altopiano (M. Stena), ci si accorge che la stratificazione nella parte superiore è invece a reggipoggio e solo dalla metà altezza della Valle gli

strati bruscamente passano a franapoggio. Gli sovrascorrimenti dei grandi banchi calcarei sulle marne cuisiane e sul Flysch sono inseriti nella parte superiore della Valle (reggipoggio), mentre nella parte inferiore (franapoggio), non sono presenti. Tale struttura si chiude verso NW nei pressi del paese di S. Lorenzo.

- A SW della Valle, in sinistra orografica, fa seguito l'ampia piega anticlinale del M. Carso, anche questa ben osservabile dalle stesse vedute sopra accennate. Inserita in questa struttura vi è la cosiddetta Faglia del Crinale, faglia che in realtà presenta tutte le caratteristiche di un vero e proprio sovrascorrimento.
- Subito a N di Bagnoli, in destra orografica, appare la piccola struttura anticlinale del M. San Michele, evidente continuazione di quella del M. Carso, separate dai fenomeni dissolutivo - erosivi del T. Rosandra. Tale piega definita a suo tempo dal D'Ambrosi «forte flessura» è nettamente separata, da una faglia inversa dal soprastante altopiano, ed è l'ultimo lembo della gamba orientale dell'anticlinale del Carso Triestino. Anche nell'ambito di questa anticlinale divisa esistono fasce di marne e lembi di Flysch pizzicati ed in parte sovrascorsi dai soprastanti calcari.
- Un'ulteriore complicazione tettonica è presente proprio nel mezzo della Val Rosandra in corrispondenza dei cosiddetti Altari. La generale struttura embriciata, (apparentemente sinclinale) in questa zona viene profondamente modificata da un'anticlinale del tutto secondaria, il cui asse strutturale si presenta secondo SW-NE e quindi normale all'asse morfologico della Valle (SE-NW). Percorrendo il sentiero che dal Rifugio Premuda porta a Bottazzo (sentiero basso), all'altezza della chiesetta di S. Maria in Siaris, volgendo lo sguardo a sinistra (N), in destra orografica, si osserva in corrispondenza degli Altari, come un rigonfiamento negli strati e banchi rocciosi, interrotto da due evidenti faglie di tipo trascorrente ed aventi una direzione grosso modo N-S. Una di queste si sviluppa lungo un canale che dalle Sorgenti dell'Antro delle Ninfe, passa a fianco del torrione Montasio e si perde in alto all'altezza dell'ex ferrovia.

Molte altre dislocazioni secondarie si possono notare nelle variazioni di giacitura dei Calcari ad Alveoline Assiline e Nummuliti. I vari sovrascorrimenti e molte delle pizzicature delle tenere marne azzurre corrono dunque come abbiamo visto, lungo tutto il versante destro orografico, fino a S. Lorenzo.

In pratica:

- la struttura a falsa sinclinale della Val Rosandra (apparente piega sinclinale stretta ad U ad orientazione dinarica) è chiusa a SW dall'anticlinale del M. Carso che a sua volta, verso S viene troncata dalle faglie inverse con accenni a sovrascorrimenti, (area compresa tra Bagnoli - S. Servolo e Rio Ospio) che determinano la sovrapposizione dei Calcari ad Alveoline e Nummuliti sul Flysch.
- A NNW della Val Rosandra nella zona compresa tra Gropada, Padriciano e Basovizza, il motivo strutturale principale è costituito dalla brusca variazione di direzione della stratificazione a modificazione della struttura anticlinale del Carso Triestino, fin qui ad orientamento SE-NW.
- Da una serie di analisi statistiche - strutturali delle soluzioni di continuità della roccia determinate da fatti diastrofici, viene evidenziata una spinta orientata NE-SW da cui è condizionata tutta la struttura tettonica della Valle.

