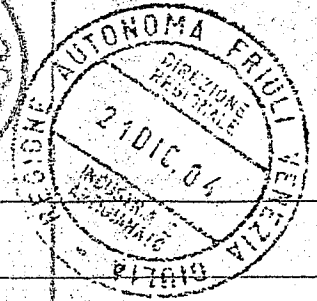
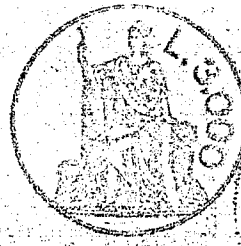


COTESE
D. 29 GEN. 1985
PROV. R. 241
Venezia Giulia



Regione Friuli Venezia Giulia
Direzione Regionale Industria e Artigianato
via Trento, 2 - Trieste

La sottoscritta Anschutz Italiana Petroli S.p.A., codice fiscale 00604720581, con sede in Milano, via Turati, 16/18, chiede, ai sensi della legge 11 gennaio 1957, n. 6, che le venga accordato il permesso di eseguire ricerche di idrocarburi liquidi e gassosi nella zona da denominare convenzionalmente "CIMOLAIS", della estensione di ha. 66.783, ubicata nel territorio delle province di Udine e Pordenone, delimitata, come da unito piano topografico alla scala 1:100.000, con linea continua passante per i vertici seguenti:

P

Vertici Coordinate Geografiche

	Longitudine	Latitudine
	(Est. M. Mario)	
a	0°15'	46°30'
b	0°21'	46°30'
c	0°21'	46°18'
d	0°20'	46°18'
e	0°20'	46°16'
f	0°18'	46°16'
g	0°18'	46°14'

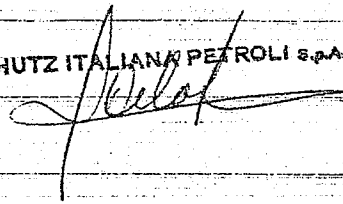
REGIONE AUTONOMA FRIULI VENEZIA GIULIA
DIREZIONE REGIONALE INDUSTRIA E ARTIGIANATO
21 DIC. 1984
7768
2311/9-D

d) una copia autentica dell'atto costitutivo e dello statuto della Società.

La sottoscritta Società dichiara di non trovarsi nelle condizioni previste dall'art. 3 (modificato) della legge n. 6 dell'11 gennaio 1957.

Con osservanza.

ANSCHUTZ ITALIANA PETROLI s.p.a.



Milano, 20 DIC 1984

20 DIC 1985



RELAZIONE GEOLOGICA E PROGRAMMA DI LAVORO RELATIVI

ALL'AREA DELL'ISTANZA DI PERMESSO DI RICERCA

"CIMOLAIS".

CC. PO. DI MANIERSA
DISTR. DI ...
29 GEN. 1985
Prot. N. 261 J.SS. 161

PREMESSA

La Anschutz Italiana Petroli S.p.A. fa istanza per n. 3 permessi di ricerca per un totale di circa 164.000 ettari, nelle Alpi Meridionali, a nord del limite settentrionale dell'area riservata all'ENI. Lo scopo dell'istanza è di esplorare gli orizzonti porosi del Mesozoico e del Terziario nelle possibili strutture parautoctone, nei possibili horsts o al di sotto di possibili sovrascorrimenti.

Le istanze di permesso sono denominate: CIMOLAIS, BARCIS e TOLMEZZO.

Poiché le caratteristiche geologiche delle tre aree richieste non presentano sostanziali differenze, si ritiene giustificato allegare a ciascuna istanza di permesso la stessa relazione geologica, differenziandone solo il programma dei lavori e il relativo piano finanziario.

GEOGRAFIA

L'area oggetto della suddetta istanza è ubicata sul fronte della catena delle Alpi Meridionali.

L'area comprende una regione montagnosa con valli abitate. Terrazze alluvionali hanno una larghezza che

va da poche decine ad alcune migliaia di metri. Le zone comprese tra le vallate hanno un andamento di tipo collinare fino a raggiungere caratteristiche alpine con altopiani stretti, fratturati e carsici.

I territori compresi fra queste vallate sono scarsamente popolati. La popolazione è concentrata in villaggi e cittadine sorti sin dal medioevo o anche prima, lungo le arterie di traffico, sulle rive dei laghi e sui pendii coltivabili o su zone pianeggianti in montagna.

Un fitto sistema di strade asfaltate nazionali e secondarie segue i vari corsi d'acqua e collega le vallate attraverso numerosi passi di montagna. La particolare topografia dell'area che interessa il permesso imporrà delle limitazioni all'esplorazione petrolifera. Il sistema di vallate e strade determinerà l'ubicazione e la densità del rilievo sismico; determinerà pure l'ubicazione dei pozzi.

La distribuzione della popolazione influenzerà il tipo di energia da usare per la sismica.

Aderendo ai limiti esistenti, l'esplorazione e la produzione di petrolio non disturberà in maniera significativa e permanente il territorio. I dettagli circa l'impatto ambientale del programma di lavoro da noi proposto saranno trattati in maniera appro-

priata ed al momento opportuno.

OBIETTIVI

La Anschutz Italiana Petroli S.p.A. (A.I.P.) intende esplorare il potenziale di idrocarburi nella zona sudalpina e in quella pedealpina, a nord dell'area riservata all'ENI. L'area di questa istanza e le zone circostanti sono coperte dal complesso dei sedimenti di piattaforma del Mesozoico e del Terziario del Nord Italia.

Nei sedimenti di piattaforma possono trovarsi accumuli commerciali di gas e condensati. Essi possono essere originati da sedimenti carbonatici e clastici del Triassico e dell'Eocene ricchi di sostanza organica, e conservati nelle zone porose fratturate delle rocce carbonatiche e clastiche dal Triassico all'Eocene.

Le trappole possono essere formate da blocchi fagliati nelle fasi prealpine o da quelle alpine più antiche e da anticlinali e da complessi sovrascorsi immergentisi a nord o a nord ovest.

La geologia di superficie delle aree alpine meridionali e di quelle pedealpine mostra un forte sollevamento tettonico e una profonda erosione del complesso di piattaforma e del suo basamento pre-Mesozoico. Pertanto, gli accumuli di idrocarburi protetti da

invasione delle acque superficiali possono essere presenti solo se i terreni di superficie rappresentano una copertura tettonica costituita da unità sovrascorse verso sud, che in tal modo possa proteggere le strutture perforabili sottostanti.

Pertanto l'esplorazione proposta da A.I.P. dipende da una reinterpretazione mobilistica del complesso sudalpino. Tradizionalmente quest'area è stata vista come dominata da sollevamenti, da moderata compressione e modeste trascorrenze e da scivolamenti gravitativi delle masse rocciose superficiali.

Nonostante vi sia una evidenza crescente per uno stile strutturale più mobilistico, la validità di questa reinterpretazione è tenue. Pertanto gli obiettivi di questa ricerca non sono certi e possono al limite anche non esistere.

Una seconda importante incertezza negli obiettivi della ricerca proposta da A.I.P. è rappresentata dalla paleogeografia della piattaforma Mesozoica, dal suo spessore, dalla distribuzione della porosità e delle rocce madri e dal loro stato di maturazione. Questa piattaforma è interessata da blocchi fagliati con direzione NNE o NE, horsts e grabens o depressioni formati durante il Mesozoico e il Paleogene. Alcuni elementi di questo mosaico sono noti nel sottosuolo

20 DIC 1984



(Pieri & Groppi 1981), altri sono descritti nei rilevamenti geologici della regione alpina (Bernoulli in Trumpy 1980).

Non si conoscono attualmente l'andamento del mosaico strutturale esistente nel sottosuolo della regione alpina né i cambiamenti che questo andamento ha subito durante il periodo Mesozoico né infine l'effetto cumulativo che esso ha avuto sulla maturazione termica della sostanza organica.

Il programma di lavoro proposto da A.I.P. ha lo scopo di confermare la validità della ricerca per quanto riguarda lo stile strutturale, la paleogeografia e la maturazione termica nella piattaforma Mesozoica, prima di iniziare le fasi costose dell'esplorazione.

DATI DISPONIBILI

I dati certi relativi al presente tema di ricerca e a disposizione dell'A.I.P. sono pochi. Tuttavia, indirettamente il programma di lavoro proposto è confortato da un gran numero di risultati ottenuti da precedenti esplorazioni e da ricerche italiane ed europee nel campo geologico, geofisico e geodinamico.

Il tema di ricerca nelle Alpi Meridionali prende in considerazione l'estensione a nord di una continua ed intensa esplorazione condotta dall'AGIP nella serie Mesozoica al di sotto della pianura padana (Errico

et al. 1980, Bolis et al. 1981, Pieri & Groppi 1981).

