

CONSEIL INTERNATIONAL DE RECHERCHES

UNION GÉODÉSIQUE ET GÉOPHYSIQUE INTERNATIONALE

SECTION DE SÉISMOLOGIE

PUBLICATIONS DU BUREAU CENTRAL SÉISMOLOGIQUE INTERNATIONAL

Sous la direction de E. ROTHÉ

SECRÉTAIRE DE LA SECTION DE SÉISMOLOGIE

SÉRIE B

MONOGRAPHIES

FASCICULE N° 3.



TOULOUSE

IMPRIMERIE ET LIBRAIRIE ÉDOUARD PRIVAT

14, RUE DES ARTS (SQUARE DU MUSÉE)

1929

ÉTUDE DE LA SÉISMOTECTONIQUE DES PYRÉNÉES ET DES ALPES OCCIDENTALES

PAR OCTAVE MENGEL

Directeur de l'Observatoire de Perpignan,
Docteur de l'Université de Strasbourg.

INTRODUCTION

« Est-il possible de rencontrer un certain nombre de régions au moins pénéséismiques qui aient été le siège de mouvements épirogéniques assez récents pour qu'on puisse attribuer à ceux-ci une sorte de survivance sous forme de tremblement de terre ? »

Telle est la question que posait Montessus de Ballore dans une note présentée à l'Académie des Sciences le 17 juin 1912. Elle résume sous une forme claire l'état de la science séismotectonique à cette époque peu éloignée, où l'éminent maître de la science séismologique admettait provisoirement, disait-il, avec la prudence qui, généralement, caractérisait ses travaux, que les mouvements épirogéniques de la fin de l'époque tertiaire et de l'époque quaternaire se continuaient, à l'époque actuelle, sous la forme de tremblements de terre de faible intensité.

Douze ans après, Montessus de Ballore, après avoir revu, augmenté et discuté l'énorme documentation qui lui avait déjà permis d'asseoir les bases de la séismologie morphologique et dynamique, put affirmer dans sa *Géologie séismologique* (1924) que « les tremblements de terre sont une survivance atténuée

des efforts orogéniques ou tectoniques et épirogéniques auxquels est dû le relief de la Terre ».

De nombreux géologues, dont Suess, dans la *Face de la Terre*, t. I, 1897, a résumé les observations, avaient cependant, depuis longtemps déjà, attiré l'attention sur les effets à caractère tectonique et même épirogénique des tremblements de terre ; mais l'esprit critique de Montessus de Ballore se refusait encore en 1912 à accepter, définitivement, comme fait acquis, ce qui, pour beaucoup était déjà l'évidence, puisque lui-même, dès 1906¹ déclarait que la séismologie avait « conquis de haute lutte sa place au soleil de la géologie ».

J'avais, dès 1908 au Congrès de l'A. F. A. S., à Clermont-Ferrand, parlant de la séismicité de la « région catalane », conclu à trois phases de l'activité séismique en cette région : la première se rapportant à une mise en jeu des failles du faisceau Prats de Mollo-Gérone, par mouvement de bascule rejouant suivant des fractures volcaniques (mouvement tectonique) ; la deuxième à une oscillation de grande amplitude de tout le revers sud de la chaîne pyrénéenne (mouvement épirogénique) ; la troisième, dépendant de l'effondrement du littoral méditerranéen (mouvement d'effondrement).

D'autre part, dans une note à l'Académie (28 mai 1912), Montessus de Ballore exprimait l'opinion que le tracé des isoséistes, sur une surface compliquée, ne pouvait aider en rien à la recherche de la cause tectonique d'un tremblement de terre et conseillait de renoncer à ce tracé qui a le grave inconvénient de conduire à des conceptions fausses. Il reconnut cependant plus tard, dans la *Géologie séismologique*, que l'étude des isoséistes comporte, à part la détermination de l'épicentre parfois très incertaine d'après les isoséistes, des enseignements nombreux, telle l'influence de la nature du terrain et des dislocations sur la transmission et l'amortissement des vibrations séismiques.

C'est précisément, à ce point de vue, qu'antérieurement aux suggestions de la *Géologie séismologique* j'ai tracé les séismo-

1. *Ciel et Terre*, 1906, p. 113, Bruxelles.

grammes qui accompagnent mes études des tremblements de terre pyrénéens de 1920¹ et 1922². Ils m'avaient par surcroît conduit à considérer les séismes de la partie orientale du revers septentrional des Pyrénées comme une survivance des efforts épirogéniques dont j'avais, d'autre part, relevé les indices jusqu'au Quaternaire³.

Il m'a paru intéressant de poursuivre cette étude de sismotectonique sur les deux principales chaînes tertiaires du bassin méditerranéen occidental : les Pyrénées et les Alpes, d'architecture et d'âge différents. La première d'âge anté-oligocène est constituée par un ridement longitudinal à noyau calédonien⁴, avec chevauchement vers le nord du flanc septentrional, sans que nulle part⁵, sauf à l'est du méridien du Monthoumet, ce chevauchement passe aux nappes de charriage. La seconde est formée d'un empilement de nappes, d'âge anté-burdigalien, contre les fragments d'un axe primaire hercynien démantelé. Elle accuse, comme la première, un *retroussement* vers l'arrière pays ; mais tandis que le retroussement pyrénéen⁶ paraît n'avoir qu'un rôle tectonique secondaire, la *Rückfallung* alpine, développée des Carpathes à l'Atlantique marocain, semble jalonner, avec des modulations diverses, un accident de l'écorce terrestre des plus remarquables et dans tous les cas celui auquel la Méditerranée occidentale doit son caractère morphologique principal.

1. *Les tremblements de terre de novembre 1920 dans les Pyrénées. Leur relation avec la Géotectonique* ; carte de la zone axiale des Pyrénées au 1 : 650.000 (Ann. Inst. Physiq. Globe, 2^e partie : Sismologie, 1920, p. 39, Strasbourg, 1922).

2. *Les tremblements de terre des Pyrénées-Orientales en 1922. Leur contribution à l'étude de la sismotectonique méditerranéenne* ; carte au 1 : 700.000 et coupe au 1 : 90.000 du Canigou aux Corbières (Ann. Inst. Physiq. Globe, 2^e partie : Sismologie, 1922, p. 59, Strasbourg, 1923).

3. C. R., t. CLXXII, 1921, p. 540, et t. CLXXVI, 1921, p. 111.

4. *Le Canigou et la Maladetta, pôles de l'axe primitif des Pyrénées* (C. R., t. CLXXIII, 1921, p. 990).

5. *Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France dans les Pyrénées* (C. R. somm. S. G. F., 1928, n° 13).

6. O. Mengel, *Bull. carte géol. de Fr.*, n° 182, t. XIX, campagne 1909.

Pour faciliter l'intelligence et la comparaison des phénomènes séismotectoniques qui m'intéressent, je crois bon de jeter un rapide coup d'œil sur les grandes lignes ou aires tectoniques tertiaires ou récentes suivant lesquelles semblent se localiser les manifestations séismiques de nos jours.

CHAPITRE PREMIER

GÉNÉRALITÉS

Sous l'action du brassage, que le rapprochement lent et continu des boucliers africain et scandinave exerce dans la profondeur de la lithosphère, la chaîne hercynienne, dorsale de la fin des temps primaires de l'Europe centrale et occidentale, se scinda peu à peu, au cours de la période secondaire en un chalet de vertèbres sinueux et discontinu, en plan et en élévation, constituant une série de horsts séparés par des ennoyages d'axes allant jusqu'à effondrement. Sous l'action de ce rapprochement, qui caractérise le début de la période tertiaire, le magma plastique — le *Sal* fluide de Suess et de Wegener — comprimé entre la croûte terrestre (*Sal* solide) et le *Sima*, afflua sous pression entre les horsts qui plongent leurs racines dans le *sima* et provoqua une alternance de bombements et de creux, embryons de géanticlinaux et de géosynclinaux, qui devaient évoluer du Crétacé supérieur jusqu'au Quaternaire au moins, avec exacerbation au Mésonummulitique et au Néogène inférieur.

En parlant de *sima*, il semblerait que des deux théories : *isostasie* (Pratt, 1855, Dutton et Hayford, 1909) et *dérive* des continents (Airy, 1855, Wegener, 1915), j'adopte la seconde. Il n'en est rien. Car ainsi que le faisait justement remarquer M. P. Termier dans une conférence documentée prononcée à Lyon, le 4 décembre 1927, ces théories ne reposent que sur des hypothèses qui ne peuvent actuellement être précisées mathématiquement que par l'introduction d'hypothèses nouvelles.

L'isostasie et la dérive des continents permettent, dans une certaine mesure, de justifier également quelques anomalies, telles que celles de la pesanteur, sur lesquelles je reviendrai plus loin, en raison de leurs relations possibles avec la sismicité, et celles qui donnent lieu à la réfraction des ondes séis-

miques suivant une surface de discontinuité qui, d'après Mohorovicic, ne dépasserait pas une centaine de kilomètres. Mais à une telle profondeur on a vraisemblablement à faire au sima, milieu homogène, liquide ou solide, dont les propriétés sont uniquement du domaine de l'élasticité.

