

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen =
Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 48 (1968)

Heft: 1: Symposium "Zone Ivrea-Verbano"

Artikel: La zone Cuneo-Ivrea-Locarno, élément fondamental des Alpes :
géophysique et géologie

Autor: Vecchia, Orlando

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-37765>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 26.04.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

La zone Cuneo-Ivrea-Locarno, élément fondamental des Alpes

Géophysique et géologie

Par *Orlando Vecchia* (Milano) *)

Avec 5 planches

La méthode d'étude

Les résultats obtenus par la sismologie artificielle sur le territoire des Alpes, en particulier occidentales, sont nombreux et très importants. Toutefois les images géotectoniques d'ensemble qu'on a pu en tirer sont tellement vagues qu'il semble encore impossible d'y chercher des corrélations avec la géologie de surface.

Beaucoup de contributions et de perfectionnements surviendront et sont d'ailleurs demandés aux différents secteurs des sciences de la terre. Toutefois, certaines corrélations commencent à ressortir des résultats qu'on peut tirer de la gravimétrie. Ces résultats dérivent des nouvelles cartes gravimétriques que je vais présenter et ils complètent les conclusions de mes études antérieures (1952)¹⁾.

Ces cartes sont des deux types: l'un à anomalies de Bouguer et l'autre avec réduction isostatique²⁾. Les réductions isostatiques italiennes et françaises ont

*) Istituto di Geofisica Applicata del Politecnico, via Bonardi 15, Milano.

¹⁾ J'ai dessiné ces cartes d'après les nouvelles anomalies originales de la Commissione Geodetica Italiana, réduites par S. Ballarin mais encore inédites. Il avait publié en 1963 des cartes provisoires. J'ai réuni les cartes italiennes aux récentes cartes françaises de S. CORON (Groupe d'études 1963) et aux anciennes données suisses de NIETHAMMER et LEHNER (v. HEISKANEN 1939). Toutes ces données apparaissent en très bon accord entre elles sur toute la longueur des frontières.

²⁾ Dans chaque type j'ai fait deux cartes différentes: l'une à réduction calculée avec densité constante (2,67) de façon analogue aux cartes françaises, l'autre avec densité variable, point par point, selon la nature des roches, en perfectionnant la méthode employée pour la carte suisse. Dans le cas des cartes à densité variable et dans le but d'uniformiser les cartes françaises (qui étaient à densité constante), je les ai recalculées en fonction de la géologie, en utilisant les anomalies de la carte française de 1949. La comparaison montre que les différences entre les cartes des deux types de densité sont assez faibles et ne modifient pas le tracé des lignes isanomales; ces différences ne jouent

comme donnée de départ commune que la profondeur du contact entre les couches à densité 2,7 et à densité 3,3 est établie à 30 km lorsque la surface du terrain est à altitude moyenne zéro, et qu'elle croît en même temps que l'altitude du pays³).

En conséquence, les lignes d'égalité réduction (pl. I) devraient correspondre à l'allure d'ensemble de la surface de base de la lithosphère alpine, s'il n'existait pas de couche „basaltique“ ou d'autres masses de haute densité telle que la zone Cuneo-Ivrea-Locarno. La comparaison avec les isobathes de la surface de Mohorovičić dressées par les séismologues (Groupe d'étude 1963) montre un accord d'ensemble avec la carte de l'interprétation Paris (qui n'admet pas de couche de basalte et reste limitée à l'W de la zone C.I.L.) tandis qu'il y a une différence très grande avec l'interprétation Strasbourg (avec basalte et avec une masse C.I.L. flottante, séparée de la surface de Mohorovičić). Cela (et d'autres coïncidences qu'on montrera par la suite) souligne l'importance de la carte isostatique. Mais, loin de confirmer point par point les schémas postulés par les réductions isostatiques, son utilité est surtout de soustraire à la carte de Bouguer une allure régionale assez douce et de mettre ainsi en évidence des anomalies plus localisées.

Dans un territoire comme les Alpes, de nature tellement variée et articulée, où l'on trouve partout les traces de la succession de crises orogéniques et magmatiques subies, je crois qu'il est nécessaire de poursuivre non seulement des études au moyen de profils et de sections verticales mais aussi de procéder à des comparaisons des données géophysiques et géologiques dans des plans horizontaux.

Les isanomales de Bouguer

Sur la carte des anomalies de Bouguer (pl. II), on observe que l'axe de la grande zone de moindre pesanteur suit de près le collier des massifs cristallins anciens externes, mais ne coïncide pas avec eux. En effet, quoique au S, la zone négative couvre exactement le massif de l'Argentera, son minimum n'est pas sur le noyau central granitisé mais à l'extrémité NW du massif (M. Tinibras). Après, l'axe suit le contact entre les nappes briançonnaises externes et le flysch de l'Embrunais — Ubaye et l'on arrive au minimum non sur le massif granitique du Pelvoux mais entre celui-ci et Briançon, et à distance encore plus grande du massif de Belledonne qui se trouve déplacé à l'W. Après Briançon, l'axe se développe sur le Permo-carbonifère des nappes briançonnaises externes et le suit aussi dans le tronçon italien, entre les cols du Petit et du

guère de rôle dans l'analyse géologique qui va suivre et il suffit de présenter seulement les cartes à densité variable.

³) Les réductions isostatiques ont été calculées par le système d'Airy et dans l'hypothèse de la compensation locale. Les réductions suisses avaient été calculées par une autre méthode mais elles s'éloignent très peu des premières.

Grand St. Bernard, en restant entre le granite du Mont-Blanc et le cristallin des nappes penniques.

En se poursuivant dans le Valais, l'axe du minimum gravimétrique abandonne le Carbonifère et passe sur la masse de la nappe du St. Bernard, c'est-à-dire entre le Rhône et la nappe de la Dent Blanche; auprès de Brigue il traverse la vallée et rentre, par un brusque déplacement au N, sur le granite du Finsteraarhorn (massif de l'Aar), qu'il suit.