Nota in testo

A questo proposito va ricordato che F. Cucchi, F. Vaia & F. Finocchiaro (1989), sostengono che in base ai dati forniti da una fitta rete di stazioni di misura delle superfici di continuità della roccia (fratture e faglie), vengono posti in evidenza fenomeni di stress secondo NE-SW. Affermano così che l'assetto strutturale della valle, alquanto particolare, dipende esclusivamente da fasi tettoniche successive, che si sono sviluppate in una zona di cerniera. Ciò porta a considerare la presenza di un quadro geostrutturale in cui si pongono in evidenza i fenomeni di stress, di chiara matrice dinarica, da questi AA citati. Gli stessi sostengono inoltre che tale fase dinarica non è stata la sola e neppure la prima, ma indubbiamente la più intensa ed è comunque succeduta... «ad una fase alpina predisponente». Sempre gli stessi AA concludono che, a spinta N-S (per assi E-W), sembra

siano riconducibili le faglie, dirette e inverse e ...gli svincoli a carattere trascorrente, successivamente ripresi e modificati in sovrascorrimenti. Riteniamo che tale meccanismo necessiti di approfonditi chiarimenti. Ancora, in un'altro studio, F. Cucchi, N. Pugliese & F. Ulcigrai (1989), ci ricordano che nell'ambito del Carso Triestino l'unica area che presenta una notevole complessità strutturale tettonica, è la Val Rosandra, e ne ammettono dal punto di vista tettonico-strutturale, la connessione alla struttura embriata della Cicceria: «anche se ancora non sono noti nei dettagli carattere e ruolo delle numerose ed articolate linee tettoniche che interessano la Valle stessa e le modalità con cui queste si innestano verso SW».

- Il proseguimento tettonico della Val Rosandra è particolarmente evidente verso SE in corrispondenza del Bacino di Beca - Occisla, ove si nota la continuazione della struttura embriata nei terreni flyschoidi fortemente compressi e ripieghettati tra le aree calcaree cretache ad E di Erpelle - Cosina ed a W di quella paleocenica dell'Altopiano di S. Servolo.

Da tutto quanto descritto in questo paragrafo risultano evidenti le connessioni e le indicazioni di «conseguenzialità geologica» con la regione Istria, che di seguito sinteticamente trattiamo.

Penisola Istriana

Con riferimento agli elementi geostrutturali sopra indicati, proviamo ad illustrare il quadro genetico-evolutivo di una penisola che bruscamente cede il passo ad una serie di isole ad allineamento dinarico. Innanzitutto ne consideriamo il panorama geografico: l'Istria sporge dall'estrema parte NW dell'allineamento della costa dalmata. Tutto il complesso delle isole, comprese quelle del Quarnero poste al largo della stessa costa, sono allungate ed orientate secondo SE-NW. È particolare che tali isole, poste su più ordini subparalleli si spingano al largo nell'Adriatico fino alla corrispondenza dell'allineamento con Capo Promontore (estrema punta meridionale dell'Istria). Va anche notato che le isole di Lussino e Cherso, deviano il loro asse strutturale da SE-NW a SSE-NNW, in un sensibile scostamento dall'allineamento principale.

Nel 1922 De Stefani riconosce come «Istria» non solo la parte peninsulare ma anche tutta la zona dei Monti della Vena (Cicceria) che iniziano dalla «costiera triestina» e proseguono verso il Golfo di Fiume per estendersi poi ancora sempre nella medesima direzione lungo la costa dalmata.

De Stefani delimita così dicendo: ... una striscia di territorio carsico che va dai dintorni di Trieste a quello di Fiume, un'Istria che nel suo insieme è un'appendice prealpina delle Alpi Giulie, e conclude che strutturalmente: ... alle pieghe più compresse e più rovesciate facenti parte dei massicci settentrionali più alti e più interni succedono nella penisola istriana verso Sud pieghe più regolari, più ampie e più basse. Dal punto di vista stratigrafico lo stesso A. sottolinea che... la roccia più antica è indicata dal Parona solo nell'isolotto di Riso a Sud di Parenzo.... del Titonico superiore, riconoscendo quindi a quell'autore il merito della segnalazione, tra Parenzo e Rovigno, di affioramenti calcarei giurassici superiori, facenti parte di un nucleo anticlinale.