La théorie de Wegener reprise par le géodésien finlandais Heiskanen, semble d'accord avec celle de Dutton pour assigner à l'écorce terrestre une épaisseur variant de 35 à 50 kilomètres. C'est, comme on le sait, précisément à ces profondeurs que le calcul situe la plupart des hypocentres.

En tenant compte des trois facteurs suivants : conductibilité différente des roches, causes de production locale de chaleur, forme irrégulière de la surface au point de vue de la radiation externe, et en s'appuyant sur le fait que le degré géothermique, qui en contrée plate est de 33 mètres, augmente dans le voisinage des grandes masses d'eau (130 m. à Dunkerque), alors que dans les contrées montagneuses on le voit descendre jusqu'à 27 mètres (Préguy près Genève), Kœnigsberger¹ est porté à admettre que les surfaces isogéothermes, du moins au-dessous d'une certaine distance des sommets, se rapprocheraient plus de la surface externe que ne le ferait supposer le profil extérieur, alors qu'au contraire, au fond des océans elles s'infléchiraient vers la surface interne de la lithosphère.

On peut induire de là, contrairement aux déductions tirées de l'isostasie, que l'épaisseur de l'écorce solide, de densité moyenne 3.2, serait plus faible au-dessous des massifs montagneux qu'au-dessous des océans. Ce serait là, à mon sens, un des facteurs des anomalies de la pesanteur.

D'autre part la lithosphère à son passage à la portion magmatique, de densité 2.7 environ, présentant, d'après la considération précédente, par rapport au centre du globe, une concavité sous les continents et une convexité sous les mers, ces deux courbures inverses se réunissent par une surface d'inflexion, voisine du niveau des mers et d'épaisseur intermédiaire entre celle des continents (en déficit) et celle des mers (en excès),

1. *Verhandlungen d. K. K. geol. Reichsanstalt in Wien*, 1907, p. 343.

mais de résistance moindre, en raison de sa direction subverticale, d'où prédisposition au plissement et aux cassures d'effondrement et par suite siège de ruptures de tensions (tremblements de terre) ou de sortie violente de magma *profond* salique ou simique (volcans).

Magma de la lithosphère.

L'érosion des continents a pour corollaire le remblaiement des mers, c'est-à-dire des géosynclinaux.

Au fur et à mesure que l'épaisseur et le poids des dépôts s'accroissent, la surface externe de la cuvette synclinale remonte, tandis que son sol primitif s'enfonce, double raison pour que se produise la remontée des surfaces isogéothermes qui finissent par atteindre les couches sédimentaires.

Celles-ci sous l'action combinée de la pression, de l'eau et de la chaleur provenant aussi bien de la remontée des surfaces isogéothermes que des réactions chimiques, la plupart exothermiques, produites entre les éléments des sédiments (métamorphisme), passent à l'état visqueux. Je crois bon pour aider à l'intelligence de ce qui suivra de m'arrêter un instant sur ce métamorphisme, étudié notamment par Michel Lévy et Alfred Lacroix.

Ainsi que le traduisent les très suggestives dénominations de Suess, la couche sous jacente à la lithosphère, le *Sal* liquide (Si, Al) est acide, mais devient de plus en plus basique en profondeur, pour passer au *Sima* (Si, Mg).

Au fond des géosynclinaux, les terrains sédimentaires se trouvent en contact avec le laitier du sal liquide : le magma granitique.

C'est de cette zone de contact qu'émanent les réactions endomorphiques et exomorphiques. Il s'y établit une zone de mélange des produits liquides ou visqueux des deux éléments, l'un essentiellement acide, l'autre plus ou moins basique, suivant qu'il s'agit, soit de grès et de schistes argileux, soit de calcaires, de dolomies ou de dépôts salifères; cette zone pouvant recevoir accidentellement, par fractures, éruptions ou fil-

trations (fumerolles de Termier), des produits simiques, tel que magma péridotique.

Elle devient un réservoir d'émanations à travers les éléments de la lithosphère, de filtrations ascendantes avec toutes les réactions chimiques qu'elles comportent (exomorphisme) et de filtrations descendantes avec leur cortège d'arrangements moléculaires (endomorphisme). Cette dernière dénomination étant également attribuée à la zone de mélange où s'accomplit la pénétration chimique maximum des éléments en contact, pour éviter toute confusion soit avec l'endo et l'exomorphisme, soit avec le méta et le paramorphisme¹ des roches éruptives filoniennes qui se produit en dehors de cette zone de mélange, je la désignerai provisoirement, dans la suite, sous le nom d'*Endex*, qui rappellera sa situation au contact de la lithosphère et du sal liquide ou visqueux.

Lors d'une période de plissement, c'est l'Endex qui alimente en grande partie les épanchements avec ou sans interstratification (par ex. : filons couches de quartz, sills d'ophite), cette sortie pouvant parfois revêtir la forme éruptive avec brèches.

Plissements, charriages et effondrements du Géosynclinal méditerranéen.

Sous le poids de la croûte solide du géosynclinal et sous l'action des deux boucliers rigides saharien et scandinave, les sédiments méditerranéens se plissent, et se plissent d'autant plus facilement qu'ils sont plus profondément situés et par suite plus métamorphisés. Il en résulte alors un système de plis de profondeur que la poussée tangentielle, sous l'action du poids de la couverture sédimentaire moins plastique, obligera à se déverser sur les bords de la cuvette, c'est-à-dire là où la couverture sédimentaire présente une moindre cohésion.

Ou bien cette couverture sera entraînée, en partie, avec les

1. A. Lacroix, *Les roches éruptives du Crétacé pyrénéen et la nomenclature des roches éruptives modifiées* (C. R. Ac. Sc., t. CLXX, 1920, p. 685).

plis de profondeur dans leur ascension et participera à leur plissement posthume (partie méridionale du synclinorium méditerranéen), ou bien les plis de profondeur s'extravaseront en un empilement de nappes déferlant sur les horsts de bordure de la cuvette synclinale (partie septentrionale des Alpes), avec retroussement possible sur la couverture, qui, par mouvement de bascule, va plonger de tout son poids, par son bord faillé, dans la zone plastique (Apennins et Atlas méditerranéen sur Dinarides).

Le rejet des nappes sur l'avant pays (nappes alpines) ou sur l'arrière pays (nappes apennines) a tendance à produire un vide au droit de l'axe du synclinorium. Alors deux cas peuvent se produire suivant la vitesse plus ou moins grande de l'extravasion, fonction elle-même de l'accélération tangentielle du rapprochement des boucliers et de la plus ou moins grande plasticité du magma sédimentaire, c'est-à-dire de la profondeur du synclinorium.

Si la vitesse est rapide, comme c'est probablement le cas pour le profond et large géosynclinal alpin — si l'on en juge par l'évolution dans le temps du cycle des plissements alpins — les nappes peuvent entraîner avec elles le fond de la cuvette (substratum du massif de l'Adula) et même une partie des bords (Alpes Carniques), d'où tendance à un vide progressif au droit de l'axe du géosynclinal et, par suite, phase d'appel de la couverture semi-rigide vers le centre du synclinarium, d'où large affaissement (mouvements épirogéniques) et courbure des plis, antérieurement formés, en arcs concaves vers le centre. Cet édifice fort instable se résout finalement, par suite de la persistance du travail de plissement, en effondrements, tels que ceux qui ont donné, la Tyrrhénide, l'Egée et la Fosse adriatique, avec sa bordure de plis couchés dissymétriques de la Vénétie et de la Dalmatie, ou en pseudo-effondrements (région de la Cime d'Asta¹).

Nous assistons là à une véritable recherche d'équilibre de la

1. G. dal Piaz, *Studi geotettonici sulli Alpi orientali* (Memorie dell' Istituto geologica della R. Università di Padova. Padova, 1912).

couverture, dont nous voyons encore de nos jours les manifestations dans le relèvement et l'abaissement alternatif des côtes dalmates¹; manifestations qui, d'une façon générale, se traduisent par des perturbations séismiques, là où le plissement, ou l'effondrement, a été le plus accentué. Mais, comme je viens de l'indiquer, l'effondrement et le pseudo-effondrement n'étant qu'une conséquence du chevauchement, il paraît possible, à priori, de formuler cette loi : *toute période d'activité séismique d'une aire de chevauchement ou de charriages aura sa réplique plus ou moins lointaine, dans l'espace et dans le temps, dans la zone d'effondrement corrélative.*

La sismicité des Alpes et de l'arc interne des Apennins relativement ralentie par rapport à celle du pourtour de l'Adriatique et des fosses égéenne et tyrrhénienne confirme cette loi déduite de l'hypothèse.