Ensuite, dans les Grisons, la zone de moindre pesanteur s'élargit très vite en couvrant une vaste surface qui occupe tout le bassin des „Glimmerschiefer“ du Prättigau et, s'étendant davantage en correspondance des nappes autrichiennes empilées, y rejoint un premier grand minimum (-185 mgal) sur les gneiss de la Silvretta et un autre (-190 mgal) sur ceux du haut Val Venosta (Vintschgau) en Italie, les deux minima étant séparés par un ensellement sur la culmination (fenêtre) de la basse Engadine.

En résumé, pour ce qui regarde les Alpes Occidentales, on peut dire que la zone de moindre pesanteur reste près du bord interne des massifs cristallins hercyniens; aux extrémités méridionale (Argentera) et septentrionale (massif de l'Aar) seulement, son axe s'appuie contre les massifs granitiques tandis que dans tout le reste il s'en éloigne beaucoup, en restant sur le Mésozoïque Briançonnais jusqu'à Briançon, sur le Carbonifère jusqu'au Grand St. Bernard et sur les gneiss et micaschistes de la nappe du St. Bernard jusqu'au massif de l'Aar.

Il est donc assez clair que la grande zone axiale d'anomalie négative n'est pas produite par les massifs granitiques anciens, et pas même (comme on le montrera) par les granitisations récentes et les „Kristallisationshöfe“ (BEDERKE, 1963).

Or, c'est juste aux deux extrémités susdites de l'arc alpin occidental que la zone anormale positive piémontaise Cuneo-Ivrea-Locarno va s'appuyer à son tour à l'arc de la zone axiale négative, tandis qu'au milieu elle en reste détachée, précisément comme la corde d'un arc; de sorte qu'on a l'impression que dans l'Argentera et dans le massif de l'Aar, même la zone axiale négative est poussée sur les masses granitiques, en raison surtout du voisinage du corps à haute densité de la zone piémontaise C.I.L.

D'ailleurs, ce fait est aussi bien valable pour la partie centrale de l'arc, comme l'ont mis à l'évidence tout les auteurs qui ont essayé de reproduire par des calculs les profils gravimétriques des Alpes Occidentales (ULRICH, H. J., CORON, S., BERCKHEMER, H., MORELLI, C., CLOSS, H. et PASCUAL, F., voir Groupe d'études, 1963). On déduit de leurs calculs que, si le corps à haute densité de la zone C.I.L. n'existait pas, l'axe de la zone négative serait déplacé vers l'E jusqu'à tomber même au milieu des nappes penniques, où celles-ci, d'après les coupes classiques des nappistes, possèdent leur épaisseur maximale⁴⁾.

⁴⁾ Vecchia 1952.

Gravimétrie et magmatisme

1. A la zone gravimétrique Cuneo-Ivrea-Locarno sont liées de manière plus ou moins évidente beaucoup de manifestations magmatiques. Mais pour mieux les étudier il est convenable de se référer à la carte des anomalies isostatiques (pl. III), laquelle, n'étant pas influencée par la grande zone négative axiale, est plus propre à mettre en évidence les masses de densité anormale enfouies dans le Sial. Cherchons, avant tout, où se trouvent les masses magmatiques jeunes (alpines).

Aucune d'elles ne se rencontre dans la zone négative; au contraire, on les trouve toutes le long des grandes anomalies positives ou sur leur pourtour.

Tel est, pour la zone piémontaise C.I.L., le cas des intrusions, avec abondants halos métamorphiques de contact, de Biella (syénite-monzonite), de Brosso et Traversella (diorite quartzifère), de la diorite des affleurements de Cocco et du Val Maggia. D'ailleurs, la même disposition, même si elle est moins évidente, peut être observée plus à l'E dans les autres parties de la zone gravimétrique positive des Alpes Méridionales et de ses ramifications, soit sur le flanc N, soit sur le bord S⁵).

2. Mais, comme je l'écrivais en 1952, si l'on considère non seulement les masses magmatiques d'âge alpin ou post-alpin mais aussi les masses anté-alpines, il devient clair que toutes les roches issues d'un magma suivent le même alignement et se trouvent emplacements sur les flancs des zones anormales sudalpine et piémontaise. C'est le cas des masses plus particulièrement liées à la zone C.I.L. puisqu'elles en suivent la crête: les péridotites au débouché du val de la Dora Baltea (à l'W de Turin) et celles du Canavese et des vals de la Sesia, de l'Ossola et de Vigizzo (Finero). Puis dans les Préalpes lombardes on trouve l'essaim des filons de porphyrite distribués entre Bergame et le lac d'Isée, en partie d'âge raiblien avec le volcan contemporain du Val Sabbia, et en partie d'âge mésozoïque indéterminé. Au delà du lac de Garde, ce sont les porphyrites d'âge ladinien des Préalpes de Vicenza et celles des Dolomites, des Alpes Carniennes et Juliennes.

Admettons donc que le long de la zone C.I.L. et des autres zones positives, avec leurs ramifications, devaient exister pendant le Mésozoïque une ou plusieurs géofractures par lesquelles montaient et s'épanchaient des magmas, surtout basiques et même ultrabasiques au Piémont. Il apparaît encore plus sûr que la même zone avait été encore plus active pendant le Permien, mais

⁵) L'on peut citer les masses de la zone dioritique Bellinzona-Valtelline, et du granite de S. Fedelino, du Val Bregaglia (Bergell) en Lombardie et de Cima d'Asta dans les Alpes Venitiennes, mais il y en a jusqu'à la frontière austro-yougoslave. Et il en est de même avec la zone des volcans basaltiques vicentins-véronais, d'âge paléogène, qui suit constamment le côté interne de la zone anormale positive et sa ramification SE avec le complexe trachytiques et basaltiques des Monts Berici-Euganei, dont l'activité dura jusqu'à la fin du Cénozoïque.

manifestait alors un volcanisme acide: tous les porphyres quartzifères et les volcanites de cette période post-hercynienne sont emplantés sur les flancs et la crête des grandes zones positives sudalpines et de leurs branches, tandis qu'en dehors d'elles le volcanisme permien s'affaiblit et les dépôts permien sont parfois même dépourvus de telles manifestations magmatiques. Ce fait peut être observé déjà dans les Alpes Carniennes, puis dans la vaste effusion ignimbritique des Dolomites à l'E de l'Adige, ensuite dans le Valtrompia et dans toute la chaîne bergamasque ainsi que dans la ramification positive du Spluga avec ses porphyres. En venant à la zone piémontaise C.I.L., il apparaît dans les porphyres de Lugano-Varese et dans ceux de la zone qui va du Lac Majeur jusqu'à Biella, avec son prolongement dans le Canavese où ils disparaissent sous la plaine. Mais la zone des porphyres permien reprend plus au S sur le périmètre externe de la zone anormale dans la haut du Val Stura de Demonte, avec des petits masses comprises entre le Permo-carbonifère axial des Alpes Cottiennes, et se développe, après Cuneo, dans la grande zone des porphyroïdes jusqu'à Savone, où elle est raccordée à la zone positive du pourtour de la mer Ligurienne.