La geologia di superficie nelle Alpi Meridionali fornisce il quadro stratigrafico, correlazioni dettagliate, studi di microfacies, dati geochimici e, più recentemente, la sintesi dell'evoluzione della piattaforma entro il contesto della tettonica delle placche, in grado di essere trattato con calcolo numerico (Bernoulli & Jenkyns 1974, Winterere & Bosellini 1981, Wiedenmayer 1963).

La geologia di superficie fornisce inoltre gli elementi chiave di una nuova interpretazione strutturale. In questa interpretazione, la tettonica delle Alpi Meridionali è vista piuttosto come un classico cuneo piegato e sovrascorso (fold thrust wedge) piuttosto che un classico complesso di scivolamento gravitativo o un sistema autoctono di faglie trascorrenti (De Sitter 1949, Bernoulli in Trumphy 1980, Laubscher 1985 in stampa, Gaetani & Jadoul 1982, Castellarin 1978).

Gli studi della struttura e della petrografia del complesso alpino settentrionale e centrale riducono le ipotesi possibili circa la distanza dei sovrascorimenti al di sotto delle Alpi Meridionali (Ziegler 1982, Laubscher 1961, Trumphy 1969). Inoltre definiscono i dettagli della differenza nel sollevamento

alpino attraverso il lineamento Insubrico-Tonale, fornendo dei modelli di raffreddamento del metamorfismo Neo-Alpino (Werner et al. 1976).

I dati a rifrazione sismica, raccolti in diversi lavori eseguiti in collaborazione da ricercatori italiani, francesi e tedeschi sono il fondamento del quadro geodinamico dell'esplorazione proposta da A.I.P. (Stein et al. 1978, Giese et al. 1982).

I dati a rifrazione sismica attualmente disponibili non sono elaborati ed interpretati in modo unanime. Per le parti occidentali delle Alpi, gli autori sono favorevoli ad una sezione bilaterale simmetrica e, implicitamente, ad un forte sovrascorrimento verso sud (Rybach et al. 1980). Ad est viene data una interpretazione unilaterale con uno scorrimento verso sud piccolo o nullo (Giese et al. 1982, Cassinis 1981).

Le recenti tecniche analitiche tengono conto sia dei dati di gravità che delle deformazioni dovute al peso in modelli crostali visco-elastici. L'applicazione di tali tecniche ad un modello Alpino unilaterale è stato dimostrato (Karner & Watts 1983), ma i dati e le tecniche permettono anche l'ipotesi di un modello alpino bilaterale (Roeder, in preparazione).

Ci sono pochi dati sismici a riflessione disponibili e di pubblico dominio (Bally 1983, Pieri & Groppi 1980).

Comunque la maggior parte delle linee sismiche mostra delle strutture sovrascorse sud-vergenti che coinvolgono formazioni del Terziario ed eventualmente del Mesozoico, coperti in discordanza da terreni Plio-Pleistocenici del bacino padano. Queste blande strutture di tipo pedemontano implicano la presenza di strutture sovrascorse più estese verso nord.

Non ci sono dati sismici pubblicati relativi all'area dell'istanza del permesso e zone adiacenti.

La recente sismicità in Friuli dimostra accavallamenti sud-vergenti, con embricazione nelle serie Mesozoico-Cenozoiche e con scollamento vicino o al top del basamento (Wittlinger & Haesler 1978, Roeder & Bogel 1978).

La distribuzione di questa sismicità suggerisce fortemente il formarsi di una embricazione progressiva sul fronte di un sovrascorrimento del basamento sudalpino. Questo fenomeno favorisce la formazione di prospetti strutturali per idrocarburi.

Una specifica previsione geo-petrolifera del sottosuolo sudalpino può essere fatta interpolando la stratigrafia presente nei complessi sovrascorsi



esposti delle Alpi Meridionali e la stratigrafia riscontrata dalle perforazioni dell'Agip. Tuttavia questa previsione è limitata alla successione stratigrafica, all'ordine di spessore delle varie unità e alle possibilità di variazioni litologiche. La previsione non può determinare l'ubicazione precisa dei presunti alti e bassi paleogeografici, né i loro effetti sulla stratigrafia e le facies litologiche, né l'individuazione e la dimensione di strutture perforabili.

Per avere questi dati essenziali è indispensabile il successo del programma ricognitivo proposto.

SERIE STRATIGRAFICA

Le rocce sedimentarie presumibilmente presenti nel sottosuolo delle Alpi Meridionali formano un complesso di piattaforma depositatosi sopra un margine continentale post-ercinico attivo, passivo e subsidente fra il Paleozoico superiore ed il Cretacico inferiore (Winterer & Bosellini 1981). Il complesso di piattaforma è presumibilmente coperto da sedimenti di origine Alpina, Cretacei e Terziari.

Lo sviluppo di questi sedimenti è limitato verso l'alto dall'età e dalla geometria dei sovrascorrimenti sud-vergenti delle Alpi Meridionali.

La successione di piattaforma dovrebbe presentare

spessori di sedimenti tali da poter essere studiati e previsti utilizzando modelli numerici di subsidenza crostale, ma potrebbero anche presentare spessori di sedimenti largamente anomali. Le anomalie sono provocate da una ripetuta frammentazione crostale che ha determinato alti e bassi paleogeografici e che ha controllato la distribuzione di rocce magazzino porose e di sedimenti ricchi di sostanze organiche.

Al di sopra del basamento Ercinico, strati silico-clastici marini e non marini del Permiano e del Triassico inferiore e rocce vulcaniche, da felspatiche a intermedie, provvedono al riempimento delle parti più profonde di un complesso subsidente di blocchi fagliati e ruotati.

Il Trias medio e superiore è rappresentato da un complesso di piattaforma con rocce carbonatiche massicce in parte di scogliera, in corrispondenza degli alti paleo-strutturali, e con calcari stratificati argillosi, a volte ricchi di sostanze organiche depositi nei bassi paleostrutturali (De Sitter 1949, Errico et al. 1980).

Quasi al top dei carbonati di piattaforma, la Dolomia Principale costituisce un orizzonte abbastanza uniforme come spessore e contenuto organico; è il

reservoir principale a Malossa ed in altri giacimenti e prospetti alpino-mediterranei.

Una continua subsidenza adiabatica della crosta che si raffredda e si frattura è evidente nei sedimenti dal Retico al Giurassico. Questi strati sono formati da argille a ricco contenuto organico, da rocce carbonatiche argillose e da strati di selce oceanica.

In regioni particolarmente interessate da attività tettonica, spessi sedimenti carbonatici si sono depositati durante questo intervallo. Tutti i sedimenti si sono depositati in acque profonde, prossime alla profondità di compensazione dei carbonati.

Gli strati cretacei comprendono calcari rosa pelagici e detriti di origine continentale che evidenziano la collisione della placca o promontorio adriatico (ionico) con l'avampaese europeo.

Il Terziario è rappresentato da grandi spessori di sedimenti clastici prevalentemente marini, che costituiscono il riempimento di numerosi bacini orogenici sovrapposti che includono probabilmente un'avanfossa, una retrofossa orogenica e forse un bacino di fore-arc facente parte di un sistema compressivo arco-fossa.

Gli alti paleogeografici sono noti, mappati e indicati in superficie nell'area delle Alpi Meridionali e

si sa della loro estensione nel bacino padano grazie alle informazioni delle perforazioni eseguite dall'Agip. Essi hanno una direzione NNE, sono di età Permiana e sono stati ringiovaniti due volte durante il Triassico ed il Giurassico (Bernoulli 1964, Laubscher & Bernoulli 1977).

SERBATOI E ROCCE MADRI

Le rocce madri sono ricavabili dalla letteratura in base alla loro descrizione litologica quantitativa o dalle analisi geochimiche organiche. Le rocce madri così identificate sono costituite da carbonati argillosi scuri privi di silicoclasti del Trias medio e superiore, da calcari argillosi del Lias, e probabilmente livelli minori ricchi di materiale organico nelle marne Cretaciche (Errico et al. 1980).

Le potenziali rocce serbatoio sono elencate in analogia con le rocce serbatoio pubblicate nella descrizione del giacimento di Malossa (Errico et al. 1980)

e cioè:

- Dolomia Principale (Trias)
- Dolomia di Zandobbio (Lias)
- Radiolariti (Malm)
- Maiolica (Creta inferiore)

Oltre a queste formazioni, i contatti tettonici potrebbero generare dei complessi di rocce serbatoio



in sovrappressione nel calcare di Esino (Trias medio) e nei sedimenti clastici grossolani dello Scitico e del Permiano.