Si la vitesse d'extravasation est affaiblie, soit par le manque de plasticité des sédiments, tenant à la faible profondeur du synclinorium, soit par la faible accélération du mouvement tangentiel, qui se traduit par une lente évolution orogénique (mouvements pyrénéens, ébauchés depuis le Crétacé supérieur), le géosynclinal n'éprouvera pas un vide rapide en son centre. Alors la *compensation*, au lieu de se faire par affaissement de la surface, se fera par un bombement inférieur (géosynclinal pyrénéen), noyau d'un nouvel anticlinal appelé à succéder peu à peu au synclinal. Nous touchons ici à la loi des transgressions et régressions de Haug. Dans ce cas l'individualité des aires séismiques paraît moins marquée, et semble plutôt ne dépendre que de mouvements épirogéniques de faible étendue.

Concordance de zones d'anomalies de la pesanteur avec des aires séismiques.

La considération de la surélévation des surfaces isogéothermes sous les massifs continentaux et de leur abaissement sous les

1. J. Bourcart, *Observations sur la nature des mouvements récents de l'Albanie occidentale* (C. R., t. CLXXVIII, 1924, p. 953 et 1086).

mers permet, jusqu'à un certain point, de tenter une explication du fait assez paradoxal d'un excès de la pesanteur sur les mers et d'un déficit sur les continents, d'autant plus accusé que le relief est plus accentué.

Il semble que le déficit de masse auquel tient cette dernière anomalie provient d'une densité moindre des éléments constituant les montagnes, résultant soit de la plus faible épaisseur de la partie solide sous la montagne — dans l'hypothèse que le magma salique a une densité plus faible que la partie solide — soit de l'état de décompression des roches des sommets. Tandis que, au-dessous des mers, la croûte terrestre, déjà plus rapprochée du sima dont la densité est forte, supporte, en plus de la pression de l'eau, les tensions et les compressions internes consécutives au plissement, d'où accroissement de densité.

« Je crois qu'il est permis, jusqu'à nouvel ordre, dit M. de Lapparent¹, de prétendre que la mer d'un côté, les continents de l'autre, n'interviennent dans les variations de la pesanteur que là où une dislocation met en contact un compartiment qui s'affaisse et un autre qui reste fixe ou se relève. La relation des régions séismiques avec les rapides variations de l'anomalie de la pesanteur, ajoute-t-il, montre l'intérêt qu'il y aurait à connaître celles des contrées de notre globe qui peuvent avoir le plus à compter avec les dangers des tremblements de terre. »

Il paraît, en effet, y avoir entre les anomalies de la pesanteur, la tectonique, la nature du substratum et la séismicité des relations de cause à effet qu'il y a lieu d'envisager.

La carte des isanomales établie par Ricco² pour la Sicile et la Calabre (reproduite par Suess *Face de la Terre*, t. III, 4^e partie, p. 1587) est à cet égard très instructive. Elle montre que les aires séismiques de la Sicile orientale et de la Calabre

1. A. de Lapparent, *Sur la signification géologique des anomalies de la gravité* (C. R., t. CXXXVII, 1903, p. 827).

2. A. Riccò, *Anomalie della gravità e del magnetismo terrestre in Calabria e Sicilia, in relazione alla costituzione del suolo* (Boll. Soc. Sismologica Italiana, t. XII, 1907, p. 397).

occidentale correspondent à des aires de gradient anormalique très élevé.

L'examen de la carte ci-dessous (fig. 1) que Costanzi¹ a don-

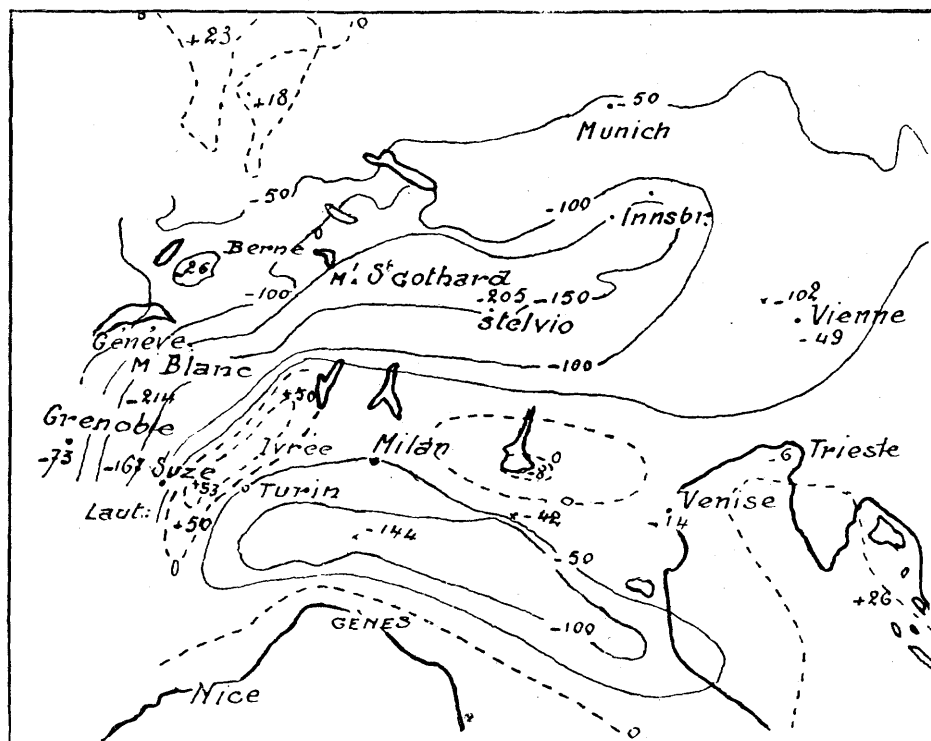


FIG. 1. - Anomalies de la pesanteur autour de la Chaîne des Alpes d'après G. Costanzi, avec addition pour la France des nombres de Collet. Les anomalies sont exprimées en unités de la troisième-décimale (cm. sec.).

née des isanomaes de la région alpine dont j'étudie plus loin la séismotectonique permet des rapprochements curieux avec la sismicité, auxquels l'auteur n'avait peut-être pas songé, mais qui relie d'une manière remarquable, pour cette partie

1. G. Costanzi, *La distribuzione della gravità in Europa specialmente in relazione coi sollevamenti montuosi*. Appendice. In-8. Pavia, 1900, pl. II.

des Alpes, les anomalies de la gravité, à la géotectonique et aussi à la sismicité.

On y voit tout d'abord la vérification des lois, et tout particulièrement de la première et de la deuxième, formulées par Costanzi et T. Gurgo¹.

« 1. Les maxima (absolus) des anomalies négatives ne se vérifient point le long des axes des chaînes de montagnes, mais ils suivent une ligne parallèle à l'axe même et opposée à la plus grande dépression voisine.

2. Les maxima des anomalies positives ne se trouvent pas sur les dépressions, mais eux aussi se déplacent dans le sens des anomalies positives.

3. La direction des déplacements est à peu près celle de la normale externe à la courbe formée par les chaînes de montagnes. »

En effet, la zone des maxima absolus des anomalies négatives se trouve précisément en avant du front des Alpes, là où la tension des couches est la plus faible, et un peu en avant de la zone de sismicité maximum c'est-à-dire de la zone où les ruptures de tension sont les plus fréquentes, puisque les couches sédimentaires y passent d'un milieu en compression à une zone de détente.

Les deux aires d'anomalies positives que présente l'arc alpin interne s'expliquent, la première, celle du Lac de Garde, par l'état de dislocation en lequel la rétroaction des Dinarides sur les Alpes a mis toute la zone Adamello-Monte Baldo. On verra plus loin que c'est une aire sismique d'une assez grande intensité. La seconde, celle du Piémont, est la plus intéressante. Elle se place sur l'accident orogénique, peut-être le plus curieux de l'Europe, que soupçonnait déjà Elie de Beaumont. D'abord elle coïncide avec l'articulation des Alpes et des Apennins par retroussement des premières sur les Dinarides, retroussement que M. P. Termier fait émerger un peu à l'ouest de Gênes².

1. G. Costanzi, *Les déplacements des maxima des anomalies positive et négative de la pesanteur relativement à la configuration du terrain* (C. R., CVL, 1907, p. 685).

2. P. Termier, *Récents impressions de voyage*. Conférence prononcée

C'est ensuite la région des racines des plus jeunes nappes internes nord-occidentales. Nappes d'origine très profonde sans doute, à en juger par l'énorme quantité de roches ophiolitiques de la famille péridotique, qui sont emballées dans les nappes, en provenance très probablement d'un sal liquide plus dense que le laitier granitique acide qui antérieurement à l'éjection des schistes lustrés avait constitué le soubassement à écraser (Mercantour, Mont Blanc). C'est enfin une aire, comme je le rappelle plus loin, de sismicité remarquable. L'excès d'anomalie tient vraisemblablement en partie à *l'excès de densité qu'a provoqué la remontée, avec les nappes qui s'épuisaient, du magma basique interne très dense*, et que la faible fusibilité a fait se solidifier à une profondeur relativement assez grande, mais non supérieure toutefois à 25 kilomètres, car comme M. P. Helbronner¹ l'a établi, ce n'est pas à plus de deux à trois dizaines de kilomètres qu'il faut situer la masse qui provoque les attractions. Il est vrai qu'il s'agit pour ce distingué géodésien de déviations dues à des masses orographiques. Je crois qu'on peut logiquement attribuer les mêmes déductions à des masses souterraines de forte densité par rapport aux terrains encaissants.