3. Mais sur le parcours de la zone C.I.L., outre les épanchement volcaniques permien, se rencontrent des masses magmatiques intrusives qui sont considérées comme plus âgées et ce sont ces dernières qui sont les plus évidemment liées à la zone gravimétrique positive puisque elles en forment la crête d'Ivrée à Locarno. Cela va sans dire pour la zone diorito-noritique Ivree-Verbano „sensu strictu“, et aussi de la diorite de Cortabbio en Valsassina et de celle de Val Torgola-Val Navazze (hercynienne selon MARTINA 1966) ensevelie sous la ligne du Valtrompia. Mais c'est aussi le cas pour la zone granitique depuis le lac Majeur jusqu'à Biella et pour les autres affleurements granitiques du Canavese. Et que dire des masses dioritiques dans le val de Pinerolo et du pointement granitique de Cavour sortant de la plaine même et, encore plus au S, de la diorite de Venasca (Val Varaita), qui sont toutes sur le sommet de la zone positive? Beaucoup plus à l'E, il y a encore le granite de Savone qui se trouve dans une position semblable. A propos des massifs magmatiques acides en pleine anomalie positive, on doit reconnaître que malgré leur densité plus faible ils ne suffissent presque jamais à entamer les flancs de la zone positive: sauf peut-être à l'étranglement de Biella et à la petite anomalie négative locale des porphyres de Lugano-Varese.

4. Après avoir énuméré toutes les espèces de roches endogènes des Alpes Occidentales, il ne me resterait qu'à considérer les roches vertes métamorphiques dont sont parsemés les Schistes lustrés, soit en grandes masses, soit en petits lambeaux: elles ne présentent pas de relation constante avec la zone positive. Les petites masses du S (Val Stura-Val Maira) sont reliées encore au maximum de l'anomalie de Cuneo, mais la grande zone du Mont-Viso se trouve sur son versant externe, où l'anomalie positive diminue. Les masses

du Mongenèvre sont sur une ramification de l'anomalie majeure. Au contraire, les roches vertes très étendues des Vallées de Lanzo ne donnent qu'une anomalie positive faible et surtout la zone la plus grande, celle entre Aoste et le Mont-Rose ne cause presque pas d'anomalie positive; ceci se répète pour les roches vertes de Domodossola et pour celles des Grisons et de la haute Engadine. L'indépendance de telles masses du tableau gravimétrique général pourrait sembler complète, sauf pour des anomalies positives locales. En tout cas ces roches vertes se trouvent toutes sur le versant externe de la zone C.I.L. et pour la plus grande partie apparaissent déracinées et emballées. Il y en a d'autres qui pourraient être des roches d'épanchement, alimentées par des voies secondaires. En tout cas leur rapport avec la zone C.I.L. implique que leur magmatisme ultrabasique (liasique jusqu'à crétacé?) doit être lié à cette dernière.

5. La constance des rapports de position avec la zone C.I.L. que les masses magmatiques ont maintenu au cours des âges et aussi leur composition chimique, font ressortir qu'une ligne de fracture de la croûte, ou un système de telles lignes, se trouvait déjà à l'emplacement des zones positives des Alpes Méridionales avant le Mésozoïque. En Autriche, la présence de la ligne péri-adriatique pendant le Mésozoïque et le Permocarbonifère a été reconnue par des études purement géologiques; dans les parties vénitienne et lombarde des zones positives, depuis le Permien ou auparavant; en Piémont peut-être aussi en des temps plus reculés: donc, bien antérieurement à l'orogénèse alpine.

Ces faits géologiques s'opposent à l'hypothèse que le corps de matières denses et magnétiques de la zone piémontaise C.I.L. soit une espèce de nappe d'âge alpin ou que ce soit une masse allochtone (GIESE et alt., 1967). La présence de la très ancienne zone C.I.L. de direction NNE et des autres zones subalpines avec leurs branches NE et leurs ramifications SE, s'opposent, entre autre, à l'idée des gigantesques translations horizontales de toute la région nord-italienne. Celle-ci, selon quelques résultats de mesures paléomagnétiques, devrait provenir de la région caucasienne, où elle se serait trouvée au Permien.

Egalement inacceptable apparaissent d'autres migrations grandioses de l'Italie septentrionale, provenant cette fois du SE, suivant des grandes failles horizontales de direction érythréenne (apennine) qu'on avait attribuées jadis à ce pays, pour des raisons morphotectoniques. En recherchant de l'espace pour dérouler les nappes alpines or apenniques, on a imposé à l'Italie du Nord d'autres péripéties migratoires, rotatoires dans ce cas; ceci ne semble plus tant nécessaire si, d'après des vues géomécaniques plus vraisemblables, l'on ne conçoit plus ces nappes comme étant composées de matière inextensible mais plutôt comme des matières plastiques sujettes à la tectonique gravitative engendrée par des phénomènes à l'intérieur de la croûte (voir VAN BEMMELEN, RITTMANN, DE JONG).

Il est sûr que l'état actuel de la zone C.I.L., peut-être sa pétrographie même,

est différent de ce qu'il était à la fin du Paléozoïque, mais cette zone doit représenter l'évolution *sur place* d'un système de structures subverticales profondes intéressant le côté intérieur de toute la chaîne alpine, d'une extrémité à l'autre. Le dessin en plan du système articulé d'anomalies positives qui se relaient l'une l'autre et de leurs ramifications, apparaît tellement semblable à celui de l'orogène alpin, plus jeune que lui, que l'on est tenté d'en déduire que la chaîne entière s'est moulée sur ce système. Ce qui équivaut à dire que les zones d'anomalies positives sont à l'origine même de la chaîne alpine.