Al D'Ambrosi (1924-1928) risulta invece che la tettonica di questa parte centroccidentale dell'Istria, è molto semplice: ...non vi esistono né fenomeni di carreggiamento, né ricoprimenti; vi si riscontrano solamente alcune faglie generalmente non molto accentuate... egli continua segnalando che questa estesa plaga carsica, del Giurese-Cretacico dell'Istria meridionale (Istria rossa): ... può considerarsi formata da una vasta anticlinale spianata... ad orientamento NNE-SSW ed il cui nucleo si trova tra Orsera e Rovigno, nel punto di sbocco a mare del Canale di Leme. Sempre al D'Ambrosi dobbiamo le seguenti informazioni:

Giurese: tra Rovigno ed Orsera si trovano due piccole strutture anticlinali ad elissoide, in parte demolite dall'abrasione marina nelle zone di Punta Croce e di Punta San Felice, in corrispondenza dello sbocco del Canale di Leme. Nei loro nuclei affiora il Calcare a Brachiopodi ed ai margini i calcari oolitici e coralligeni del Titoniano superiore. Questi stessi calcari occupano pure la struttura sinclinale interposta tra questi due elissoidi. Più a settentrione del nucleo anticlinale del Canale di Leme, D'Ambrosi ci segnala che la vasta zona giurese che va da Orsera fino a Geroldia, Montisana e Monspinoso presenta numerose ondulazioni e pieghe

molto irregolari, così che la corrispondente struttura calcarea giurese lungo il Canale di Leme, ha delle complicazioni tettoniche non tutte facilmente risolvibili, con la presenza anche di faglie rasate per cui calcari coralligeni e oolitici sono a contatto con i calcari appartenenti al Cretacico inferiore.

Note in testo

- Secondo le ricerche eseguite dagli Autori croati, in particolare nel lavoro di I. Velic & J. Tisljar (1988), questi hanno accertato una megasequenza regressiva batoniana-kimmeridigiana inferiore (Dogger-Malm), dove nella parte superiore della successione è presente appunto la «Breccia di Rovigno» e, la sua sommità è caratterizzata da una fase di emersione con depositi bauxitici. Viene pertanto confermata la presenza di questo nucleo anticlinalico giurese, solamente anziché essere titonico-valanginiano, è molto più vecchio e ciò costituisce una situazione più favorevole alla nostra ipotesi tettonica in riguardo a questo altostrutturale presente nell'area di Rovigno - Canale di Leme. Interessante è anche osservare in I. Velic et alii (1995), che l'asse dell'anticlinale giurese è orientato grosso modo secondo NE-SW e la sua posizione è stata un po' spostata verso N rispetto a quanto indicato dall'ormai dimenticato D'Ambrosi nel 1931. In quelle lontane «note illustrative del Foglio Pisino», a questo proposito così si esprimeva: ...tutta l'estesissima plaga carsica giurese-cretacea dell'Istria occidentale e meridionale (Istria rossa) può considerarsi formata da una vasta anticlinale spianata, con asse diretto all'incirca da NNE a SSO. Il suo nucleo si trova tra Orsera e Rovigno.
- Secondo gli attuali concetti geotettonici, quest'area è stata soggetta all'influenza delle remote (da qui) spinte dinariche ed ha subito delle deformazioni compressive che hanno determinato deboli deformazioni strutturali e del nucleo anticlinalico Orsera-Rovigno. Ricordiamo che la zona in discussione è piuttosto lontana dall'ultima faglia inversa con evidente sovrascorimento, corrispondente alla cosiddetta «Faglia di Buie», che delimita verso S, la struttura parautoctona della «Piattaforma di Capodistria - Buie», contro la struttura

autoctona della «Piattaforma istriana».

Cretacico: la successione stratigrafica cretacea è disposta sempre con motivo anticlinalico attorno al nucleo Giurese e tra le due formazioni si trovano i «Calcari brecciati di Orsera» che rappresentano un momento di emersione (fine giurese) e quindi di continentalità dei sedimenti carbonatici, tra una regressione e successiva trasgressione giurese-cretacea. Il D'Ambrosi ritiene che ci sarebbe stata una trascurabile «lacuna stratigrafica» e limitata questa, solamente nel settore Orsera-Rovigno: ...giacché più a N, presso Parenzo, i calcari brecciati mancano completamente.