Et Costanzi d'ajouter en conclusion de ses lois : « Tout cela nous induit à soupçonner l'existence d'un mouvement général de la masse du terrain, qui serait d'une vitesse différente pour la couche supérieure relativement à la couche inférieure... Les phénomènes sus-mentionnés indiqueraient un certain retard de phase, pour ainsi dire des couches supérieures par rapport aux inférieures. Si ces considérations sont exactes, le mouvement devrait se continuer dans la direction des maxima négatifs et pour les dépressions dans celle des maxima positifs », et il constatait que ces déductions étaient bien d'accord avec la « *marche vers le pôle* ». Il aurait pu ajouter qu'elles justifiaient également le renversement des couches supérieures vers le sud,

dans l'Assemblée générale de la Société Helvétique des Sc. Na. de Lausanne, le 2 septembre 1928. Berne, impr. Büchler, 1928.

1. P. Helbronner, *Déviations de la pesanteur dans les Alpes françaises* (C. R., t. CLXXXVI, 1928, p. 1483).

et même la tendance au mouvement vers l'est — qui gêne un peu Costanzi — si l'on considère les Apennins, ainsi que je le fais, comme un chevauchement des Alpes sur les Dinarides, c'est-à-dire vers la fosse adriatique à anomalies positives.

Il est curieux de rapprocher les déductions de Costanzi de celles dont je parlerai plus loin qui découlent de l'étude micro-séismique que M. Rothé¹ a faite du tremblement de terre du 10 juillet 1923, en Aragon. Ce qui me fait soupçonner que les Pyrénées — pour lesquelles, je crois, une étude des anomalies de la pesanteur n'a pas été faite — présentent à ce point de vue les mêmes particularités que les Alpes, mais avec cependant des maxima moins forts, en avant du versant nord. Le seul que je connaisse est — 114 dans le voisinage du mont Perdu, d'où j'en déduis *a priori* une tendance prononcée au déplacement des couches profondes vers le nord et au renversement de la partie supérieure vers le sud ; d'où probabilité d'une zone d'activité séismique.

Répartition générale des aires séismiques occidentales péri-alpines.

Après les phases successives d'émersion et d'immersion épirogéniques qui ont suivi les mouvements orogéniques hercyniens et qui présentent à peu près le même caractère de généralité jusqu'au Muschelkalk, une différence s'établit à l'extrémité occidentale de l'Europe. Une période d'émersion lente et momentanée se manifeste dans ce que j'appellerai « l'avant pays alpin », d'orientation variable, tandis que le régime marin se prolonge à l'arrière pays, où manqueront par suite les dépôts salifères : Trias germanique d'une part, Trias alpin d'autre part.

Dès cette époque se prépare l'édification de l'arc alpin, et avec lui celle de l'Europe occidentale actuelle, avec toutes les ré-

1. E. Rothé, C. Bois, *Étude microséismique des tremblements de terre du 10 juillet et du 19 novembre 1923 dans les Pyrénées* (C. R., t. CLXXIX, 1924, p. 1071).

percussions orogéniques et épirogéniques, plus ou moins accélérées, qui en ont été la conséquence dans l'espace et dans le temps.

Je ne mettrai ici en évidence que celles qui me semblent avoir une répercussion séismique. Je dois dire d'ailleurs que c'est bien un peu l'étude de la répartition des aires séismiques, conjointement avec la discussion de certaines circonstances de géologie stratigraphique et tectonique, encore assez énigmatiques, qui m'a conduit à formuler les considérations qui suivent.

L'étude du mémoire de M. Paul Lemoine sur les *Tremblements de terre du bassin de Paris*¹ associée à celle des séismes pyrénéens, que je développe plus loin, m'a porté à voir entre les districts séismiques du nord, de l'ouest de la France et du revers sud occidental des Pyrénées, aussi bien qu'entre les tremblements de terre de l'est, du centre de la France et de l'extrémité sud-est des Pyrénées (ceux de l'extrémité nord-est exceptés), une certaine dépendance. Cette dépendance tiendrait à ce que ces deux catégories d'aires séismiques, si disparates au point de vue de leur distribution géographique, sont réparties respectivement suivant deux grands alignements géologiques qui, quoique d'âge et de nature tectonique différents, ont une raison orogénique commune : la surrection de l'arc alpin.

a) *Sillon océano-méditerranéen péri-alpin*. — Dès le début du Secondaire il s'est dessiné sur l'avant pays alpin un sillon synclinal coupant généralement normalement les plis hercyniens armoricains tout en encadrant le bord externe des plis varisques.

Le schéma ci-contre (*fig. 2*) montre qu'il traverse les Pyrénées occidentales vers l'ensellement de Saint-Engrace à l'ouest du Pic d'Anie. Vers le nord il gagne le détroit de Poitiers (district séismique d'Angers) et de là, par le bassin de Paris, la région sud de Beauvais-Montdidier (région d'instabi-

1. Paul Lemoine, *Les tremblements de terre du Bassin de Paris* (B. S. G. F., 4^e série, t. XI, 1911, p. 341).

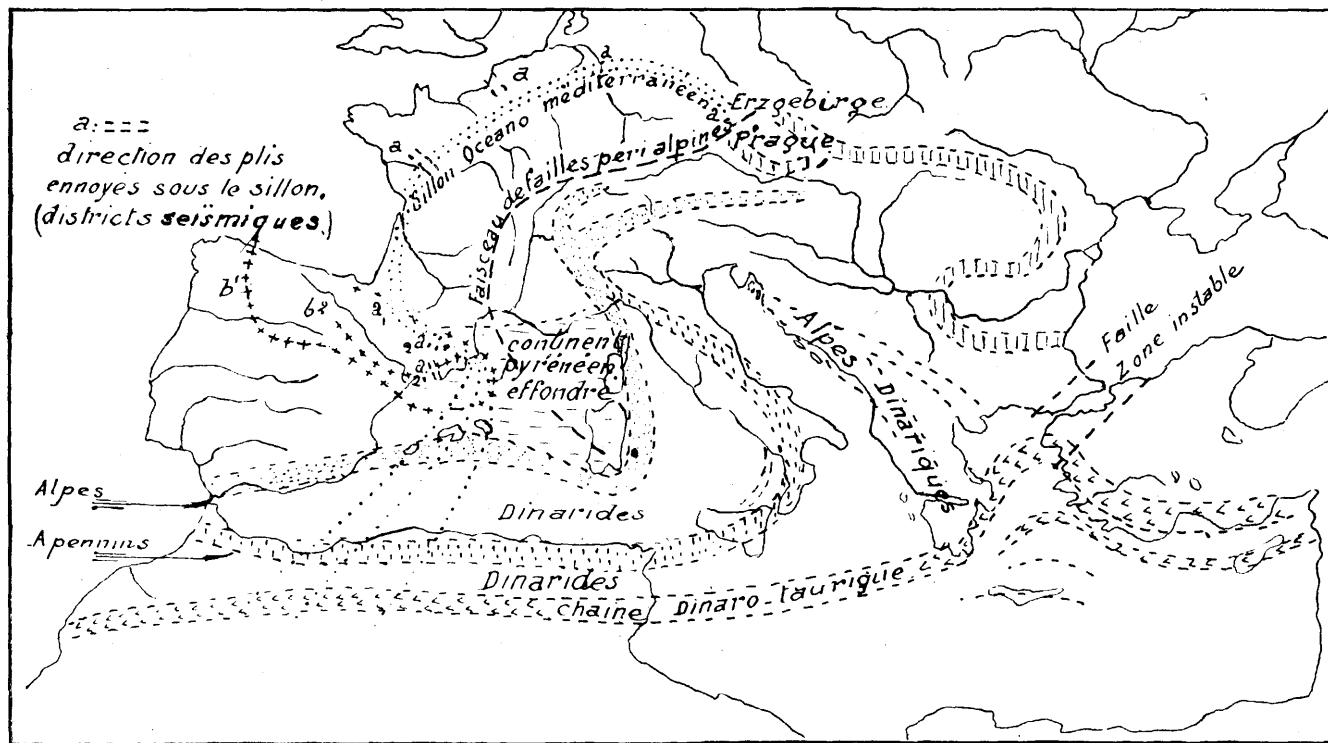


FIG. 2. — Esquisse structurale du Bassin méditerranéen nord occidental.

a_1 : ennoyage de Saint-Engrace ; b^1 : anticlinal pyrénéo-ibérique ; b^2 : anticlinal catalan ; a_2 : ennoyage d'Olot ; a_2' : ennoyage de San Mateu.

lité et d'ennoyage de plis venant de la Manche'), Avesnes, Dinant, Aix-la-Chapelle où la rencontre du sillon, épousant ici un synclinal varisque, avec la faille transversale de Feldbiss², paraît justifier l'instabilité séismique de cette région. Masqué momentanément par le Pléistocène de Cologne, le sillon reviendrait par le sud du Hartz à l'aire pléistoséiste de l'Erzgebirge. Là, comme à peu près en tous les points de son parcours où se manifestent les districts pléistoséistes, il croise normalement les directions de plissement ancien³.