Puisque, d'après les résultats séismologiques de GIESE (1967), en dessous de la zone à excès de pesanteur, entre 20 et 40 km, il y aurait une vaste couche à vitesse V_P autour de 4,0 km/s (et cela ne peut être autre chose que du magma) et étant donné que pour avoir une anomalie de la forme qu'on trouve sur la zone C.I.L. il est nécessaire qu'il y ait un bourrelet supérieur de très haute densité, l'on pourrait supposer que ce dernier n'est pas autre chose que la partie solidifiée de la zone magmatique et que celle-ci est donc du magma ultrabasique, plutôt que sialique, avec des hybridations locales (latérales).

Gravimétrie et tectonique alpine

1. Et venons maintenant aux conséquences tectoniques qu'on peut tirer des nouvelles cartes gravimétriques. L'une des plus intéressantes est que sur cette carte isostatique (pl. IV) on découvre pour la première fois la ligne insubrique proprement dite: elle apparaît très clairement à l'E du lac Majeur et dans la Valtelline, représentée par un fort gradient positif vers le S. On reconnaît maintenant que l'anomalie positive des Préalpes lombardes embrasse toute la zone tectonique dite des Alpes Méridionales et est limitée au N par la ligne insubrique. La tectonique de ces Préalpes étant relativement simple et ne présentant pas des grandes nappes empilées, rend moins difficile l'interprétation des causes de l'excès de pesanteur. Du côté N il s'agit d'un excès d'à peu près 30 mgal, ce qui pourrait être produit par une couche de 2,5 km ayant une densité relative de 0,3. On aurait le même contraste de densité aussi dans le cas d'une masse métamorphique mésozonale mais l'essaim des filons de porphyrite emplantés dans cette partie, et de ceux de basalte qui viennent au jour partout à l'E du lac de Garde où l'anomalie augmente, suggèrent l'existence de masses basiques⁶).

Au N de la ligne insubrique, dans la zone des nappes, une zone plus petite d'anomalie positive se détachant de la ligne insubrique correspond à l'intrusion granitique jeune du Val Bregaglia et aux nappes médiopenniques (Tambò, Suretta et Margna).

Mais il est étonnant que la ligne insubrique, qui en Lombardie était à la limite N (extérieure) de la zone positive sudalpine, dans son parcours entre le

⁶) Il y a aussi anomalie magnétique, encore très peu connue.

lac de Come et Locarno coupe les lignes isanomales et ainsi se trouve déplacée sur la crête de l'anomalie Cuneo-Ivrea-Locarno. Cette dernière est très aigue et beaucoup plus intense que l'anomalie lombarde.

2. Toutefois le raccord entre les deux parties existe, quoique assez faible. Il demeure parallèle à la traînée de roches basiques de Bellinzone à la Valtelline tout en restant plus au S (plongement N des intrusions basiques?) et surtout ce raccord se dédouble à l'E de Lugano en envoyant une 2^e branche en direction de Lecco, ce qui est tout à fait en accord avec l'allure de la géologie de surface. Des accidents transversaux, auxquels on pourrait ramener aussi le profond sillon du lac de Come, coupent le raccord entre les deux grandes anomalies positives : il doit s'agir d'accidents d'âge alpin puisqu'ils se rattachent, au N, au synclinal du Col de San Bernardino et au Val de Chiavenna. Au S, le sillon du lac de Lecco et le grand pli en arc du Monte Albenza soulignent la termination périclinale de l'anomalie positive lombarde.

Les Alpes méridionales lombardes se termineraient-elles donc entre Come et Bellinzone ou bien la ligne insubrique de la géologie de surface changerait-elle ici sa fonction au profit d'une autre ligne inconnue qui la relayerait à l'extérieur de la zone C.I.L.? Dans ce dernier cas, la zone Verbano-Ivrea des géologues avec les massifs de gneiss Sesia-Lanzo et Dora-Maira constitueraient l'équivalent des Alpes méridionales lombardes ; dans le premier cas on pourrait y trouver la zone radicale des nappes penniques.

A l'appui de l'existence d'une ligne tectonique à l'W des massifs Sesia-Lanzo et Dora-Maira ou cachée en dessous, on pourrait observer qu'il y a là (pl. V) une chaîne de zones séismiques actives, laquelle suit toute la zone C.I.L. sur sa crête et son flanc extérieur en soulignant même les anomalies positives mineures qui se ramifient à partir de cette zone. Ces séismes ont parfois une origine suffisamment profonde pour assurer que la friction mécanique ne s'exerce pas sur des surfaces de chevauchement des nappes presque horizontales mais au contraire qu'elle doit s'engendrer sur des surfaces de faille subverticales. En effet la séismicité de la zone C.I.L. semble s'articuler sur deux zones : l'une interne et l'autre externe, difficiles à distinguer à cause de leur petite distance. Le même dédoublement se présente plus clairement pour l'anomalie gravimétrique lombarde ; mais ici la séismicité sur la ligne insubrique est beaucoup plus petite que celle étalée sur le rebord S des Alpes Méridionales au commencement de la plaine (faille périmétrale de Cozzaglio 1930 ou "1st step" de DE SITTER 1949).

3. Un autre phénomène important ressort de la carte gravimétrique (pl. IV) : la partie septentrionale de l'anomalie positive C.I.L. correspond à la grande culmination tessinoise des nappes alpines ; ici les nappes penniques supérieures et moyennes sont déchirées par l'érosion et par cette fenêtre géante les pennides inférieures (lépontines) montent à la surface, l'une à l'intérieur de l'autre comme les couches dans un pli anticlinal. Le soulèvement des nappes empilées,

évidemment plus récent que leur mise en place, aurait donc été causé par une élévation des masses souterraines de la zone C.I.L., laquelle aurait rejoué après les paroxysmes alpins comme après les hercyniens. D'ailleurs c'est le même soulèvement qui a agi sous l'effet des mêmes causes sur les Préalpes lombardes au S de la ligne insubrique.