RE-INTERPRETAZIONE STRUTTURALE

L'interpretazione strutturale di tutte le Alpi Meridionali è un elemento essenziale nel concetto di esplorazione proposto da A.I.P..

Vi sono tre concetti possibili, ognuno dei quali basato su dati solidi ma incompleti e su validi ragionamenti secondo le teorie geodinamiche prevalenti.

Questi concetti possono essere elencati come segue, in ordine crescente della dislocazione tettonica presunta:

1. Modello fissista con scivolamento gravitativo.
2. Modello a sovrascorrimenti moderati. (Moderate thrust model)
3. Modello a forti sovrascorrimenti. (Mobilistic thrust model)

Il programma di esplorazione della A.I.P. ha lo scopo primario di ottenere dati per scopi esplorativi, senza dare una preferenza ad un modello in particolare. Tuttavia ogni progetto di esplorazione di frontiera deve basarsi sull'ipotesi di ottenere dei risultati.

Come prima ipotesi di lavoro, A.I.P. ritiene che il terzo

modello sia quello più vicino alla realtà non nota.

Essa rappresenta la nuova frontiera del pensiero

geologico, geofisico e di esplorazione, e offrirebbe

il migliore potenziale di idrocarburi per le Alpi

Meridionali considerate come futura zona di esplorazione.

Pertanto nei capitoli seguenti vengono considerati i tre modelli, i loro dati di supporto, la

loro influenza ed il loro valore esplorativo.

MODELLO FISSISTA CON SCI-VOLAMENTI GRAVITATIVI.

Una visione convenzionale di pieghe a cascata e di

un basamento fagliato in blocchi è evidenziata nella

Fig. 5 di Errico et al. (1980). Questa figura è

una sezione orientata a NE-SO del campo a gas e condensato di Malossa.

Questa sezione probabilmente attraversa una o più

faglie preorogeniche e rappresenta obiettivamente

i dati di fatto geologici.

Tuttavia essa illustra una interpretazione del fronte

sudalpino con la sua dislocazione verticale, che

non considera specificatamente l'argomento geodinamico.

L'interpretazione di Errico et al. (1980, Fig. 5)

esclude quasi totalmente l'esistenza di prospetti

perforabili nelle Alpi Meridionali a nord dell'area

riservata all'ENI.

L'interpretazione fissista con scivolamento gravitativo in quest'area è stata sostenuta sin dall'inizio e portata avanti con successo da geologi italiani (Merla 1951, Trevisan 1963, Venzo 1954) e da geologi olandesi (De Sitter & De Sitter-Koomas 1949, Agterberg 1961, Van Bemmelen 1966, De Jong 1967).

Secondo questo punto di vista il dislivello strutturale rappresenterebbe l'effetto di un sollevamento differenziale del basamento sudalpino e, forse accompagnato da una blanda compressione.

Inoltre gli elementi strutturali visibili sarebbero il risultato dello scollamento per gravità di una copertura sedimentaria relativamente superficiale e del suo slittamento verso il basso con parziale o totale distacco dal basamento.

Questo tipo di interpretazione è compatibile con recenti modelli geodinamici alpini che ipotizzano un piano di subduzione con immersione verso sud, convergenza crostale post-collisionale, qualche retrocarreggiamento che coinvolge la parte superiore della crosta, e una struttura blandamente compressiva "a fiore" (flower structure) (Harding & Lowell 1979) associata ad una trascorrenza destra del sistema di faglie Insubrico.

Peraltro non è compatibile con il rilevamento strut-

turale di dettaglio eseguito durante gli ultimi dieci anni sulle Alpi Meridionali.

MODELLO A SOVRASCORRIMENTI MODERATI

Il secondo modello presuppone sovrascorrimenti dell'ordine di 10/40 km. in molte zone delle Alpi Meridionali, ma ammette una severa limitazione della alloctonia nell'area della piattaforma di Verona e dell'alto di Vicenza.

Questa ipotesi alternativa sulla tettonica nelle Alpi Meridionali consiste nell'applicare la teoria tettonica sviluppata dall'esplorazione delle catene piegate e sovrascorse con linee sismiche a riflessione e pozzi profondi (Dahlstrom 1970, Bally et al. 1966, Shaw 1963, Roeder 1967, Royce et al. 1975, Bachman et al. 1982). Questa ipotesi sostiene che le falde alloctone sovrascorse si estendono molto, al di sopra di un avampese non coinvolto e immergente sotto la catena come reazione alla compressione crostale al margine interno della catena.

Per questo tipo di modello è stata ben sviluppata la teoria meccanica; essa riesce ad attribuire quantità misurabili di tensione sia per quanto riguarda la compressione che la gravità. I modelli comunemente accettati sono quelli di Laubscher (1973b), Elliott (1974), Ramberg (1976), Chapple (1978), e



Suppe(Davis et al. 1983).

Nonostante le differenze individuali ed alcune incertezze non risolte, tutti i modelli citati si riferiscono a sistemi tettonici del cuneo sovrascorso.

ELEMENTI DELLO STILE TETTONICO DELLE ALPI MERIDIONALI

La geologia di superficie delle Alpi Meridionali, secondo la Carta Geologica d'Italia 1:100.000 e il De Sitter(1949), mostra molte strutture che indicano la presenza di zone sovrascorse del tipo del cuneo sovrascorso.

Si osservano complessi embricati di rocce sedimentarie e di basamento immergenti a nord e pieghe formatesi sotto un sovraccarico di materiale spesso dai tre agli otto km., come mostrato dal loro sistema di fratture.

Ci sono faglie inverse che tagliano la parte alta della sezione in direzione del movimento o rimangono entro una ristretta zona stratigrafica.

Questo contrasta col modello di scivolamento gravitativo, che richiede che le parti interne delle masse scivolate giacciono sopra a delle superfici di sovrascorrimento che tagliano la parte bassa della sezione nella direzione del movimento.

Comunque, nella valle del Piave, almeno una faglia inversa taglia il piano assiale di un importante an-

ticlinale e taglia la parte inferiore della sezione in direzione del movimento. Questo presuppone una deformazione avvenuta in più fasi e non necessariamente lo slittamento per gravità.

Laubscher (1985 in stampa) ha dimostrato che il modello di deformazione per sovrascorrimento nelle rocce stratificate, geometricamente rigoroso e bilanciabile come sviluppato da Dahlstrom (1971), Laubscher (1978), e altri autori può essere applicato alla struttura sudalpina in generale.

Laubscher ha dimostrato che grandi anticlinali con nucleo costituito dal basamento possono giacere al di sopra delle rampe maggiori delle superfici di sovrascorrimento e, probabilmente, anche su una o più embricazioni di sedimenti Mesozoici.

LIMITI AL SOVRASCORRIMENTO

Dati incompleti, fuorvianti o diagnostici da tre regioni sudalpine sono stati usati per sostenere che lungo la direzione, la dislocazione per sovrascorrimento si riduce a zero. Le tre aree sono ubicate alle estremità occidentale ed orientale della valle padana e dei bacini veneto-friulani e nel centro del fronte sudalpino. La segmentazione che ne risulta limita fortemente l'entità del sovrascorrimento teoricamente possibile. Parte essenziale dello sforzo esplora-

tivo di A.I.P. sarà quello di esaminare l'estensione e la validità di questi limiti.

Una vasta zona nel centro del fronte sudalpino, che comprende l'alto di Vicenza e la piattaforma di Verona, non presenta evidenze superficiali di faglie inverse ed è considerato un grosso limite ad un sovrascorrimento di ordine regionale (Angenheister et al. 1975, H.P. Laubscher, comunicazione personale).

In superficie, strati mesozoici visibili hanno una giacitura pianeggiante o mostrano una blanda anticlinale aperta immergentesi verso sud-est con lo stesso trend di un alto del basamento sottostante diretto a sud-est verso l'estremità settentrionale del mare adriatico. La direzione del sistema di fratturazione dei blocchi è orientata nord-nord est.

Il limite nord est di quest'area è rappresentato da una importante faglia con direzione nord-ovest. Su tutti gli altri lati, pende leggermente al di sotto del riempimento discordante Plio-Pleistocenico del bacino della valle del Po.

Una piega frontale vicino a Bassano del Grappa indica che gli strati orizzontali del Mesozoico della valle Sugana sono alloctoni o almeno leggermente dislocati. Questa piega muore ad ovest vicino al bordo della piattaforma di Verona; essa limita l'esten-

sione della dislocazione per sovrascorrimento visibile in superficie.

I sovrascorrimenti visibili ad ovest della piattaforma di Verona lungo la riva occidentale del lago di Garda e in numerose vallate ad ovest di Trento sembrano avere delle componenti orientali di dislocazione (Castellarin 1981), che non influenzano la presunta natura autoctona della piattaforma di Verona.