Vers le sud, ce sillon, décrivant une sigmoïde allongée WNW-ESE, épouse le revers méridional des Pyrénées contre lequel la poussée au nord, des temps tertiaires, l'a écrasé. On le retrouve au sud de la baie de Rosas, où il s'épanouit vraisemblablement à nouveau, mais sous les flots, entre les Albères et la chaîne catalane d'une part, et le continent effondré Pyrénéo-Corso-Provençal. Il ne me semble pas trop téméraire de le suivre par la « pensée » vers les Baléares, où il s'ennoierait sous la nappe alpine qui venant du sud de la Sardaigne plaque la chaîne Bétique contre le Méséta Ibérique. Dans cette « hypothèse », *les Baléares se présenteraient comme le résultat de l'interférence avec le front alpin d'un faisceau de plis à direction armoricaine en lequel se développe le sillon océano-méditerranéen.*

Ces plissements anté-jurassiques aborderaient l'Afrique suivant un faisceau digité en éventail et y créeraient un style d'interférence. D'ailleurs dans l'Afrique du Nord, comme dans la Cordillière Bétique et les Baléares⁴ les deux facies du Trias

1. Paul Lemoine, *ibid.*

2. Montessus de Ballore, *Géographie séismologique*, 1906, p. 75. « Cette instabilité séismique du Feldbiss, dit l'auteur, est très concevable, depuis que Jacob (1903) a montré que la chute des paquets carbonifériens, si elle a commencé très anciennement ne s'en est pas moins prolongée, par à-coups successifs, jusqu'au Miocène, au moins après le dépôt des lignites. »

3. Voir le croquis tectonique du massif Bohémien (*in* Suess, « La Face de la Terre », t. III, 2, p. 578, Pl. IV) d'après Franz E. Suess, *Bau und Bild der böhmischen Masse*, Wien-Leipzig, 1903.

4. Haug, *Traité de Géologie : Les périodes géologiques*, fasc. 1, p. 872.

se pénètrent. Cependant le faciès alpin prédomine vers Constantine et le faciès germanique salifère au Maroc. La suggestion de l'interférence aiderait peut-être à l'explication des faits tels que, la contiguïté des faciès, alpin en Sierra Nevada, germanique en Andalousie, et l'allure singulière du Trias du R'arb' (Maroc).

A noter que le sillon océano-méditerranéen, dans cette dernière partie de son parcours, comprend les aires séismiques du large de la côte catalane, des Baléares et jusqu'à un certain point de l'Andalousie.

b) *Faille d'affaissement péri-alpine.* — Le sillon dont je viens d'indiquer le tracé et dont l'origine est due à un mouvement épigénétique d'ensemble, résultant de la poussée au Nord qui avait déjà donné l'arc alpin hercynien, a eu pour réplique, à l'arrière de cet arc, un géosynclinal où, durant les temps secondaires et tertiaires, jusqu'au Néogène, s'accumulèrent les sédiments provenant de la dégradation lente et continue de l'axe primaire. Le rejet de ces matériaux vers le nord en un empilement de nappes, dont j'ai déjà parlé, exerça sur l'avant pays une surcharge progressive qui se manifesta par tout un système de failles plus ou moins profondément situées, et à une certaine distance en avant des horsts d'arrêt de la progression vers le nord. A l'époque du paroxysme d'extravasation des nappes, c'est-à-dire au Néogène, la brusque surcharge imposée à l'avant pays, provoqua par rupture, suivant un alignement de failles primitives, l'affaissement du compartiment surchargé. D'où, généralement, un second système de failles, en escalier, sensiblement parallèles. C'est cet alignement que pour plus de commodité dans la synthèse qui suit, avant tout séismologique, j'appellerai : *Faille d'affaissement péri-alpine.*

Cet alignement est en même temps celui des éruptions basaltiques tertiaires, émanant du sal liquide que le poids du compartiment affaissé a fait remonter à la surface. A noter que

1. P. Termier, *Sur l'un des problèmes tectoniques du R'arb* (B. S. G. F., 4^e série, t. XXVIII, 1928, p. 7).

les cassures qui ont donné passage à ces épanchements se sont produites généralement dans l'axe des massifs les plus anciens, par suite les moins malléables, là où le sol aurait été le plus lent à obéir à un plissement, c'est-à-dire à la composante tangentielle.

En partant de la zone des volcans tertiaires et quaternaires du Massif Central, on peut suivre cet accident péri-alpin, d'une part du Puy-de-Dôme à Agde où il disparaît sous les flots pour réapparaître vraisemblablement, avec tout un cortège de basaltes, en Sardaigne; d'autre part, vers le nord, par le Morvan, Langres, Fays-Billot, Bourbonne-les-Bains, le Kaiserstuhl, Hechingen. Il me paraît logique d'y rattacher le Reis, tout au moins par son bord septentrional, et de là passer à la faille méridionale de l'Erzgebirge, pour couper le massif gneissique de Frieberg et le socle granitique de Lusace; en remarquant sur la lèvre effondrée l'alignement basaltique du nord de la Bohême et la ligne thermale subordonnée : Marienbad, Karlsbad.

A l'Erzgebirge se rejoignent les deux unités tectoniques *a* et *b*. C'est peut-être à cette particularité qu'est due l'instabilité de cette région, la plus marquée de l'Europe centrale. Je signalerai plus loin un cas présentant avec celui-ci quelque analogie et susceptible de justifier également l'existence du district séismique bien connu du sud de Gavarnie.

Un fait assez remarquable est la stabilité de la zone comprise, entre les deux alignements *a* et *b*; les essaims séismiques bordant les falaises du graben rhénan de Bâle à Mayence étant mis à part, ainsi que l'aire séismique nord-orientale des Pyrénées.

A remarquer également l'instabilité prononcée des districts appartenant au sillon océano-méditerranéen relativement à la faiblesse des centres séismiques répartis le long de la « faille d'affaissement péri-alpine ». Cette différence paraît tenir à ce que les premiers appartiennent à des chevauchements ou à des zones de croisement de plis, c'est-à-dire à des accidents dépendant de la *composante tangentielle* de contraction de l'écorce terrestre, tandis que les seconds dépendent de la *composante radiale*, qui ne peut faire jouer les compartiments que suivant

des failles profondes, dont les lèvres sont actuellement en partie ressoudées par le magma éruptif. Mais là où le magma éruptif fait défaut, c'est-à-dire là où les failles ne sont que des reprises de disjonctions par plissement — ce qui empêche ces failles de descendre à une profondeur suffisante pour atteindre le sal liquide (faisceau de la Côte-d'Or et des Vosges) — les séismes revêtent une intensité qui rappelle celle des districts du sillon océano-méditerranéen.

CHAPITRE II

LES PYRÉNÉES

I. — Séismologie.

J'ai publié en 1908¹ un tableau de quelques séismes anciens ayant affecté les Pyrénées Orientales. Mais je n'ai rien pu trouver de semblable pour la région des Pyrénées Occidentales, qui cependant est très fréquemment troublée. Je donne néanmoins dans le tableau ci-contre la nomenclature d'un certain nombre de séismes pyrénéens. La liste en est certainement incomplète et ne peut guère permettre une idée de leur fréquence, mais elle pourra servir de guide à quiconque voudrait se livrer à une étude rétrospective plus complète. Les plus typiques d'entre eux suffisent d'ailleurs à donner un aperçu de la répartition de leurs foyers et du mode de leurs transmissions suivant la nature géotectonique du pays pyrénéen.

J'ai donné dans « Monographie des Terratremols de la région Catalane », *Bull. Soc. Ramond*, 1^{er} semestre 1909, Bagnères-de-Bigorre » la morphologie des tremblements de terre énumérés de 1224 à 1908 et dans *Ann. Physique globe*, Strasbourg, ceux de 1920 et 1922 dont les isoséismogrammes y ont été imprimés.

Pour ceux du revers sud occidental je suis moins documenté. Le séismogramme ci-contre du 10 juillet 1923, indique suffisamment le mode de propagation de ces séismes vers la France par ce que j'ai appelé « le détroit séismique de la Maladetta ». Leur propagation étant bloquée par le *vieux* massif Canigou-Maladetta, ils paraissent alors s'étendre en longueur du Sud au Nord et prennent l'aspect des « séismes transversaux » de Suess,

1. O. Mengel, *Aperçu sur la tectonique et la séismicité des Pays catalans* (Ass. Fr. Av. Sc. Congrès de Clermont-Ferrand, 1908).

Relevé de quelques tremblements de terre pyrénéens.