4. Très intéressante et assez compliquée apparaît la terminaison méridionale de la zone positive : elle se dédouble (comme l'avaient soupçonné S. CORON et A. GUILLAUME, 1967). La branche principale se poursuit au S sur la zone du flysch du Col de Tende, qui est un terrain léger, ce qui impose la présence de roches lourdes en dessous ; et puis elle tourne vers l'E avant de rejoindre à Albenga la zone positive de la côte ligure. Entre celle-ci et la branche du Col de Tende il y aurait un prolongement enseveli du massif de l'Argentera, avançant beaucoup vers l'E en territoire italien. La deuxième branche d'anomalie positive se dirige par Cuneo vers l'E en suivant les petits affleurements de Schistes lustrés qui sortent du manteau cénozoïque et jalonnent le pied septentrional des Alpes ligures. Ce dernier massif, celui des Pennides ligures, compris entre les deux branches d'anomalies positives, est lui même en anomalie négative et il est encadré aussi par deux zones séismiques vers la plaine et vers la mer, représentant probablement des failles profondes (pl. 5).

5. Sur le flanc extérieur de la zone gravimétrique C.I.L. (pl. 4) une suite de minima de pesanteur souligne la zone des Schistes lustrés avec ses Roches vertes ; celles-ci, étant déracinées, n'ont presque aucune influence sur la carte gravimétrique, ni dans les vallées de Lanzo, ni entre Aoste et le Mont Blanc, en dépit de leur grande extension, de même que dans les Grisons.

Au delà de la première zone des Schistes lustrés, on trouve un autre collier d'anomalies positives mineures, dont les plus remarquables sont : celle de la Valpelline-Théodule, en évidente corrélation avec la zone à kinzigites de ces lieux, et celle du Pizzo d'Arbola-Passo S. Giacomo-Airolo. Il y en a d'autres plus petites : une entre le Mt. Blanc et le Grand Paradis, qui présente une allure transversale, une autre entre le Mt. Cenis et Modane, une troisième au Mongenèvre-Bardonecchia au S du Massif d'Ambin et enfin la plus petite est près du col de la Madeleine.

Toutes ces anomalies sont sur les nappes penniques : pour celle d'Airolo on ne trouve pas d'explications dans la nature des roches locales, si ce n'est l'intrusion dioritique du Val Bavona ; pour celle de la Valpelline, il y a la zone kinzigitique à minéraux lourds ; mais il y a toutefois aussi le gneiss granitisé qui est plus léger ; plus au S, on pourrait s'expliquer ces anomalies par la présence des ultrabasites.

En tout cas, on ne doit pas négliger une autre explication possible qui ressort de la comparaison de la carte isostatique avec une des cartes séismiques obtenues par les grandes explosions dans les Alpes Occidentales (Groupe d'études, 1963, fig. VI—39, pag. 200). Cette carte, qui représente les lignes de

niveau de la base du Sial dans l'hypothèse (du Groupe de Paris) de réflexions sur une seule surface (Moho), montre, à l'W de la zone C.I.L., plusieurs protubérances dirigées à l'W, comme des remparts alignés entre le Grand St. Bernard et le Col de la Madeleine. L'allure de ces lignes de niveau de la base du Sial est assez semblable à celle de la carte isostatique pour faire soupçonner que les anomalies gravimétriques mineures énumérées auparavant, ont une origine profonde, liée à la base même du Sial. Dans ce cas certaines „nappes“, ou au moins leurs ultrabasites, devraient être... enracinées!

De telles anomalies positives mineures, ayant parfois une allure transversale, ressemblent aussi à celles qu'on trouve dans les Alpes françaises formant un grand arc à partir du dôme de Barot jusqu'au S du Pelvoux et se prolongeant avec un autre qui suit la chaîne du massif de Belledonne et au N de l'Arve se déplace sur les Préalpes du Chablais et sur l'Oberland bernois. La cause de cette zone d'anomalie est inconnue, mais il doit y avoir quelque chose qui soulève le soubassement cristallin, soit au dôme de Barot, soit le long de la chaîne de Belledonne.

Mais l'origine de cet arc d'anomalie n'est pas sans connexion avec la zone C.I.L., à en juger par le parallélisme avec lequel l'arc externe reproduit la courbure de l'arc piémontais. Un troisième arc ayant des caractères semblables est celui du Jura. Une telle disposition à arcs subparallèles rattachés en virgation à une extrémité, rappelle le dessin articulé des Apennins du Nord et du Centre.

Conclusions

Le développement de l'étude comparative entre la géologie et les nouvelles données géophysiques appuie la conclusion que les anomalies gravimétriques des zones de Cuneo-Ivrea-Locarno et les Alpes Méridionales présentent le caractère d'anciennes failles profondes, peut-être produites par l'orogénèse hercynienne.