Nota in testo

G. Piccoli (1975) in una ricerca sulle «lineazioni strutturali» ricavate dalle immagini del laboratorio spaziale SKYLAB, sulla costa occidentale dell'Istria, menziona a giustificazione delle lineazioni esistenti nel nucleo anticlinalico giurese, posto poco a S dello sbocco a mare del Canale di Leme, un punto di massima delle isoanomalie della gravità secondo Bouguer, qui corrispondente a +30 milligal (Morelli 1969). In questo studio risulta ancora che a NE della Baia di Sistiana si trova un punto minimo con -30 milligal.,

Proviamo ora ad analizzare questa «piattaforma autoctona istriana» dal punto di vista sedimentologico, da cui risulterà la sua diversità dalle assise carbonatiche che caratterizzano i territori più settentrionali appartenenti genericamente alla «Carsia Giulia». Qui nella penisola istriana le successioni carbonatiche sono generalmente indisturbate, la stratificazione è suborizzontale, con deboli ondulazioni, di cui la più importante è costituita dal nucleo anticlinalico giurese di Orsera - Rovigno. La tipologia della sedimentazione è molto diversa da quella affiorante ad esempio sul Carso Triestino, ove si alternano ambienti di piattaforma di scogliera con quelli di laguna di retroscogliera, rispettivamente caratterizzati da facies bioermali e di retroscogliera con prevalentemente bioclastiti.

Nell'Istria centro-meridionale il tipo di sedimentazione carbonatica avrebbe invece le caratteristiche di un ambiente prossimo alle «piane tidali». Si tratta di vasti ambienti di piana costiera che in linea di massima dovrebbe aver qui interessato il Cretacico, soprattutto quello superiore, in particolare dal Cenomaniano al Turoniano. Il motore di questa sedimentazione è una trasgres-

sione marina a livello regionale, con una sommersione episodica, dovuta a periodiche variazioni eustatiche, cosicché si sarebbero verificati, per lunghi periodi cicliche inondazioni e successivi ritiri del mare dalla piana costiera. Durante i periodi di «acqua alta» questa vasta e fangoso-carbonatica piana costiera veniva sommersa sotto pochi metri d'acqua e vi si verificavano delle sedimentazioni subtidali in genere a Lamellibranchi; ma quando il mare si abbassava considerevolmente delle vaste aree potevano anche rimanere all'asciutto ed in queste condizioni si depositavano dei livelli straterellati con lamelle spesso ondulate ed increspate, pisoliti, breccioline, brecce, conglomerati, ciottoli da spiaggia, che non sarebbero altro che i cosiddetti sedimenti sopratidali. I livelli straterellati sono generalmente dei «muschi» algali, le cosiddette stromatoliti che tappezzavano la superficie esposta ed hanno determinato una tipologia simile ad un suolo calcareo indurito. Su questi «feltri algali» in Istria si trovano spesso delle impronte lasciate dai dinosauri, come a N della baia di Cervera (a S della foce del F. Quietto), nell'Isola di Brioni ed in quella di Fenoliga, presso Capo Promontore.

Secondo D'Ambrosi la tettonica non condiziona qui l'aspetto del paesaggio. La vasta area carsica dell'Istria rossa (centromeridionale) è pianeggiante o debolmente ondulata ed è costituita dalla grande anticlinale giurese - cretacea spianata da fenomeni di abrasione marina, di peneplanizzazione e degradazione meteorica. Tali azioni modificatrici del paesaggio si svolsero in momenti ripetuti anche di notevole durata dal Cretacico ai giorni nostri. Il massimo della «consumazione» lo si ebbe nel Senoniano, per abrasione marina, mentre l'anticlinale era in via di formazione. Quindi l'azione del mare si ebbe in fase regressiva, a cui seguì un periodo di emersione, con manifestazioni di tipo carsico e formazione di una «terra rossa» che poi si trasformò in bauxite, raccolta per lo più in paleocavità di tipo doliniforme; questi depositi ove vennero mescolati con detriti di roccia (le cosiddette «grize»), andarono a costituire i calcari «brecciati».