Il sovrascorrimento sudalpino termina ad ovest nei pressi del lago Maggiore dove le rocce del Mantello superiore della zona di Ivrea, con forti pendenze verso est, sembrano, secondo i dati sismici, confinare direttamente col bacino della valle padana (Berckhemer 1969, Stein et al. 1978).

Il recente sovrascorrimento diretto verso sud in Friuli termina a sud-est nella regione di Trieste. La geologia di superficie delle Alpi Dinariche Jugoslave suggerisce la presenza di sovrascorrimenti pre-Oligogenici e periodi di calma durante il Neogene ed il Recente. Queste due osservazioni limitano apparentemente i sovrascorrimenti sudalpini a ovest e ad est. Un altro limite è apparentemente rappresentato dalla piattaforma di Verona, nel mezzo del fronte sudalpino.

Non sono noti sovrascorrimenti di qualche significa-



to fra la linea insubrica e la piattaforma di Verona. Una interpretazione autoctonista di questa piattaforma, pertanto, implicherebbe che il sovrascorrimento sudalpino fosse limitato ai relativi brevi segmenti a nord del bacino di Venezia (80 km) ed a nord del bacino della valle del Po (60 km).

Secondo la regola dell'arco-e-freccia (Elliott 1975), la dislocazione media per sovrascorrimento è il 7% della sua estensione lungo la direzione. Da ciò ne deriverebbe una distanza di sovrascorrimento media prevista di 6 km. per il fronte delle montagne del Friuli e di 5 km. per il fronte delle montagne lombarde.

Queste distanze di trasporto sono molto più piccole di quelle dedotte con metodi e concetti moderni lungo il lago di Como (Laubscher 1985 in stampa).

MODELLO A FORTI SOVRASCORRIMENTI

La terza ipotesi possibile presuppone una larga fascia di sovrascorrimenti verso sud che si estende senza interruzioni fra il Piemonte e le Alpi Dinariche. Basandosi sulla regola dell'arco-e-freccia (Elliott 1975), una fascia di sovrascorrimento sudalpino di media configurazione con una estensione minima al bordo meridionale delle Alpi di 450 km. dovrebbe avere una dislocazione media di sovrascor-

rimento di 32 km., od in circostanze particolari, di 50-60 km.

Questa ipotesi non è provata da dati definitivi.

Tuttavia, alcuni aspetti geologici possono essere studiati per controllare ulteriormente questa ipotesi.

Le sezioni geologiche che alleghiamo al presente rapporto trattano successivamente della struttura della crosta dell'avampaese, della struttura crostale delle Alpi, della cronologia della convergenza post-collisionale alpina e della geometria dei complessi sovrascorsi su rampe del basamento.

TOP DEL BASAMENTO

Nelle catene piegate e sovrascorse, la configurazione del top del basamento dell'avampaese è determinante per definire la struttura del sottosuolo. Il top del basamento al di sotto del supposto complesso alloctono sudalpino non è noto, ma può essere estrapolato dalla configurazione e dalla storia strutturale del basamento che si trova sotto il bacino della Pianura del Po.

Al centro del bacino della pianura padana, i dati stratigrafici estrapolati indicano la profondità del basamento fra i 13 e i 14 km. (Rocco & Jaboli 1958, Errico 1980, Pieri & Groppi 1981).

Dati magnetici ed altri dati non specificati dell'Agip indicano una profondità al basamento da 8 a 13 km. (Bolis et al. 1981). I dati di rifrazione del progetto Lac Negre indicano una profondità del basamento nella parte media settentrionale del bacino della valle del Po di 16 km. (Stein et al. 1978).

La geologia di superficie, le perforazioni (Pieri & Groppi 1981), e le anomalie di Bouguer (Ogniben 1973) indicano un alto del basamento con un trend da Vicenza a Capo d'Istria in Jugoslavia ed un bacino nell'area Veneto-Friulana verso est.

I dati della sismica a riflessione (Pieri in Bally 1983) mostrano che il bacino della pianura padana può essere ricostruito come un avanfossa plio-pleistocenica a forma di cuneo degli Appennini, con flessione nulla lungo il fronte ^{sudalpino} e con un rigonfiamento periferico che si innalza (nella terminologia di Le Pichon et al. 1973, Watts 1978, Roeder 1980) in corrispondenza delle Alpi, dell'alto di Vicenza ed a Capodistria.

La grandezza geometrica di questa deformazione dovuta al peso presuppone una rigidità della crosta nel Nord-Italia di $2 \cdot 10^{30}$ dyne cm e uno spessore elastico di 28 km., da considerarsi valido per una deformazione avvenuta nel Plio-Pleistocene. Le stes-

se grandezze possono essere usate per ricostruire la forma della crosta deformata durante il sovrascorrimento in direzione sud durante il pre-Pliocene nelle Alpi meridionali. Dati riferiti all'area ENI (Pieri & Groppi 1981) e la rigidità alla flessione indicano una flessione massima da 18 a 20 km. per l'avampaese italiano al di sotto dell'arco alpino. La configurazione del basamento dell'avampaese e l'ampiezza del sovrascorrimento sudalpino dipendono anche dall'ubicazione della linea di flessione nulla durante il sovrascorrimento e la sedimentazione dell'avanfossa del Paleogene. Questa linea è nascosta dall'interferenza della sedimentazione dell'avanfossa degli Appennini e dalla dislocazione del sovrascorrimento di età Neogenica nelle colline ai piedi dell'Appennino. Il suo posizionamento vicino al fronte strutturale Appenninico sepolto, è stato raggiunto dopo ripetuti tentativi di adattamento della flessione ai dati dei pozzi pubblicati da Pieri e Groppi (1981).

A nord est dell'alto di Vicenza, non c'è alcuna influenza del carico appenninico sotto forma di una immersione verso sud del top del basamento. La recente convergenza, documentata dalla sismicità dell'area del Friuli, sta generando o mantenendo un cu-



neo di avanfossa con direzione sud-est e una pendenza verso nord-ovest dal top del basamento.

La sismica e le perforazioni nel bacino padano e in quello veneto friulano (Pieri & Groppi 1981) suggeriscono la presenza di blocchi anomali alzati e ribassati.

Alcuni dettagli stratigrafici suggeriscono che la loro mobilità precede, in generale, il sovrascorrimento alpino. Tuttavia alcuni alti strutturali possono in effetti essere strutture prodotte dal sovrascorrimento alpino. Concepito con i concetti attualmente accettati sulle deformazioni visco-elastiche provocate dal peso e con i dati disponibili dell'area riservata all'ENI, il basamento della valle del Po è capace di sopportare considerevoli sovrascorimenti sotto le Alpi meridionali.

La flessione per peso spiega inoltre la presenza e la comparsa in superficie della piattaforma di Verona e dell'alto di Vicenza come il rigonfiamento periferico conseguente al carico degli Appennini avvenuto durante il Plio-Pleistocene.

Il complesso di rocce Mesozoiche con giacitura orizzontale in superficie può essere interpretato come un complesso alloctono il cui fronte, troncato dall'erosione, è nascosto dal Plio-Pleistocene del

bacino della valle del Po.

STRUTTURA CROSTALE ALPINA

I dati della sismica a rifrazione indicano che le Alpi sono poste al di sopra di complessi di rocce crostali deformati verso il basso andando dai bordi al centro. Sezioni crostali non del tutto simmetriche bilateralmente sono descritte lungo la Geotraversa svizzera Basilea-Chiasso (Rybach 1976, Rybach et al. 1980) e, meno dettagliatamente, nelle Alpi orientali (Augenheister et al. 1972, Muller & Spreches 1978, Miller et al. 1978, Cassinis 1979, Giese et al. 1982).

Nelle parti esterne al di sotto delle avanfesse nord e sud-alpine, il top del basamento e la Moho sono paralleli e indicano degli spessori crostali costanti, di 30 km. a nord e di 22 km. a sud. Se estrapolata verso il centro, la curvatura della Moho può assimilarsi approssimativamente alle curve di deformazione visco-elastica dovuta al peso. Le rigidità implicite sono proporzionali agli spessori crostali determinati dalla sismica di circa $D=2 \cdot 10^{30}$ dyne cm. nel lato nord e circa $D=1 \cdot 10^{30}$ dyne cm. nel lato sud. Il fenomeno di cui sopra si adatterebbe ancor meglio supponendo che la crosta si assottigliasse verso il centro delle Alpi.

In superficie e a piccola profondità, le Alpi sono formate da complessi di basamento e dai sedimenti associati fortemente deformati a profondità inferiori, o al massimo fino all'ammontare della deformazione visco-elastica.