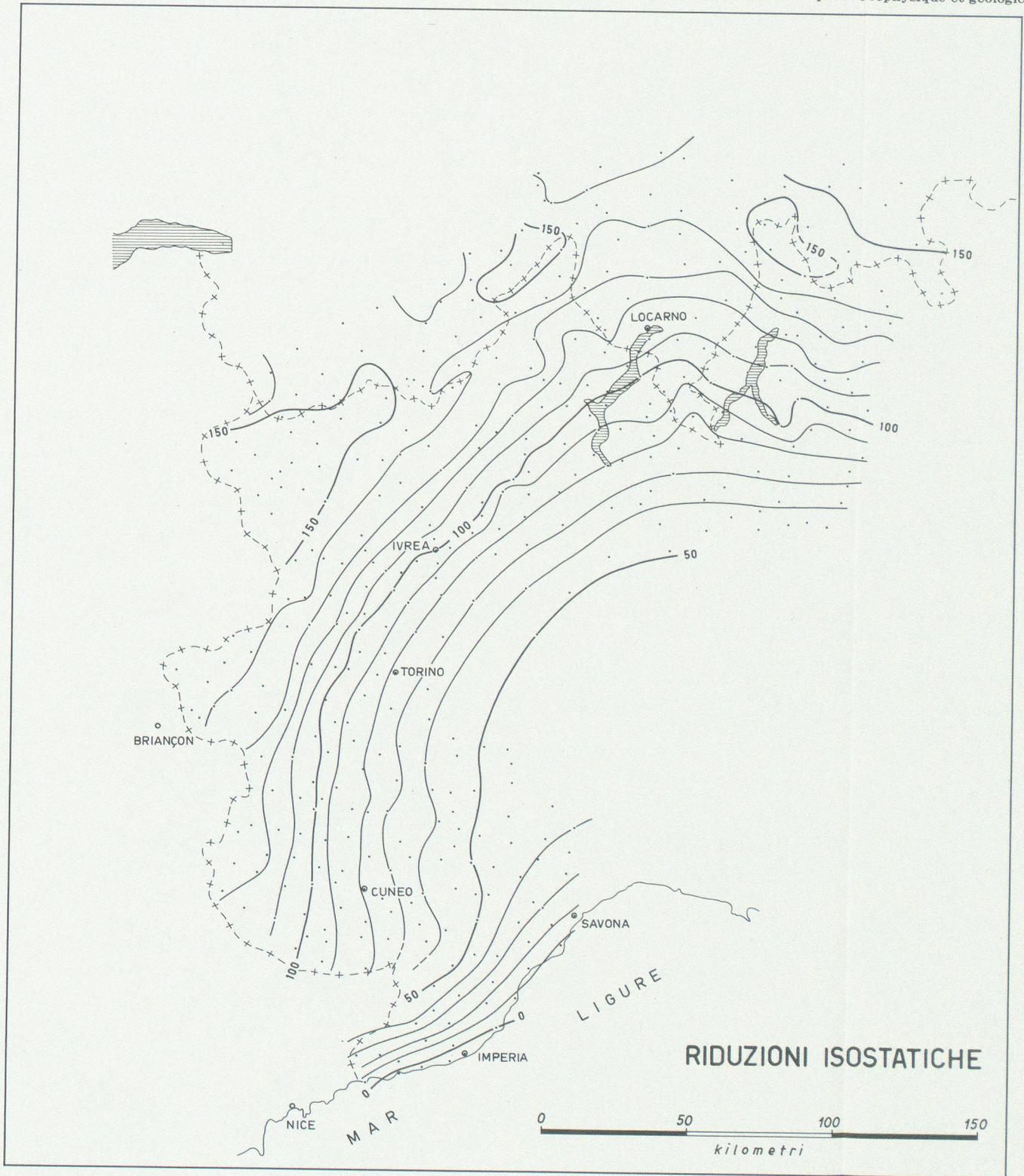
Pendant le Permien, dans la phase distensive, se développa par ces failles un volcanisme très intense, d'abord basique mais ensuite tout à fait acide. Pendant les différentes périodes du Mésozoïque, de nouvelles fractures s'ouvrirent dans les mêmes zones et laissèrent remonter des magmas basiques profonds, ultrabasiques dans la zone piémontaise C.I.L.: ce qui produisit les grandes anomalies positives de la pesanteur. Cela eut évidemment de l'influence sur les phases tectoniques embryonnaires alpines et surtout sur celle du Crétacé supérieur. A juger par la stricte ressemblance entre le dessin articulé du système des grandes anomalies et celui de la chaîne alpine on peut concevoir que celle-ci doit avoir été moulée sur le premier. En tout cas, après les phases compressives des paroxysmes alpins, de nouveaux magmas furent emplacedés dans la zone des anomalies positives, en soulevant ces zones ainsi que les nappes.

Cette fois les magmas étaient acides ou encore plus mésosiliciques hybrides, mais aussi basiques du côté de la plaine vénitienne; ces derniers se relient à la phase distensive post-pliocène du volcanisme apennin et sarde.