Nel complesso ciclo sedimentario successivo, alla fine del Cretacico, il mare invase nuovamente tutto il territorio che nel corso del Paleocene - Eocene inferiore fu dapprima coperto da sedimenti di tipo lagunare e poi

nuovamente da sedimenti calcarei di deposizione marina che successivamente, dall'Eocene superiore a parte dell'Oligocene, furono coperti dalla deposizione torbida del Flysch: ...infine nel Miocene la regione incomincia a emergere nuovamente dal mare... si svolgono fenomeni di abrasione marina e probabilmente anche di peneplanizzazione. Il mantello flyschoidale per primo viene completamente asportato in particolare in corrispondenza delle culminazioni anticlinali ed ha così inizio un nuovo processo di incarsimento sui sottostanti calcari: ...La massa calcarea e dolomitica distrutta in seguito alle vicende geologiche ora descritte in modo sommario, può considerarsi veramente enorme: il suo spessore massimo in corrispondenza del nucleo dell'anticlinale giurese-cretacea, non dovrebbe essere inferiore ai mille metri (ricordiamo che stiamo sempre riportando il pensiero di D'Ambrosi).

Appena in questi ultimi decenni (dal 1979), siamo riusciti a calcolare in modo particolarmente preciso l'entità attuale di questa «consumazione», che mediamente è pari ad un abbassamento di 0,027 mm/anno. Notizie morfologiche su tali consumazioni sono state recentemente riportate da F. Forti (1996).

Proposte conclusive

Dalla rivisitazione degli studi sopra riportati e dalle interpretazioni conseguenti, emerge come il nucleo anticlinale del Giurese medio-superiore, presente tra Orsera e Rovigno allo sbocco a mare del Canale di Leme, rappresenti un «alto strutturale» contro il quale le spinte «dinariche» da NE a SW hanno trovato un «punto» di contenimento, per cui i territori a NE di questo «punto» resistente, partendo da situazioni di suborizzontalità stratigrafica risultano sempre più alternativamente accavallati in un crescendo deformativo man mano che si avvicina all'origine della spinta.

È così che i territori subpianeggianti dell'autoctono istriano cedono il passo verso NE al Carso di Buie, che risulta più sollevato nella sua porzione orientale (Stridone cca. 400 m s.l.m. situato sull'allineamento spinta - «punto» di contenimento), mentre nella sua parte occidentale si trova a livello del mare (Punta Salvore situata in posizione emarginata rispetto all'allineamento spinta

– «punto» di contenimento).

Alla zona della «piattaforma parautoctona di Capodistria» più ondulata dell'autoctono istriano ma meno marcatamente deformata dei territori che la delimitano a SE ed a NE, lungo la direzione di spinta in un crescendo di deformazioni subentrano sul Carso Triestino:

- la variazione della direzione della stratificazione attorno al Monte Gaia (Gropada), in particolare è più evidente quella corrispondente al «Piano Liburnico» (Paleocene). Gli strati nel tratto Basovizza – Lipizza, hanno direzione verso N, per ritornare verso E oltre Corniale (Lokev). Gli stessi strati, verso NW, mantengono invece costante una direzione «dinarica».
- la zona della Val Rosandra dove le spinte hanno determinato una struttura embriata continua fino alla Cicceria e chiusa in corrispondenza del M. Maggiore (Ucka).
- il Carso Triestino in generale che ripete l'andamento altimetrico del Carso di Buie con una estremità orientale più sollevata (Basovizza 400 m s.l.m.), e una estremità occidentale al livello del mare (Bocche del Fiume Timavo).

La direzione del gradiente di spinta trova evidenza nelle quote più rilevanti rispetto al Carso di Buie del M. Concusso e del M. Castellaro (Gradisce), nel sollevamento dell'area di Basovizza, nella struttura embriata della Val Rosandra, zone queste tutte con assi allineati con la zona di Stridone e finalmente con l'anticlinale di Orsera.