Il modello meccanico relativo alla deformazione di complessi cristallini a spessore costante implica che i complessi del basamento cristallino alpino devono essersi staccati dai margini anteriori (leading edges) dei pannelli cristallini curvati prima della loro attuale collisione sotto le Alpi. Poiché la forma dei margini anteriori e delle superfici di distacco cristallini è poco conosciuta, c'è una grande variazione nella valutazione della dislocazione avvenuta per sovrascorrimento tra i complessi del basamento centro-alpino e quelli dell'avampaese.

Il fronte nord delle rocce di basamento alpino al massiccio di Aare (Svizzera) e a quello di Tauern (Austria) è spostato verso nord da 30 a 75 km., più probabilmente 40 km. Il sovrascorrimento diretto a sud suggerito dalla configurazione dell'avampaese sotto le Alpi meridionali va da 30 a 50 km., più probabilmente 40 km.

La linea insubrica o peri-adriatica è una faglia centro-alpina con circa 200 km. di spostamento laterale

destro che in apparenza ha operato per assorbire la componente orizzontale di una convergenza obliqua di pannelli dell'avampaese.

STORIA DELLA STRUTTURA ALPINA

La convergenza trans-alpina delle placche e la compressione orogenica datano tra il Cretaceo e il Recentente. Un'era alpina pre-collisionale è durata fino all'Eocene superiore; ha generato un metamorfismo d'alta pressione ed un magmatismo di arco durante la subduzione della crosta oceanica Mesozoica e forse pre-Mesozoica.

La collisione e gli eventi post-collisionali sono di interesse per la struttura del sottosuolo delle alpi meridionali.

Paleontologicamente e radio-cronologicamente la collisione è datata al tardo Eocene o meso-alpino.

Essa ha giustapposto la crosta e i sedimenti del continente africano e del suo promontorio circum-adriatico con la crosta ed i sedimenti europei, formando una pila di unità sovrascorse principali immergenti verso sud; esse sono dall'alto al basso:

1. Crosta sudalpina o circum-adriatica, con sedimenti mesozoici di piattaforma, chiamata Austro-alpino nella terminologia faldistica.

2. Cuneo di accrezione (accretionary wedge) formato



da resti di crosta oceanica e di eventi pre-col-
lisionali, da sedimenti oceanici, alcuni frammen-
ti o microcontinenti di affinità europea. Questo
complesso è chiamato Penninico nella terminolo-
gia faldistica.

3. Avampaese europeo formato da crosta, sedimenti
del margine passivo mesozoico e sedimenti del-
l'avanfossa collisionale (flysch). Questo comples-
so chiamato Elvetico nella terminologia faldisti-
ca, non si è distaccato fino a dopo la collisio-
ne.

La sovrapposizione cumulativa presunta in questo am-
masso di unità sovrascorse è più di 300 km. La sua
larghezza alla fine della collisione è stimata in
150 km.

Lo spessore ricostruito del complesso di collisione
sopra l'avampaese europeo aumenta dall'apice del cu-
neo verso nord, a 25 km. verso il margine meridiona-
le europeo. Gran parte di questo spessore si è ora
persa nell'erosione post-collisionale.

La continuazione della convergenza delle placche do-
po la collisione ha accorciato internamente il comples-
so di collisione. La compressione ha avanzato verso
l'avampaese europeo distaccando, trasportando e sol-
levando frammenti di basamento del substrato.

I dettagli e i tempi di questo avanzamento sono fissati dalle fasi di raffreddamento metamorfico delle rocce centroalpine (Werner et al. 1976) e dalla datazione stratigrafica degli eventi di sovrascorrimento sul fronte nord-alpino (Trumpy 1960-1980, Roeder & Bogel 1978).

Gli stessi metodi sono stati usati per il fronte sud-alpino (Bernoulli in Trumpy 1980; Laubscher & Bernoulli 1980); essi implicano un meccanismo simile che include un importante distacco delle regioni crostali non coinvolte durante la collisione.

I tempi di queste pulsazioni di compressione, o dei dati geologici della compressione, sono diversi nei due lati delle Alpi.

Per una stima del valore del sovrascorrimento sud-alpino, è importante l'età della trascorrenza lungo la linea insubrica e del disturbo frontale sud-alpino.

MOVIMENTI PALINSPASTICI E POST-COLLISIONALI DELLA PLACCA

Sin dall'Oligocene inferiore (post-collisionale, 35 m.a.) il primo promontorio circum-adriatico convergeva con l'Europa 550 km. in direzione NNO ad una media di 1,6 cm. l'anno (Dewey et al. 1973, Roeder 1984).

Una discordanza pre-Pliocenaica che tronca le strutture pedemontane sudalpine (Pieri & Groppi 1981), mostra che solamente l'intervallo di tempo tra i 35 m.a. e i 5 m.a. è di interesse palinospastico. La sua convergenza finale è di 390 km.

Si desume che questa convergenza abbia assorbito i seguenti elementi del tettonismo alpino:

- a. Dislocazioni elvetiche coinvolgenti il basamento, da 30 a 75 km.
- b. Accorciamento interno del complesso centro-alpino, 130 km.
- c. Componente compressionale di 200 km. di trascorrenza lungo la linea insubrica, 85 km. dei quali possibilmente e in parte inclusi nell'accorciamento interno.
- d. Dislocazione tra la crosta sudalpina e la crosta dell'avampaese della valle padana da 30 a 50 km.

La convergenza totale stimata documentata e avvenuta nelle Alpi dopo la collisione ammonta da 275 a 340 km.. I restanti 115-50 km. possono indicare che le stime sono troppo basse, e/o possono riflettere un assorbimento non alpino di convergenza, soprattutto nell'Appennino settentrionale.

TEMPO DEGLI EVENTI, FIANCO NORD-ALPINO

Spostamento, sollevamento e compressione interna dei

massicci elvetici sono documentati dall'andamento dello stiramento polifase parzialmente datato nell'intervallo compreso tra 34 m.a. e 6 m.a. (Milnes & Pfiffner 1980).

Pulsazioni dei sovrascorrimenti frontali sono noti in Baviera tra 28 m.a. a 18 m.a. e tra 10 m.a. a 4.5 m.a. (Roeder & Bogel 1978). Il piegamento del Giura, evento tardivo di distaccamento frontale alpino, è datato 4.5 m.a. fino a 2.5 m.a. (Laubscher & Bernoulli 1980).

Sollevamento e metamorfismo retrogrado datano una parte significativa della compressione interna centro-alpina tra i 24 m.a. e 18 m.a.. I plutoni sin e post cinematici di Bregaglia ne datano altre parti da 32 m.a. a 28 m.a.. Questi eventi sono adiacenti alla linea insubrica e datano in modo del tutto adeguato l'evento principale della trascorrenza.

TEMPO DEGLI EVENTI, FIANCO SUDALPINO

Una discordanza alla base della Gonfolite, datata come antecedente ai 32 m.a. può indicare la collisione o un evento crostale relativo alla collisione.

Il sollevamento centro-alpino e la formazione della faglia insubrica sono riflessi dal contenuto in ciottoli della Gonfolite. Il sovrascorrimento e lo scavalcamento della Gonfolite da parte delle rocce



20 DIC 1984

sudalpine Mesozoiche e pre-Mesozoiche non avvennero fino al medio-tardo Miocene o da 16 m.a. a 7 m.a.

(Laubscher & Bernoulli 1980). Questo è significativo in quanto è chiaramente successivo al movimento trascorrente della faglia insubrica. Pertanto questa faglia non può fornire una limitazione geografica all'estensione del sovrascorrimento sudalpino.

TEMPO E STRUTTURA DELL'AREA VERONESE-TRENTINA

Le pieghe e i sovrascorrimenti affioranti tra il lago di Garda e l'Adamello indicano un accorciamento limitato e un movimento in direzione ESE che sarebbe compatibile con l'autoctonia dell'alto di Verona-Vicenza.

Tuttavia, la cronologia sudalpina indica che queste strutture documentano una compressione associata a una trascorrenza Oligocene superiore e Miocene inferiore (da 30 a 18 m.a.).

La compressione diretta a nord-sud nel medio-tardo Miocene può plausibilmente avere dislocato le più vecchie strutture visibili in superficie. Il tempo, pertanto, fornisce una soluzione concettuale al problema Verona-Vicenza.

DISTANZA DEL SOVRASCORRIMENTO, TEORIA E MODELLO A.I.P.

Gli aspetti quantitativi del sovrascorrimento sono decisivi per il modello A.I.P. delle Alpi meridiona-

li ma al momento attuale non sono adeguatamente conosciuti.