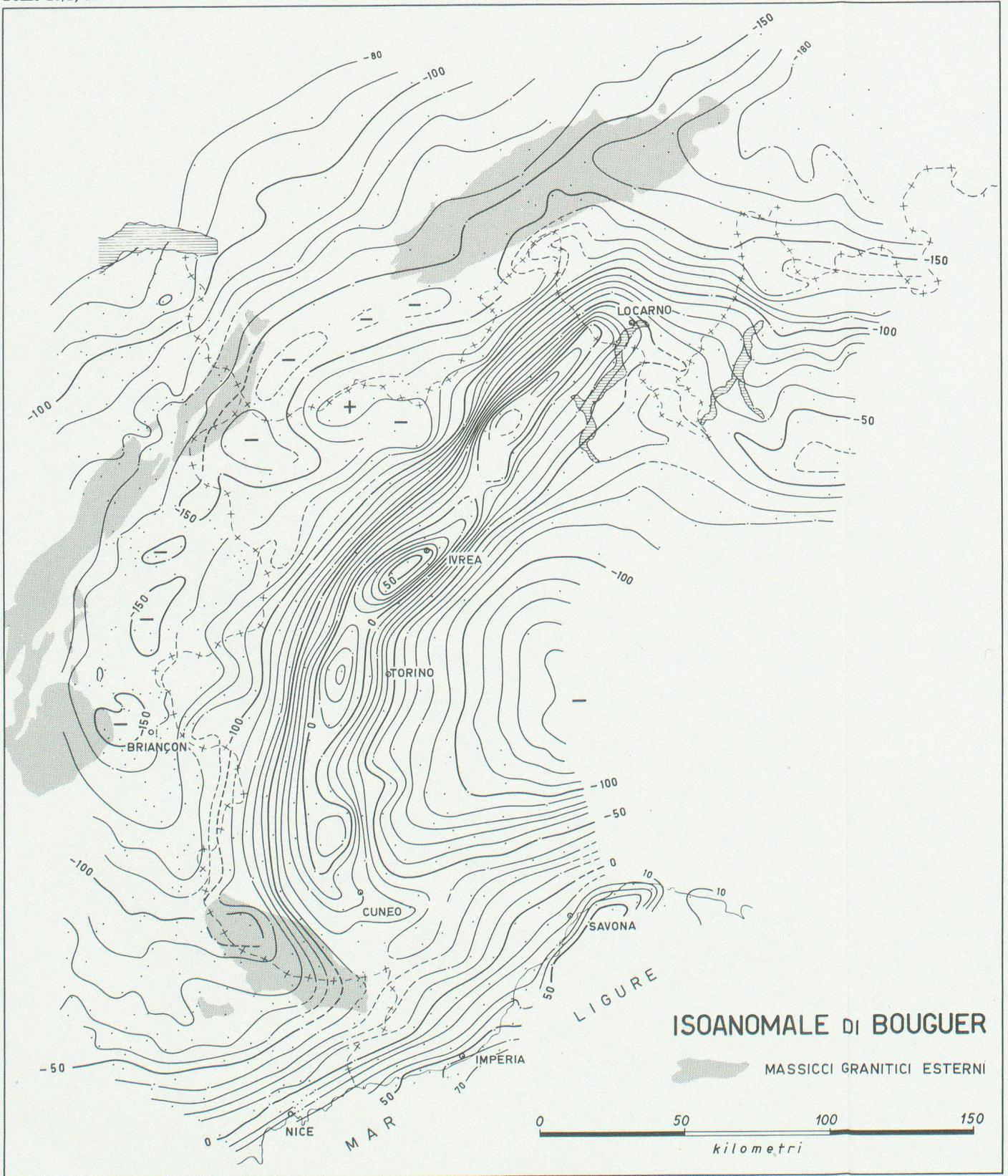
Ouvrages citées

- BALLARIN, S. (1963): Il campo della gravità in Italia — carta delle anomalie topografico isostatiche (with translation in English). Mem. Comm. Geod. Italiana, IIIe serie n. 17. Boll. di Geod. e Sci. Affini, A. XXII, n. 3.
- BEDERKE, E. (1963): Densité, anomalies de gravité et métamorphisme dans les Alpes occidentales, v. Groupe d'Etude...
- CORON, S. et GUILLAUME, A. (1967): Nouvelles mesures de pesanteur dans les Alpes Maritimes. C. R. Acad. Sc., S. D., t. 264, p. 13—16.
- CUNIETTI, M. (1949): 51 misure di gravità relative eseguite in Italia Settentrionale nel 1949. Riv. Geomineraria, X, p. 37—57.
- (1952): Le anomalie della gravità nell'Italia nord-occidentale. Boll. Geod. Sci. Affini.
- DE SITTER, L. U. and DE SITTER, KOOMANS C. M. (1949): The geology of the Bergamask Alps. Leidsche Geol. Meded., D. XIV B, Bl. 1—257.
- GIESE, P., PRODEHL, C., BEHNKE, C. (1967): Ergebnisse refraktionsseismischer Messungen 1965 zwischen dem französischen Zentralmassif und den Westalpen. Z. Geoph., Jg. 33, H. 4.
- GLANGEAUD, L. (1966): Bull. Soc. géol. France. 7e série, 4, 1952, p. 884—887, C.R., 262, série D, p. 2405.
- Groupe d'étude des explosions alpines (1963): Année Géophysique Internationale — Seismologie — Recherches séismologiques dans les Alpes Occidentales au moyen de grandes explosions en 1956, 1958 et 1960. C.N.R.S.
- HEISKANEN, W. (1939): Catalogue of the isostatically reduced gravity stations. Ann. Acad. sci. fenn. S.A., Tom. LI, n. 10, 140 p.
- MARTINA, E. (1966): La granodiorite di V. Torgola-V. Navazze e la linea della Val-trompia (Prealpi Bresciane). Rend. Ist. Lombardo, vol. 100.
- MORELLI, C. (1949): La rete geofisica e geodetica in Italia nel suo stato attuale, etc. Pubbl. n. 238 dell'Ist. Geof. Trieste, 101 p. e carte.
- (1951): Rilievo gravimetrico e riduzione isostatica nell'Italia nord-orientale. Pubbl. n. 20 dell'Oss. Geof. Trieste, 47 p.
- NIGGLI, E. (1946): Über den Zusammenhang zwischen der positiven Schwereanomalie am Südfuss der Westalpen und der Gesteinszone von Ivrea. Eclogae geol. Helv., XXXIX, p. 211—220.
- NIGGLI, P., KÜNDIG, E. et al. (1963): Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 71. Lfg.
- NOVARESE, V. (1929): La zona del Canavese e le formazioni adiacenti. Mem. descrit. carta geol. d'Italia, XXII, p. 66.
- VECCHIA, O. (1952): Sui principali caratteri strutturali dell'Italia settentrionale dedotti dalle misure gravimetriche. Riv. Geof. Appl., 13, fasc. 1.
- (1963): Il campo della gravità in Italia: interpretazione geotettonica (also in English: The gravity field of Italy: a geotectonic interpretation). Mem. Comm. Geod. Ital., s. III, n. 17. Boll. Geod. Sci. Affini, Anno XXII, n. 3.
- (1955): Carta della densità media sino al livello del mare in Italia. Mem. Comm. Geod. Ital., S. III, n. 9.