Se la concomitanza della maggior spinta e dell'allineamento con il punto di contenimento di Orsera e con gli altri punti conseguenti ad esso riferibili e con esso allineati (Stridone, Val Rosandra) ha determinato l'alto morfologico orientale del Carso Triestino, il basso morfologico della sua parte occidentale, sempre concomitante con la maggior vicinanza alla sorgente delle spinte, non poteva che essere determinato da una maggior rilevanza delle deforma-

zioni a sviluppo orizzontale quali l'evidente sovrascorrimento lungo la faglia inversa segnalata dal Placer, faglia che si esaspera in particolare oltre la Baia di Sistiana, dove l'andamento della stratificazione e della linea di costa tende ad orientarsi sempre più verso W. Ed è proprio in questa zona che si assiste addirittura al sovrascorrimento dei calcari del Cretacico superiore sul Flysch. Agli effetti della tettonica vanno aggiunti gli effetti della solubilità che pur se di un ordine di grandezza differente determinano alla fine morfologie differenziate di movimentazione del paesaggio, nel quadro di un insieme macroscopico costituito da culminazioni arrotondate morbide dettagliate da particolari più tormentati.

La transizione tra una situazione di lontano contenimento, motore causale dei più prossimi accavallamenti nella direzione dell'aumento di spinta e la libertà di movimento evidenziata dal sovrascorrimento trova mediazione in una serie di faglie ad andamento subverticale orientate grosso modo secondo SW-NE, SSW-NNE. Sono queste tutte delle faglie di tipo trascorrente, da ovest ad est segnaliamo: le faglie di Sistiana, Grignano, M. Griza, Soglia dell'Obelisco, Valico del M. Spaccato, etc. che mostrano maggiori movimenti orizzontali, minori movimenti verticali, in un aumento di capacità contenitiva procedendo da NW (Duino) verso SE (Basovizza).

Interessante è ancora sottolineare che in corrispondenza di queste faglie con il contatto stratigrafico – tettonico calcari-Flysch, lungo il bordo sudoccidentale del Carso, sono presenti rilevanti zone «sorgentifere» quali San Giovanni di Guardiella, Cedas e Castello di Miramare.

Il tutto è solo una proposta, che tende però a spiegare molto meglio tutta la complessa evoluzione tettonico deformativa e conseguentemente l'evoluzione del carsismo e soprattutto evidenzia meglio, anche se non in modo risolutivo, il grande problema di tutte le aree carsiche: la situazione idrogeologica.