Il concetto A.I.P. si basa in parte su criteri cristallini. Essi possono essere messi in relazione con la struttura dettagliata del sovrascorrimento modificando e applicando uno dei principi del bilanciamento tettonico (Dahlstrom 1970): Lo scavalcamento strutturale su un sovrascorrimento del basamento è uguale alle embricazioni nei sedimenti, ma nel nostro caso nessun elemento di questa equazione è noto. A seconda del metodo applicato, il ricoprimento cristallino nelle Alpi meridionali può essere stimato da 30 fino a 50 km., ma potrebbe raggiungere anche gli 80 km.

L'occasione di incontrare delle embricazioni al di sotto del sovrascorrimento dipende dalla rigidità e dalla curvatura dell'avampaese caricato e anche dalla distribuzione di rampe che tagliano gli strati e di piani di scorrimento paralleli agli strati.

Nelle sezioni geologiche del modello A.I.P., è stato considerato un angolo medio di taglio nel basamento, di 15 gradi, variabile tra i 5 e i 27 gradi. Questa è una media mondiale, scarsamente documentata.

Un sovrascorrimento che attraversi 5.5 km. di sedimenti a 15 gradi richiederebbe un ricoprimento di

20 km.

Basandosi su principi geometrici di questo tipo si sono costruite le sezioni geologiche strutturali di A.I.P. per valutare il valore massimo possibile del ricoprimento per sovrascorrimento, ma anche per facilitare la stima del suo valore minimo. Il massimo mostra un incremento da 30 km. vicino al lago di Como a 80 km. nell'area della val Sugana, riducendosi a 65 km. in Friuli.

Il minimo, come si può dedurre dalla costruzione della sezione, aumenta da 24 a 36-40 km andando verso est.

E' chiaro che questi numeri e ricostruzioni sono per il momento teoriche, ma forniscono le basi per la pianificazione del programma di lavoro di A.I.P..

SOMMARIO: MODELLO A.I.P. DI SOVRASCORRIMENTO E

RELATIVO SUPPORTO

L'ipotesi di un sovrascorrimento di grande estensione nelle Alpi meridionali è confortato da molti validi argomenti:

1. I dati della geologia di superficie dimostrano la presenza di una classica catena a pieghe sovrascorse.
2. I dati della sismica a riflessione indicano la presenza di fronti di sovrascorrimento del tipo

"foot-hills" ricoperto dal plio-pleistocene discordante.

3. La sismicità indica un sovrascorrimento verso sud nella metà orientale delle Alpi Meridionali.

4. I dati relativi alla rigidità crostale indicano una deformazione dovuta al carico da 15 a 18 km. e un possibile ricoprimento delle Alpi sopra il bacino della valle del Po da 50 a 80 km.

5. La geometria delle faglie inverse come espresse dalla regola arco-e-freccia suggerisce una continuità di dislocazione per sovrascorrimento fra il lago Maggiore e l'Isonzo.

6. I dati crostali alpini e i dati relativi alla convergenza delle placche confortano l'ipotesi di un importante sovrascorrimento sudalpino.

7. Il tempo del sovrascorrimento sudalpino, datato dalla Gonfolite, dal Plio-Pleistocene post-cinematico e dalla sismicità recente, mostra che esso è geometricamente e meccanicamente indipendente dalla trascorrenza del sistema di faglie insubrico.

8. L'area trentino-veronese-vicentina può essere stata deformata in tre tempi diversi:

a- compressa durante la trascorrenza insubrica

b- distaccata e trasportata con il sovrascorrimento sudalpino



c- sollevata come un rigonfiamento periferico formatosi a seguito del carico del sovrascorrimento appenninico plio-pleistocenico.

PROGRAMMA DI LAVORO

Sarà realizzato in tre fasi successive.

La prima fase comprenderà:

- uno studio fotogeologico dell'area utilizzando le fotografie rilevate dall'aereo e dal satellite (Landsat);
- uno studio geologico e stratigrafico generale con la reinterpretazione dei dati disponibili preesistenti;
- un rilevamento sismico di ricognizione, il cui programma sarà fortemente condizionato dalla topografia della regione.

Il passaggio alla seconda fase dipenderà dall'essere riusciti a dimostrare l'esistenza dei motivi strutturali di base ipotizzati nella relazione geologica di cui sopra.

La seconda fase comprenderà essenzialmente un rilevamento sismico di dettaglio eseguito con tecniche sofisticate sviluppate con successo negli Stati Uniti ed utilizzate nell'area delle montagne rocciose (Rocky Mountains overthrust belt).

L'alto costo di questo tipo di sismica condiziona economicamente l'estensione di questo dettaglio.

A seguito dei risultati favorevoli dell'indagine sismica si procederà alla terza fase che comprenderà la perforazione di un pozzo profondo dell'ordine di 4500-5500 metri.

PIANO FINANZIARIO

La previsione dei costi relativi al programma di lavoro è la seguente:

Prima Fase

Studi di geologia, stratigrafia, fotogeologia, 30 km. di sismica ricognitiva comprese spese generali e amministrative - Lit. 350.000.000.=

Seconda Fase

Studi di reinterpretazione e circa 70 km. di sismica di dettaglio, comprese spese generali -

Lit. 1.000.000.000.=

Terza fase

Perforazione di un pozzo a 4500-5500 metri -

Lit. 20.000.000.000.=

Totale delle spese previste Lit. 21.250.000.000.=

Futura messa in valore di eventuali giacimenti

La valorizzazione dei giacimenti eventualmente reperiti verrà condotta con la massima rapidità possibile, compatibilmente con le caratteristiche del giacimento e con la situazione del mercato.

Per la commercializzazione di eventuali giacimenti

di gas verranno considerate le prospettive di commercializzazione sul mercato regionale e l'eventualità di cessione a distributori preesistenti.

La relazione geologica è stata preparata dal Prof. Dietrich Roeder della nostra casamadre di Denver.

ANSCHUTZ ITALIANA PETROLI s.p.A.

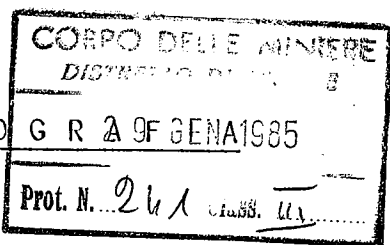


Milano, **20 DIC. 1984**

Allegati:

- a) Bibliografia;
- b) n. 5 carte e n. 4 sezioni con relativa leggenda.

B I B L I O G R A F I A G E N A 1 9 8 5



26101984

Agterberg, F. P., 1961, Tectonics of the Crystalline Basement of the Dolomites in Northern Italy. *Geologia Ultraiectina* 8, 1-232.

Angenheister, G., Bogel, H., Gebrande, P., Giese, P., Schmidt-Thome, P., and Zeil, W., 1972. Recent investigations of surficial and deeper crustal structures of the Eastern Alps. *Geol. Rundschau*, 61, 349-395.

Bachmann, G. H., Dohr, G., and M. Muller, 1982, Exploration in the classic thrust belt and its foreland: Bavarian Alps, Germany. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 66, 12, 2529-2542.

Bally, A. W., Gordy, P. L., and G. A. Stewart, 1966. Structure, seismic data, and orogenic evolution of Southern Canadian Rocky Mountains. *Bull. Can. Petrol. Geol.* 14, 337-381.

Bally, A. W., 1983. A Picture and Work Atlas, Seismic Expression of structural styles. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Studies in Geology Series No. 15*, 3 volumes.

Berckhemer, H., 1969. Topographic des Ivrea Korpers, abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 48, 235-246.

- Bernoulli, D., 1964. Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen). Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F. 118.
- Bernoulli, D. & Jenkyns, H., 1974. Alpine, Mediterranean, and Central Atlantic Mesozoic facies in relation the early evolution of the Tethys, in: Modern and ancient geosynclinal sedimentation: SEPM, Spec. Pub. 19, 129-160.
- Bolis, G., Cappelli, V., and M. Marinelli, 1981. Aeromagnetic Data of the Italian area: Instrumental to a better comprehension of the basement main characteristics in Italy: (ms) 43rd Meeting European Association of Exploration Geophysicists.
- Buchi, V. P., and Trumpy, R., 1976. Bemerkungen zum geologischen Profil Langs der Geotraverse, Basel-Chiasso. Schweiz, min. petrogr. Mitt. 56, 589-603.
- Castellarin, A., 1978. Il problema dei raccorcia-menti cristalli nel Sudalpino. Rend. Soc. Geol. Ital., 1.
- Cassinis, R., Franciosi, R., and S. Scarascia, 1979. The structure of the Earth's crust in Italy - A preliminary topology based on seismic data. Boll. Geof. Teor. ed applicata, 21, 82, 105-126.