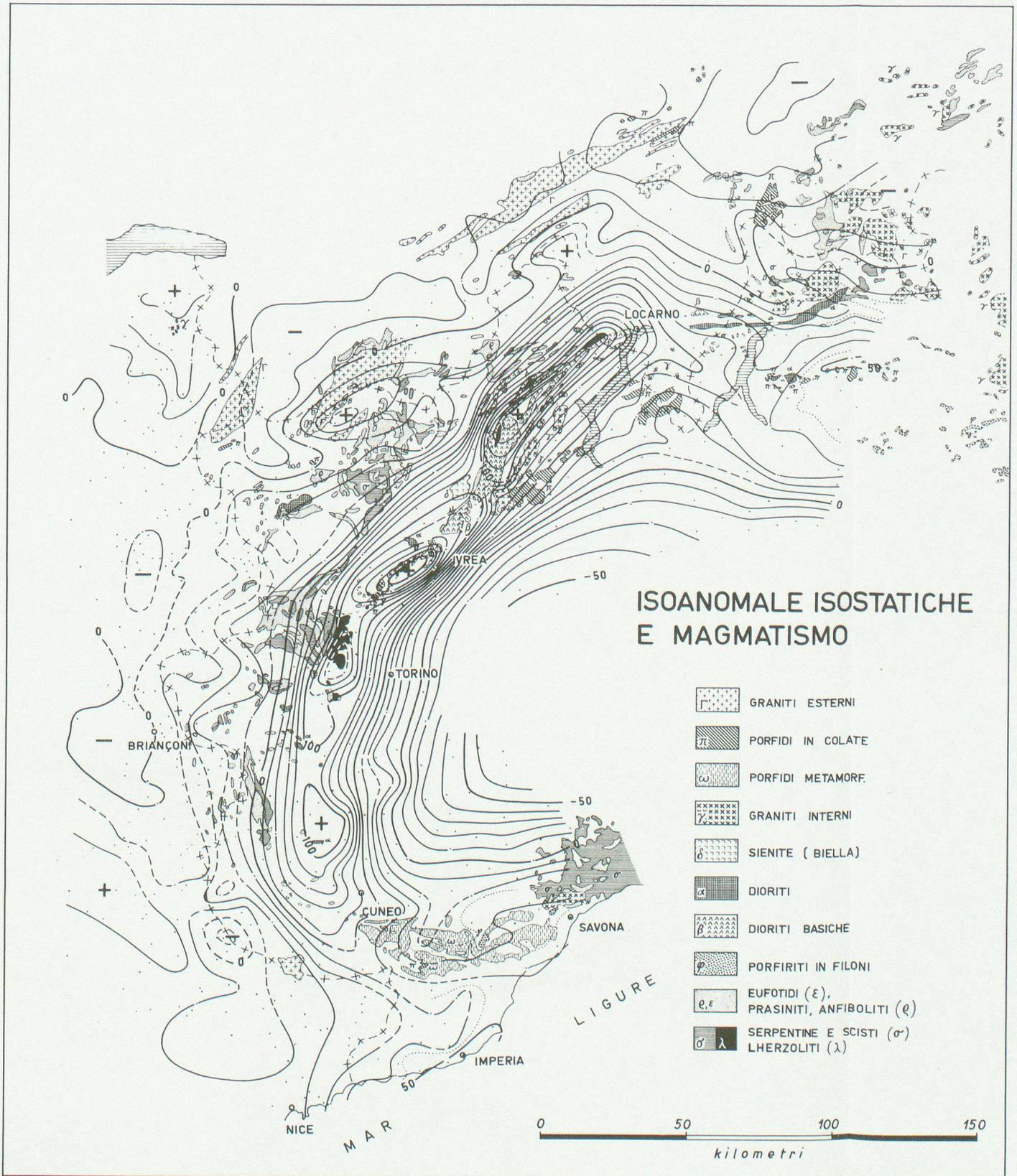
Leere Seite
Blank page
Page vide



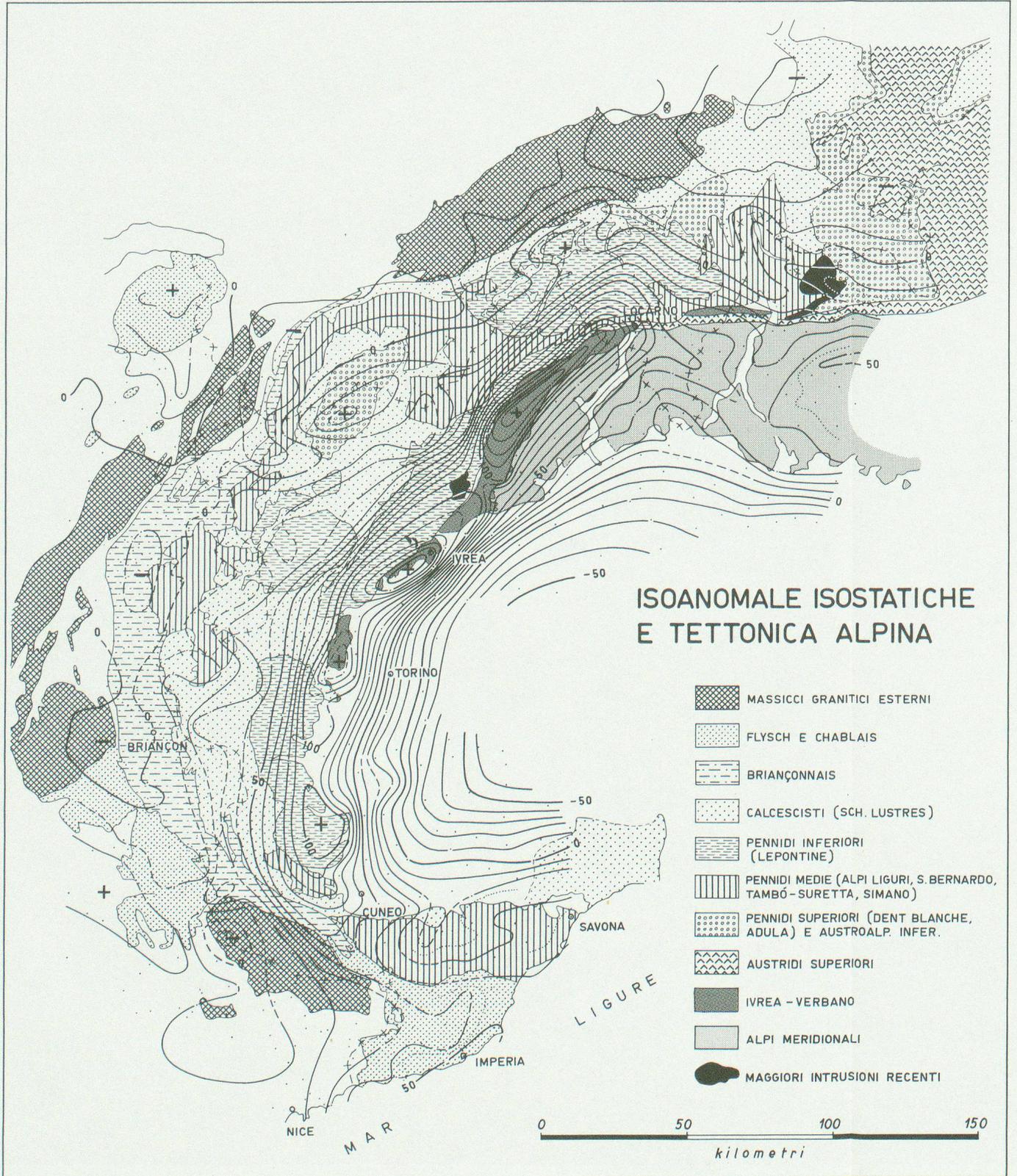
Leere Seite
Blank page
Page vide



Leere Seite
Blank page
Page vide



Leere Seite
Blank page
Page vide



Leere Seite
Blank page
Page vide