ANNÉE	MOIS	JOUR	HEURE	LOCALITÉS
1224.	11	16	9	Barcelone (IV) ¹ .
1321.	»	Noël.	»	Perpignan (VI).
1330.	2	21	6	Perpignan (V).
1370.	»	»	»	Perpignan (VI).
1373.	3	2	0	Ulla [Catalogne] (IV).
—	3	2	9	Roussillon et Catalogne (VII).
—	3	18	18	Perpignan (III).
—	3	19	soir	Ulla (V).
—	5	3	id.	Perpignan (V).
—	5	22	id.	Perpignan (II).
—	5	24	»	Catalogne (II).
1374.	2	2	»	Roussillon et NE Catalogne, Montpellier (VIII).
1375.	2	21	matin	Perpignan (V), Roussillon.
1376.	2	1	»	Catalogne (V).
1381.	4	27	»	Perpignan (III).
1382.	5	21-24	»	Roussillon, Montpellier.
1394.	»	»	»	Montpellier (VI).
1396.	12	18	»	Valencia à Tortosa (IX).
1397.	»	»	»	Languedoc, Montpellier (IV).
1404.	5	2	»	Gerona (VIII).
1410.	3	30	»	Barcelone (VII).
1420.	très fréquent.			Tortosa à Perpignan.
1421.		id.		Olot.
1425.		id.		Barcelone.
1426.		id.		NE de la Catalogne (VII).
1427.	»	2 au 23	»	Val d'Hostoles [Catalogne] (IX), res-senti à Montpellier.
—	5	15	»	Olot (X).
—	12	Noël.	11	Barcelone à Montpellier.
1428.	2	2	8	Olot (X), très violent en Catalogne, Roussillon et Cerdagne.
1430.	1	»	»	Puigcerda (V).
1431.	4	»	»	Roussillon (V).
1433.	3	10	»	Arles-sur-Tech, NE Catalogne (VII).
1435.	11	6	»	Barcelone (IV).
1448.	5	25	1	Gérone et Vallés (VIII), Perpignan (VII).
1450.	9	16	»	Perpignan (VII).
1456.	2	»	nuit	Puigcerda.
1466.	»	»	»	Catalogne.
1511.	2	23	6	Barcelone (IV).
1525.	7	4	»	Barcelone (IV).

1. Les intensités sont marquées en degrés de l'échelle Rossi-Forel.

ANNÉE	MOIS	JOUR	HEURE	LOCALITÉS
1560.	2	15	9	Perpignan jusqu'à Bordeaux.
1580.	4	»	22	Corneilla [Catalogne] (V).
1605.	12	20	»	Barcelone (III).
1633.	6	2	»	Barcelone.
1678.	»	»	»	Pyrénées jusqu'à Aix, Avignon.
1703.	1	6	7	Barcelone (IV).
1743.	3	7	21	Bassin de la Garonne.
1747.	»	»	»	Toulouse.
1750.	5	25	»	Bordeaux à Narbonne.
—	5	26	»	Très vive à Bigorre, Lourdes et Tarbes [double secousse].
1752.	1	12	»	Toulouse, Pyrénées.
1755.	11	1	2. 15	Lisbonne (X), Prats-de-Mollo (V), Perpignan (IV).
—	11	27	»	Roussillon.
1759.	8	10	22	Bordelais et Limousin.
1762.	3	11-12	»	Pyrénées, Bayonne.
1763.	10	16	15	Pau [le 13].
1765.	5 et 6	»	»	Sud du Canigou (VIII).
1772.	10	»	»	Foix, Toulouse.
—	12	25	5	Béarn, Arudy (X).
1773.	10	17-22	»	Prades, Roussillon, Prats-de-Mollo (VII).
1775.	4	30	»	Pyrénées, Pau, Arudy, Oloron.
1776.	4	24	12	Pyrénées au Gers.
—	8	4	»	Gerri (IX), Perpignan (II).
1777.	6	7	»	Carcassonne.
—	6	13	»	Pau.
1779.	12	22-28	»	Vallée d'Ossau (VII).
1782.	9	15	»	Vallée d'Ossau.
—	12	9	»	Oloron.
—	12	27	»	Béarn.
1783.	2	»	»	Oloron.
1784.	8	10	»	Prats-de-Mollo, résonance tremblement de terre [Calabres].
—	»	23 et 27	»	Bagnères-de-Luchon.
1797.	8	»	15	Pyrénées, Barèges.
—	8	13	23	Rivesaltes, Collioure (VII).
—	9	8	»	Perpignan, Albères (VI).
1798.	8	11-13	»	Ille-sur-Tet (V) et Pyrénées.
1813.	7	18	17	Olot, Caldas-de-Malavella, Perpignan, Collioure, Rivesaltes.
1852.	1 et 2	»	»	Rosas (VI).
1854.	7	26	»	Olot (III), Mont Perdu.
				Mont Perdu (VIII), Pyrénées, Bordeaux, Montpellier, Barcelone, résonance à Château-Larcher [Vienne].

ANNÉE	MOIS	JOUR	HEURE	LOCALITÉS
1875.	11	26-29	»	Mont Perdu, Barcelone.
1896.	5	6	»	Mont Perdu.
1897.	3	23-24	»	La Selva (II).
1900.	11	20	»	Villeneuve-des-Escalades.
1901.	10	»	»	Palamos (II).
—	12	16	13	Vallée de Latour-de-Carol, Porta (IV).
—	12	30	»	Gérone (IV).
1902.	5	6	3.05	Pyrénées Orientales, Formiguères (III), Saint-Laurent-de-Cerdans (IV), Landes, Haute-Garonne.
1903.	4	17	1	Rosas (II).*
—	4	20	8 45	Salses à Llansa, Céret, Arles-sur-Tech, Rosas (IV).
—	6	18	2.20	Olette (III) à Osséja, Mont-Louis, Saillagouse.
1904.	7	13	15.10	Bagnères-de-Bigorre (VII), Mont Perdu (VIII), Castelnau-dary (III), Cahors (III), etc.
—	7	22	»	Mont Perdu (V à VI) jusqu'à Périgueux (I).
—	9	29	»	Latour-de-Carol, enregistré à Bagnères.
1906.	1	4	5.40	La Sellera, Amer (IV).
—	5	24	0.30	Ur, vallée de Carol, Ferral [Espagne].
1907.	2	18	2.45	Rubi en Valles [Espagne] (V).
—	2	22	16	Barcelone (III).
—	10	21	4.36	Tortella, près Besalu (IV).
1909.	1	24	10.19	Terrassa, NO Barcelona (III).
—	4	6	21.28	Pasteral à Saint-Feliu-de-Pallars (VI), Olot (II).
—	4	23	17.45	Barcelone (II), répercussion tremblement de terre de Benavente (X) [Portugal].
—	5	24	11.50	Badalona (VI), Barcelone (III).
—	5	24	21.55	Luzenac (Ariège).
—	6	12	10.55	Badalona (IV), Tibidabo.
—	6	11	21.07	Perpignan (IV) et Roussillon, Gérone (IV), Barcelone (II), répercussion trembl. de terre de Provence (X).
—	7	21	10.59	Toute la Catalogne (III).
1910.	1	24	19.18	NE de Barcelone, Teya et Alella (IV).
—	9	10	17.58	Teya, Alella (V).
—	10	1	19.13	Bénasque (III), val d'Aran, Ariège.
—	10	2	15.50	Val d'Aran (II).
1911.	1	5	21.14	Teya (III).
—	7	24	2	Val d'Aran (II).
—	12	22	14.28	Teya, Alella (IV).

ANNÉE	MOIS	JOUR	HEURE	LOCALITÉS
1912.	1	17	12.15	Val d'Aran (II).
—	3	1	8.21	Teya (II).
—	9	15	2	Gavarnie (V), Jaca Navarre, Arcachon, semble être réplique mégaséisme du 14 à Constantinople.
—	10	22	21.26	San Mateu, Teya (XI).
1914.	2	26	17	Teya, Mataro (V).
—	4	8	2.28	Teya, Mataro (IV).
—	4	9-10	»	Palamos à Santa Cristina.
—	8	7	0.50	Bénasque (VII), Eriste (V).
—	8	11	9.06	Eriste (VII), Bénasque, Luchon.
1915.	3	28	4.33	Castanesa (VII), Pont de Suerte (IV).
—	4	8	7.30	Bénasque.
—	9	30	16	Toreilles (II).
—	10	25	10.03	Rivesaltes (IV), Opoul, Perpignan.
—	11	1	0.24	Val d'Aran (IV).
1916.		Calme.		
1917.	9	28	16.48	Banyuls-sur-Mer (III).
—	10	10	20.37	Banyuls-sur-Mer (II).
1919.	10	4	3	Benasque (IV).
—	11	2	20.09	Benasque (V).
—	11	20	14.30	Ribagorza.
—	11	27	7.25	Pont de Suert (IV), Luchon et Fos.
—	11	29	0.30	N. Pont de Suert (VII), Barcelone (IV), ressenti fortement à Luchon, Saint-Laurent-de-Cerdans, Perpignan, Barcelone. Foix. Répliques du 1 au 4 décembre.