- Cassinis, R., 1981. The structure of the Earth's crust in the Italian region, in: Sedimentary Basins of the Mediterranean Margins. ed. F. C. Wezel., C.N.R. Italian Project of Oceanography, 19-32.
- Chapple, W. M., 1978. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. Geol. Soc. Am. Bull. 89, 1189-1198.
- Dal Piaz, G. V., Hunziker, J. C., and G. Martinotti, 1972. La Zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi Nordoccidentali interne. Mem. Soc. Geol. Ital. 11, 433-466.
- Dahlstrom, C. D. A., 1970. Structural Geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. Bull. Can. Petrol. Geol. 18, 332-402.
- Davis, D., Suppe, J., and F. A. Dahlen, 1983. Mechanics of Fold-and Thrust Belts and Accretionary Wedges. Jour. Geophys. Res. 88, 1153-1172.
- De Jong, K. A., 1979. Overthrust in the Central Bergamase Alps, Italy. Geologie en Mijnbouw 58, 277-288.
- De Sitter, L. V., & De Sitter-Koomans, C. M., 1949. The Geology of the Bergamasc Alps, Lombardia, Italy. Leidse Geol. Med. 14, 1-257.

- Dewey, J. F., Pitman III, W. C., Ryan, W. B. F., and Bonnin, J., 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 3137-3180.
- Elliott, D., 1976. The motion of thrust sheets. *Jour. Geophys. Res.* 81, 949-963.
- Errico, G., Groppi, G., Savelli, S., and Vaghi, G. C., 1980. Malossa Field: A Deep Discovery in the Po Valley, Italy, in: *Giant Oil and Gas Fields of the Decade: 1968-1978.* Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir 30, p. 525-538.
- Gaetani, M., & Jadoul, F., 1979. The structure of the Bergamasc Alps. *Rend. Acad. naz. Lincei*, 8, 66, 5, 411-416.
- Gansser, A., 1968. The Insubric Line, a major Geotectonic Problem. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 48, 123-143.
- Giese, P., K. J. Reutter, V. Jacobshagen, R. Nicolich, 1982. Explosion Seismic Crustal Studies in the Alpine Mediterranean Region and their Implications to Tectonic Processes in: *Alpine-Mediterranean Geodynamics.* Berckhemer Hsu eds., *Geodynamics Series*, v. 7, 39-74.
- Harding, T. P., and J. D. Lowell., 1979. Structural styles, their plate-tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 63, 1016-1058.

Karner, G. D., and A. B. Watts, 1983. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges. Journ. Geophys. Res., 88, B12, 10,449-10,477.

2



Laubscher, H. P., 1961. Die Fernschubhypothese der Jura-faltung. Eclog. Geol. Helvet. 54, 221-282.

Laubscher, H. P., 1973. Jura Mountains in: Gravity and Tectonics. K. De Jong and R. Scholten, editors, 217-227, Wiley & Jones. New York.

Laubscher, H. P., 1973. Alpen and Plattentektonik, Das Problem der Bewegungs-Diffusion an Kompressiven Plattengrenzen. Z. Deutsch. Geol. Ges. 124, 295-308. (1973a).

Laubscher, H. P., 1973. Jura Mountains in: Gravity and Tectonics, De Jong, Scholten eds., John Wiley & Sons, 217-227. (1973b).

Laubscher H. P., and Bernoulli, D., 1977. Mediterranean and Tethys, in: Historire Structurale des Bassins Mediterranean - Split, Biju-Duval, Montadert, eds., edition technip., 129-132.

Laubscher, H. P., and Bernoulli, D., 1980. Excursion No. III, Cross-section from the Rhine Graben to the Po Plain: in: Geology of Switzerland, a guide-book, Pt. B: Geological Excursions, 183-209.

Laubscher, Hans Peter, 1985. A Key to the Kinematics of the Southern Alps: the Grigna thrust. Geol. Soc. of Amer.

Le Pichon, X., Francheteau, J., and J. Bonnin, 1973, Plate Tectonics. Developments in Geotectonics, 6, 300 p., Elsevier, Amsterdam.

Merla, G., 1951. Geologia dell' Appennino Settentrionale, Bull. Soc. Geol. Ital. 70, 95-382.

Miller, H., Ansorge, J., Aric, K., and G. Perrier, 1978. Preliminary Results of the Lithospheric Seismic Alpine Longitudinal Profile, 1975, from France to Hungary., in Alps, Apennines, Hellenides, Closs, Roeder, Schmidt, editor. IVCG Scientific Report No. 38, 33-39.

Milnes, A. G., and Pfiffner, 1980. Tectonic evolution of the Central Alps in the cross-section St. Gallen-Como. Eclogae geol. Helv., 73/2, 619-633.

Mueller, St., and Sprecher, Ch., 1978. Upper Mantle Structure Along a Profile through the Eastern Alps - from Rayleigh Wave Dispersion. - in: Alps, Apennines, Hellenides, Closs, Roeder, Schmidt, eds., IVCG Scientific Report No. 38.

Ogniben, L., 1973. Structural Model of Italy. - Consiglio Nazionale delle Ricerche. Map 1:1000,000; 4 map sheets.

- Pieri, M., and Groppi, G., 1981. Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy: CNR Pubblicazione No. 414 del Progetto Finalizzato Geodinamico, p. 1-11, 8 plates.
- Ramberg, Hans, 1977. Some remarks on the mechanism of nappe movement. Geologiska Foringen Stockholm Forhandlingar 99, 110-117.
- Rocco, T., and Jaboli, D., 1958. Geology and hydrocarbons of the Po basin, in: Habitat of oil and some factors that control it. Weeks ed., Am. Assoc. Petrol. Geol. Symposium 1153-1167.
- Roeder, D. H., 1967. Rocky Mountains. Beitr. Region. Geol. Erde., v. 5, 1-318, Borntraeger.
- Roeder, D., and Bogel, H., 1978. Geodynamic interpretation of the Alps. - in: Alps, Apennines, Hellenides, Closs, Roeder, Schmidt, ed., IVCG Scientific Report No. 38, 191-212.
- Roeder, Dietrich, 1979. Continental Collisions. Rev. Geophys. Space Phys., 17, 6, 1098-1109.
- Roeder, Dietrich, 1980. Geodynamics of the Alpine-Mediterranean system-a synthesis. Eclogae Geol. Helvet. 73, 2, 353-377.

- Roeder, Dietrich, 1983. Exploring Fold-Thrust Belts for Hydrocarbons. Am. Assoc. Petrol. Geol. Structural Geology School, Jackson Hole, Wyoming, 1-216.
- Roeder, D., 1984. Tectonic Evolution of the Apennines (abs). Am. Assoc. Petr. Geol., Bull, 6816, 798.
- Roeder, D., 1985. Post-Collisional Plate model of the Alps. Amer. Geophysical Union.
- Royse, Jr. F., M. A. Warner, and D. L. Reese, 1975. Thrust belt structural geometry and related stratigraphic problems: Wyoming-Idaho-northern Utah, in: RMAG Symposium on Deep Drilling Frontiers in the Central Rocky Mountains, 41-54.
- Rybach, L., 1976. Die Schweizer Geotraverse Basel-Chiasso: Eine Einfuhrung. Schweiz. Min. Petrog. Mitt., 56, 581-588.
- Rybach, L., Mueller, St., Milnes, A. G., Ansorge, J., Bernoulli, D., and M. Frey, 1980: The Swiss Geotraverse Basel-Chiasso - a review. Eclogae geol. Helvet., 73/2, 437-462.
- Shaw, E. W., 1963. Canadian Rocky Mountains - orientation in time and space, in: Backbone of the Americas, Childs, Beebe, eds. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 2, 231-242.

Stein, A. Vecchia, O., R. Froelich, 1978. A seismic model of a Refraction Profile across the Western Po Valley, in: Alps Apennines Hellenides, IUCG Sci. Rept. 38, Closs, Roeder, Schmidt, ed., 180-190.



Tapponnier, Paul, 1977. Evolution tectonique du systeme alpin en Mediterranee: poinconnement et ecrasement rigide-plastique. Bull. Soc. Geol. France 19, 3, 437-460.