Bibliografia

- BALLARIN L. & SEMERARO R. (1997): *Geologia, geomorfologia e carsismo, geoidrologia e idrologia carsica, geologia tecnica, della zona di Trieste*. Ipogea, (2): 39-116.
- BLASIG F. (1921): *Appunti di geologia locale*. Alpi Giulie, an. 23, (4-6): 94-107.
- CALLIGARIS R., DOLCE S. & BRESSI N. (1999): *Flysch: Trieste tra marna e arenaria*. Pubblicazione a cura del Comune di Trieste, Assessorato alla Cultura, Museo civico di Storia Naturale. Pagg. 1 - 112.
- CALLIGARIS R., FORTI F., & LIBERIO N. (2000): *Trieste Karst and deep Flysch of the gulf of Triesate, geomorphology, tectonics, hidrography based on a three -dimensional view elaborated from altimetrical data of "C.T.R.N. Friuli Venezia Giulia*. - In Alcadi 2000 Zadar Croatia 23-28/5/2000. Cartografia di proprietà del Museo Civico di Storia Naturale di Trieste.
- CAREY S.W. (1986): *La Terra in espansione*. Bibl. Cult. Mod. Laterza: 1-346.
- CAROBENE L., CARULLI G.B., ONOFRI R. & CUCCHI F. (1979): *Dati preliminari sulla neotettonica dei Fogli 26 (Tolmino) e 40A (Gorizia p.p.)*. Contrib. Prelim. Alla realizz. D. Carta Neotettonica d'Italia. Pubbl. N. 251, 261-272 pp., CNR Prog. Finalizz. Geodinamica, Sottoprogram. Neotettonica.
- CARULLI G.B., CAROBENE L., CAVALLIN A., MARTINIS B. & ONOFRI R. (1980): *Evoluzione strutturale Plio-quaternaria del Friuli e della Venezia Giulia*. Contrib. Prelim. Alla realizz. D. Carta Neotettonica d'Italia, Pubbl. N. 356, 489-545 pp., CNR Prog. Finalizz. Geodinamica, Sottoprogram. Neotettonica.
- CARULLI G.B. & CUCCHI F. (1991): *Proposta di interpretazione strutturale del Carso triestino*. Atti Ticin. Sci. Terra, 34: 161-166.
- CAVALLIN A., MARTINIS B., CAROBENE L. & CARULLI G.B. (1978): *Dati preliminari alla neotettonica dei Fogli 25 (Udine p.p.) e 40A (Gorizia)*. Contrib. Prelim. Alla realizz. Carta Neotettonica d'Italia, Pubbl. N. 155, 189-197 pp., CNR Prog. Finalizz. Geodinamica – Sottoprogram. Neotettonica.
- CUCCHI F. (1986): *Considerazioni sulla tettonica dell'area di Sistiana (Carso triestino)*. Quad. Mus. Geol. Paleont. Monfalcone, N. Spec.: 9-11.
- CUCCHI F., PUGLIESE N. & ULCIGRAI F. (1989): *Il Carso Triestino: note geologiche e stratigrafiche*. Int. J. Speleol., 18 (1-2): 49-64.
- CUCCHI F., VAIA F. & FINOCCHIARO F. (1989): *The geology of T. Rosandra Valley (Karst of Trieste, Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., (1987), 40: 67-72.
- DAL PIAZ GB. (1958): *Corso di Geologia, Vol. I*. Geologia Generale. CEDAM: 262-392.
- D'AMBROSI C. (1929): *Carta Geologica delle Tre Venezie – Foglio Pisino*. Min. LL.PP., Uff. Idrogr. Magistr. Acque – Venezia.
- D'AMBROSI C. (1931): *Note illustrative della Carta Geologica delle Tre Venezie, Foglio Pisino*. Min. LL.PP., Uff. Idrogr. R. Magistr. Acque, Sez. Geol., : 1-79.
- D'AMBROSI C. (1955): *Note illustrative della Carta Geologica delle Tre Venezie – Foglio Trieste*. Uff. Idrogr. Magistr. Acque, Sez. Geol.: 1-85.
- D'AMBROSI C. (1961): *Sviluppo e caratteristiche geologiche della serie stratigrafica del Carso di Trieste*. Boll. Soc. Adr. Sci., 51: 39-58.
- D'AMBROSI C. (1976): *Cenni sull'origine e lo sviluppo geologico e geomorfologico del Carso di Trieste e dell'Istria*. Mus. Civ. Sto. Nat., Pro Nat. Carsica, Trieste: 1-84.
- DE STEFANI C. (1922): *Comparazione geologica fra il Carso, l'Istria ed il rimanente d'Italia*. Atti Soc. Ital. progr. Sci., 11a riun. Trieste, (1921): 141-166.
- FORTI F. (1981): *La Val Rosandra, studio geologico e geomorfologico*. Atti Conv. Intern. sulla Val Rosandra, Comune di S. Dorligo della Valle (TS): 196-224.