A partir de 1920, voir l'Annuaire de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg, 2^e partie, Sismologie, qui donne la nomenclature avec détails et discussion de tous les tremblements de terre pyrénéens.

que Marchand avait déjà signalés dans « Les Périodes d'agitation sismique de 1904 dans les Pyrénées Centrales ». *Bull. Soc. Ramond*, 3^e trimestre 1904. Cette disposition est accusée notamment par les tremblements de terre du 26 juillet 1854, du 26-29 novembre 1875, du 6 mai 1896, du 13 juillet 1904 et du 19 novembre 1923.

Les tremblements de terre de l'extrémité orientale présentent pour une raison analogue la même particularité de propagation du Sud au Nord, ou inversement, par le détroit sismique du Canigou.

J'ajouterai que les tremblements de terre, que j'avais dénommés *albériens* et qui ont généralement leur épicycle en mer, le long de la faille d'effondrement du continent pyrénéen, sont à caractère *explosif*. M. Racovitza, Directeur de l'Institut de Spéléologie de Cluj, ex-sous-directeur du laboratoire maritime de Banyuls-sur-Mer, a eu plusieurs fois l'occasion de l'observer et de me le signaler. C'est notamment le cas des séismes du 15 mars 1915 et du 28 septembre 1917 : « bruit *fusant*, précédant un bruit d'explosion, net, brusque, unique », dit M. Racovitza. Ce caractère est tellement précis que, dans cette région de la Côte Vermeille, les habitants songent de suite, chaque fois que le cas se produit, à une explosion à l'usine de dynamite de Paulilles située dans une anse de la côte.

II. — Géotectonique.

L'exposé succinct de la géotectonique, que je crois nécessaire de donner pour faciliter l'intelligence de la séismotectonique des Pyrénées, repose sur les observations géologiques les plus récemment acquises et sur la synthèse générale qui en a été faite par les géologues et géophysiciens pyrénéens et alpins. Je signalerai parmi ceux auxquels j'ai eu le plus fréquemment recours, en tout premier lieu, Léon Carez, pour l'ensemble de la chaîne. Viennent ensuite, pour le versant nord occidental et sud occidental, les Stuart-Menteath, Bresson, A. Lacroix, P. Termier, Léon Bertrand, Fournier, Mengaud, Viennot et Lamare; pour le versant méridional de la zone centrale, L.-M. Vi-

dal, de Margerie, H. Douvillé, Mallada, Mauretta, Dalloni, Faura i Sans, Ch. Jacob, Fallot, San Miguel de la Camara, Marcet Riba et Astre. Je me suis inspiré enfin des synthèses plus ou moins récentes qu'ont données successivement des Pyrénées, les Suess, Lugeon, Argand.

Les Pyrénées, dit ce dernier¹, « qui s'alignent avec la demi-raideur d'un petit Tien-Chan, ou presque d'un Caucase, sont pour l'essentiel un paquet de plis de fond à matériel hercynien... » et M. Ch. Jacob² d'ajouter : « la stratigraphie démêlera sans doute quelques jours les étapes successives de l'évolution du grand pli de fond et écrira son embryogénie. »

En attendant ce chapitre futur de l'histoire géologique des Pyrénées, on peut noter que fin octobre 1928, après la Réunion extraordinaire de la Société géologique dans les Pyrénées-Orientales et l'Ariège, la synthèse de cette chaîne pouvait se résumer ainsi :

La chaîne des Pyrénées au point de vue orogénique est un anticlinorium d'âge tertiaire, épousant un plissement hercynien ayant lui-même pour noyau un anticlinal calédonien³ par rapport auquel, cependant, l'extrémité occidentale de la chaîne se trouve légèrement décalée vers le nord. Son axe plonge de l'est à l'ouest, où il s'ennoie, au passage du sillon Océano-méditerranéen, sous les dépôts tertiaires les plus récents, mais pour réapparaître, en partie, dans la chaîne cantabrique; alors que son extrémité orientale, assez fortement relevée pour ne comporter que du Silurien et du Cristallin, s'est effondrée à l'époque pliocène et Quaternaire sous les eaux de la Méditerranée.

Les bases sur lesquelles repose cette mise au point ne m'ont pas paru suffisantes pour étayer des relations probantes entre la

1. E. Argand, *La Tectonique de l'Asie*. Congrès géologique international de Belgique en 1922, 1^{er} fascicule, Liège, 1924, pp. 264 et 265.

2. Ch. Jacob, *Considérations tectoniques sur les Pyrénées* (B. S. H. N. de Toulouse, t. LVI, 2^e trimestre, p. 293, 1927).

3. O. Mengel, *Le Canigou et la Maladetta, pôles de l'axe primitif des Pyrénées* (C. R., t. CLXXIII, 1921, p. 990).

géotectonique et la séismicité pyrénéennes. J'ai depuis essayé de préciser quelques-uns des aperçus que j'avais donnés antérieurement¹ et de résoudre certaines difficultés d'interprétation auxquelles je m'étais heurté. Une de celles-ci est la question, actuellement encore un peu controversée, de l'âge des granites nord pyrénéens, dont je dois tirer conséquence au point de vue séismologique. Je me permettrai donc de rappeler ici en quelques mots l'opinion toute récente que je me suis faite sur ce point, et qui me permet de répondre moi-même à la question que j'avais posée en 1922².

Au cours de l'étude de la répercussion du tremblement de Saint-Paul-de-Fenouillet j'avais constaté que le massif granitique de Bélesta-Sournia se comportait au point de vue de la transmission des vibrations comme un massif relativement jeune. La recherche des causes de cette anomalie m'a conduit à faire une étude personnelle de ce massif et j'ai donné alors, de cette région, une coupe géologique n'accusant que quelques chevauchements vers le nord, et, notamment, un pli faille, lieu des hypocentres, sur lequel je vais revenir.

Je disais : « J'admets, avec la généralité des géologues qui se sont occupés de cette région, que les schistes noirs et calcaires qui constituent l'axe topographique de ce massif appartiennent au Secondaire; cependant j'ai relevé sur ses bords des affleurements discontinus de Dévonien, de Carbonifère et même quelques témoins écrasés de Trias. La discontinuité de ces affleurements tient aussi bien à une disparition par digestion granitique que par étirement mécanique...

« Or, fait troublant, sur l'aile nord du synclinal, un peu à

1. O. Mengel, *Tectonique du Synclinal Secondaire d'Amélie-les-Bains* (C. R., t. CLXXI, 1920, p. 314); — *Vraisemblance d'une analogie, entre le Bord alpino-dinarique et le Bord pyrénéo-ibérique. Communauté d'origine des lacs alpins et des anciens lacs pyrénéens* (C. R., t. CLXXXIII, 1926, p. 893); — *Présence sur le versant sud des Pyrénées d'éléments charriés émanant d'un pli enraciné au nord* (C. R., t. CLXXXVIII, 1929, p. 332).

2. O. Mengel, *Les tremblements de terre des Pyrénées Orientales en 1922* (Ann. Inst. Phys. Gl. Strasbourg. Séismologie, 1922, pp. 59-64. Isoséismogrammes et coupe géologique).

l'ouest de Le Vivier notamment, existe un affleurement de calcaires blancs et noirs aptiens touchés, au plus haut point par le métamorphisme des granites encaissants. Les lits calcaires sont complètement transformés en *grenatite*, alternant avec de l'idocrase. D'ailleurs le dipyre abonde dans les lits calcaireux de tout le massif. D'autres faits, tels que la transformation des schistes albiens en roche feldspathique et l'absence absolue de tout élément granitique dans la Brèche-limite du Crétacé (Ansignan), sembleraient indiquer que, dans le géosynclinal qui a donné ultérieurement le massif de Bélesta-Sournia-Saint-Paul, tout s'est passé comme si l'action du magma granitique s'était prolongée, sur le versant nord, jusqu'au milieu de Crétacé. C'est là une idée un peu subversive je le sais. Je serais heureux d'en discuter sur le terrain même avec les savants qui font autorité en matière de métamorphisme. Dans tous les cas elle lève, à mon sens, un certain nombre de points d'interrogation et en particulier celui que j'ai posé au début. Si le massif de Sournia, en effet, est un massif lithologiquement jeune, il n'y a rien d'étonnant à voir s'y propager librement les ondes séismiques. »

Longchambon, après Zirkel, Leymerie, Carez, Bresson et Léon Bertrand, était assez porté à regarder quelques granites du bord nord pyrénéen comme d'âge secondaire. Les grenatites de Le Vivier, qu'il ignorait, seraient venues, il est vrai, à l'encontre de ses déductions, basées sur ce fait que la teneur en soude et la pauvreté en chaux du magma basique endomorphe (l'Endex) qui par ses fumerolles a donné la dipyre était incapable de produire les grenatites.