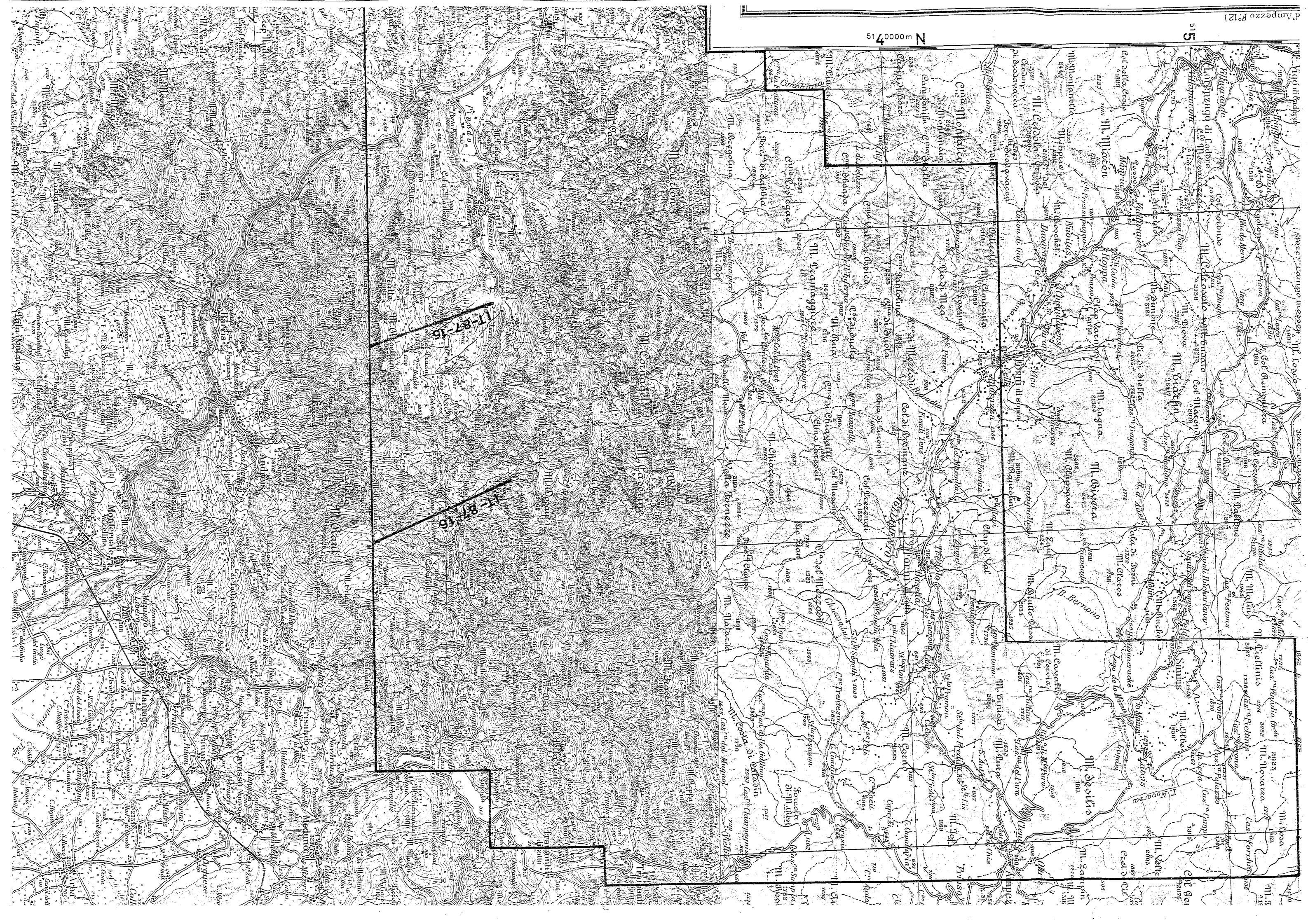
Trevisan, L., 1963. la Paleogeographie du Trias de l' Apennin Septentrional et Central et ses rapports avec la tectogenese, in: Livre Paul Fallot, Soc. Geol. France, 2, 217-225.

Trumpy, R., 1960. Paleotectonic evolution of the central and western Alps. Geol. Soc. Am. Bull., 71, 843-908.

Trumpy, R., 1969. Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation and Ausatze zu einer Kinematischen Analyse. Eclogae Geol. Helv., 62, 105-138.

Trumpy, Rudolf, 1980. Geology of Switzerland, a guide-book. Pt A: An Outline of the Geology of Switzerland: Schweiz. Geol. Komm. Wepf & Co., Basel, New York.

Ziegler, P., 1982. Geological Atlas of Western and Central
Europe 130p, 2 volumes. Shell IPM, B. V. (Elsevier).



5140000 m N

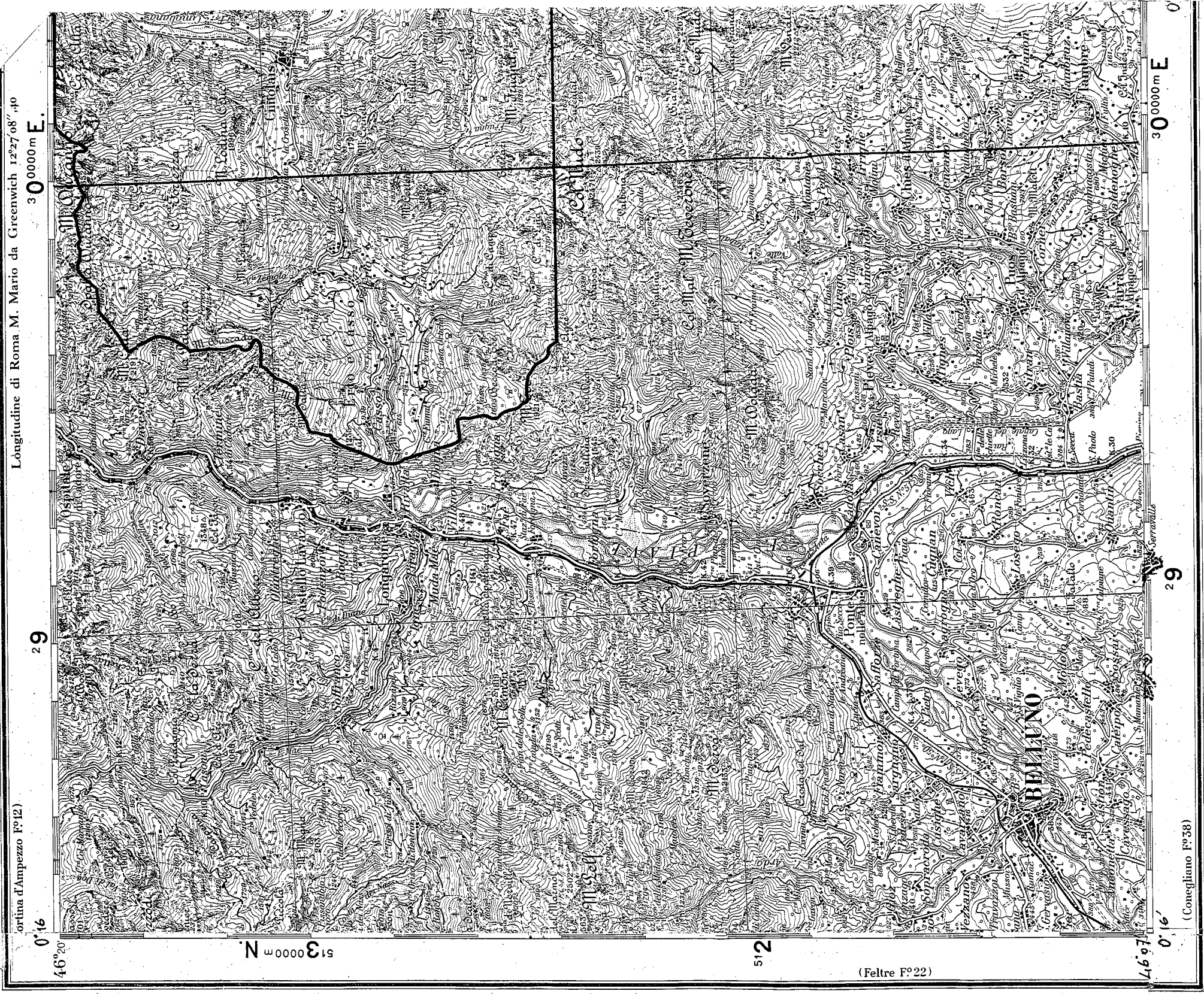
T-87-15

T-87-16

Internazionale orientato a Roma (M/Mario)

ortina d'Ampezzo F°12)

Longitudine di Roma M. Mario da Greenwich 12°27'08" +40
30 0000 m E.



29

0'16

46°20'

N 30000 m E

512

(Feltre F°22)

46°07'

0'16

29

30 0000 m E

(Conegliano F°38)

chilometrica di 1 a 100000

Compendio equidistanza è di 50 metri

Carta ufficiale dello Stato (Legge N° 68 del 2-2-1960)
Tutti i diritti di riproduzione e di rielaborazione riservati