- FORTI F. (1985): *Fenomeni di carsismo marino (studi sul Carso triestino)*. Atti Mem. Comm. Grotte "E. Boegan", 23: 47-60.
- FORTI F. (1994): *Nord più venti gradi Est. Considerazioni su di un sistema di fratture incarsito*. Progressione 31, suppl. Atti Memorie, anno 17, (2): 6-9.
- FORTI F. (1996): *Carso Triestino. Guida alla scoperta dei fenomeni carsici*. Ed. LINT: 1-219, (84-86).
- FORTI F. & TOMMASINI T. (1967): *Una sezione geologica del Carso Triestino. Osservazioni di geomorfologia carsica in rapporto con la litostratigrafia e la tettonica eseguite lungo una sezione trasversale all'andamento assiale del Carso Triestino, dal Monte Lanaro alla località Cedas*. Atti Mem. Comm. Grotte "E. Boegan", 6: 43-139.
- IVANOV R., KOPP K. & O.: *Zur Tektonik des thrakischen Alttertiär-Beckens*. Mit 7 Abbildungen und 2 Tabellen im Text und auf 2 Beilagen. In *Zur Tektonik des Rhodopen-Kristallins (Makedonien-Thrakien) und seiner tertiären Schichten*.
- JORDAN H.: *Geologie und Petrographie im Zentralteil des Bos Da~ (Drama, Griechisch-Makedonien)*. Mit Tafel 1—2 sowie 9 Abbildungen und 1 Tabelle im Text und 1 geolog. Karte als Beilage. In *Zur Tektonik des Rhodopen-Kristallins (Makedonien-Thrakien) und seiner tertiären Schichten*.
- KOPP K. & O.: *Geologie Thrakiens VI: Der goban Da~ (Frenk Bunar) westlidi von Alexandroupolis*. Mit 5 Abbildungen im Text sowie 1 geolog. Karte und 1 Profilserie auf 2 Beilagen. In *Zur Tektonik des Rhodopen-Kristallins (Makedonien-Thrakien) und seiner tertiären Schichten*.
- KRONBERG P.: *Gliederung, Petrographie und Tektogenese des Rhodopen-Kristallins im Tsal Dag, Simvolon und Ost-Pangàon (Griechisch-Makedonien)*. Mit 13 Abbildungen im Text und auf 5 Beilagen sowie 16 Photos als Anhang. In *Zur Tektonik des Rhodopen-Kristallins (Makedonien-Thrakien) und seiner tertiären Schichten*.
- MEYER W.: *Die Faltenachsen im Rhodopen-Kristallin östlich des Strimon (Nordost-Griechenland)*. Mit 3 Abbildungen im Text und auf 1 Beilage. In *Zur Tektonik des Rhodopen-Kristallins (Makedonien-Thrakien) und seiner tertiären Schichten*.
- MORLOT A.V. (1848): *Geologischen verhältnisse von Istrien*. Naturwissenschaftlichen Abhandlungen, 2, 2: 1-60.
- PICCOLI G. (1972): *L'evoluzione geologica delle Venezie nel Terziario e suoi riflessi sulla geologia ambientale odierna*. Conferenza tenuta a Pro Natura Carsica, Trieste: 1-22.
- PICCOLI G. (1975): *Studio aerogeologico strutturale del Carso goriziano – triestino della Slovenia occidentale e dell'Istria*. Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, 31: 1-33.
- PLACER L. (1981): *Geologic structure of southwestern Slovenia*. Geologija, 24, (1): 17-60.
- STACHE G. (1889): *Die Liburnische Stufe und deren Grenz-horizonte. Eine Studie ueber die Schichtenfolgen der Cretacisch-Eocaenen oder Protocaenen Landbildungsperiode im bereiche der Kuestenlaender von Oesterreich-Ungarn*. Abh. K.K. Geol. Reichsanstalt, 13: 1-170.
- STACHE G. (1920): *Goerz und Gradisca – "Geologischen Spezialkarte der im Reichsrat vertretenen Koenigreiche und Laender der oesterreichisch Monarchie"*, 1:75000, Geolog. Staatsanstalt.
- STACHE G. (1920): *Triest und Capodistria – "Geologischen Spezialkarte der im Reichsrat vertretenen Koenigreiche und Laender der oesterreichisch Monarchie"*, 1:75000, Geolog. Staatsanstalt.
- VARDABASSO S. (1927): *Lastrutturageologica della Penisola Balcanica*. Boll. Reale Soc. Geogr. Ital., (7-8): 1-13.
- VELIC I. & TISLIJAR J. (1988): *Litostratigrafske jedinice u dogeru i malmu zapadne Istre (Lithostratigraphic units in the Dogger and Malm of western Istria)*. Geol. Vjesnik. 41: 25-49, Zagreb.
- VELIC I., TISLIJAR J., MATICEC D. & VLAHOVIC I. (1995): *Opci prikaz geoloske grade Istre (A review of the geology of Istria)*. – In: VLAHOVIC I. & VELIC I. – Ist. Croatian Geol. Congr., Exc. Guide-Book: 5-30, Zagreb.