Néanmoins, si on considère que la dipyrisation dans les Pyrénées Orientales s'est opérée sur des grands espaces, *loin de toute venue ophilique*, on peut dire que cette dipyrisation, qui a la plus grande parenté avec la feldspathisation des schistes siluriens, sous l'action du magma granitique, est la manifestation la plus générale d'exomorphisme qui a affecté les dépôts secondaires du versant nord; elle est corrélative à la silicatisation des bancs marneux de l'Aptien supérieur et à la transformation en cornéennes avec grenatites subordonnées des calcaires de l'Aptien inférieur.

D'autre part, l'endomorphisme du granite est poussé dans le voisinage de ce qui reste des calcaires à un degré peut-être supérieur à celui que j'ai rencontré dans la zone primaire.

De ces quelques aperçus, qui seront développés et discutés dans une publication géologique, résulte pour moi l'impression que, dans la région sud de Bélesta-Sournia, nous sommes en présence de phénomènes de métamorphisme dus à une venue granitique dans l'axe d'un géosynclinal, ou plutôt de la partie méridionale d'un géosynclinal des temps secondaires.

Je suis convaincu que le grand géosynclinal nord pyrénéen, celui qui s'est créé au nord de l'axe calédonien dessiné en profondeur par l'alignement Canigou-Maladetta, s'est relevé au moment des plissements hercyniens, en aspirant dans l'axe de son antoclinorium : Albères, Pic de Madrès, Orlu, Conflens, nord du Pic d'Anie, le magma granitique, qui aussitôt, avant sa consolidation, métamorphisa sa couverture. *La vague magmatique profonde poussée du Sud progressa vers le Nord, comme une houle, avec solidification progressive de ses ondes, par ordre d'ancienneté, c'est-à-dire que le front septentrional de cette vague (bande granitique de Bélesta au Pic des Trois Seigneurs) était encore visqueuse, quand l'arrière, l'axe primaire de la chaîne, était déjà induré.* Et cette bande magmatique métamorphisa de proche en proche sa couverture avec les seules variantes qui pouvaient découler de la composition de cette couverture. Toutefois le front, en raison des résistances profondes qu'il devait rencontrer : débris d'anciens ridements ou autres, ne pouvait rester rectiligne, en plan et en coupe, d'où ces batholithes plus ou moins étendus, mais qui restent cependant alignés suivant la direction longitudinale des plissements.

A l'époque des mouvements épirogéniques qui ont commandé la grande transgression cénomaniennne, l'avance vers le nord du magma granitique est troublée en profondeur et s'arrête, alors que son front n'est encore qu'à l'aplomb de l'axe du synclinal secondaire nord pyrénéen. La zone de métamorphisme se trouve limitée, du même coup, vers le nord, suivant cette ligne de discontinuité lithologique du soubassement granitique définitivement induré. Au contact des terrains sédimen-

taires, relativement plastiques dans la moitié nord du géosynclinal, se crée une ligne de rupture de tension facile, qui jouera à l'époque des plissements tertiaires.

C'est ainsi que je comprends le grand pli-faille que j'ai déjà situé, en 1922, au sud de Saint-Paul-de-Fenouillet, et que je suis maintenant, en me laissant guider par la bordure métamorphique, d'Estagel à Orthez, par Lesquerde et Aspet. C'est au bourrelet anticlinal de sa lèvre méridionale chevauchée vers le nord qu'il faut rapporter les pointements de *granite secondaire*, d'Ansignan, Salvezine, Bessède, Saint-Barthélémy, Trois-Seigneurs et Milhas.

D'autre part, c'est le long de ce chevauchement que sont alignés les districts séismiques du versant nord pyrénéen : Saint-Paul-de-Fenouillet, Tarascon-sur-Ariège, Saint-Girons, Bagnères-de-Bigorre et Orthez. Il me paraît logique d'attribuer cette instabilité séismique à la survivance de l'effort de chevauchement vers le nord. Il s'agit d'une séismicité de même nature que celle que j'étudierai tout à l'heure dans les Alpes.

Tectonique et séismicité de la Cerdagne. — En 1912¹, je disais en parlant de la Cerdagne : « D'une façon générale les plissements qui ont affecté les formations primaires sont dirigés E.-S.-E à W.-N.-W., avec déversement vers le S.-S.-W. Ils viennent buter en biseau contre le Secondaire et le Tertiaire déversés vers le Nord et plissés longitudinalement dans la direction E.-W. Il y a discordance dans la direction et dans le sens de déversement des plis suivant une ligne de contact anormal... »

La dépression cerdane est orientée W.-S.-W., en direction indépendante aussi bien des rides des terrains primaires que des terrains secondaires.

D'autre part, je n'ai remarqué sur son pourtour aucune trace de faille d'effondrement. La Cerdagne n'est donc ni une dépression tectonique, ni une dépression d'effondrement. C'est une simple région d'affaissement lent, qui était déjà fortement

1. O. Mengel, *Cerdagne espagnole* (B. C. G. Fr., n° 133, t. XXII, campagne 1912).

accusée au Turonien ainsi qu'en témoigne la présence du Crétacé à Hippurites, que j'ai signalé pour la première fois en 1912¹.

En rapprochant ces deux faits : avancée de la transgression du Crétacé supérieur dans la région cerdane, et progression anté-cénomaniennne, vers le nord, de la houle granitique sur le versant septentrional, au droit de la Cerdagne, on ne peut s'empêcher de les relier par une raison de cause à effet qui porte à considérer la dépression cerdane comme due au vide produit sur le versant sud par appel souterrain de la houle granitique secondaire du versant nord; autrement dit : *La Cerdagne est la compensation des massifs des Trois Seigneurs et du Saint-Barthélemy*.

Cette dépression ouverte au sud, jusqu'à l'Eocène inclusivement (Danien et Nummulitique autochtone de Querforadat), fut fermée brusquement à l'époque des plissements tardifs oligocènes par le redressement vers le nord de la lame de Nummulitique à laquelle appartient la Sierra de Cadi. C'est alors qu'elle devint un *lac miocène* ouvert plus tard, au Quaternaire, postérieurement à la première époque glaciaire², par usure de son seuil et avec l'aide d'un mouvement de bascule vers le sud, dû à la surpression de la Sierra de Cadi, pression à laquelle il faut rapporter le plongement des strates pliocènes et quaternaires vers le sud et les petits séismes propres à la Cerdagne, ainsi que les répliques des séismes nord pyrénéens qui s'y rattachent parfois (Voir isoséismogrammes de 1920 et 1922).

*
* * *

Les considérations qui précèdent associées à celles qui découlent de mes communications plus récentes à l'Académie des Sciences me permettent d'apporter quelques précisions à l'histoire des Pyrénées telle que je l'ai résumée en quelques lignes au début de ce chapitre.

1. O. Mengel, *ibid.*

2. O. Mengel, *Mouvements tectoniques interglaciaires et post-glaciaires de l'extrémité orientale des Pyrénées* (C. R. Ac. Sc., t. CLXXII, 1921, p. 165).

L'axe de la chaîne, au cours de l'époque secondaire et jusqu'au Quaternaire a subi de nombreuses vicissitudes.

C'est d'abord, au début du Secondaire, l'ennoyage sous la mer jurassique, au droit du Sillon Océano-méditerranéen. C'est ensuite la compression, par effort tangentiel vers le nord, qui fait passer progressivement son magma profond souterrainement vers le nord, où il se propage en houle lente, qui donnera les granites secondaires et leur cortège d'*endex* (ophite, lherzolite, syénite) et de sédiments métamorphisés. Puis, enfin, c'est à partir du Trias supérieur le relèvement de l'extrémité orientale et de tout le continent qui lui faisait suite à l'est, jusqu'aux Maures et la Corse, relèvement corrélatif d'un abaissement vers le sillon océano-méditerranéen.

Des changements surviennent à partir de l'époque de la transgression cénomaniennne. La houle granitique s'arrête et se fige. L'axe primaire s'abaisse, sauf à l'extrémité nord orientale, au droit du Roussillon, qui reste émergée jusqu'au Pontien. Mais déjà dès le Danien, une tendance à l'exhaussement s'élabore lentement, pour se précipiter avant l'Oligocène, sous une poussée du Sud contre le Massif Central et son éperon le Monthoumet, d'où une succession de plis-failles longitudinaux.

Les trois principaux sont :

Au nord — a) *Le pli-faille Nord Pyrénéen*, d'Estagel à Orthez dont j'ai déjà longuement parlé.

Au sud — b) *La charnière de retroussement vers le Sud*. En partant d'Amélie-les Bains, je la suis vers l'ouest, sur le revers nord du Canigou, du Puigmal et de la Maladetta, par Taurinya, Urus¹, Civis, Llavorsi, et probablement par la base du Mont Perdu, si j'interprète bien les observations faites en ce point², les cirques de Trémouse et de Gavarnie, nord de Saint-Engrace. Vers l'est, la poussée au nord du Massif du Roc de France

1. O. Mengel, *Présence sur le versant sud des Pyrénées d'éléments charriés émanant d'un pli enraciné au nord* (C. R., t. CLXXXVIII, 1929, p. 332).

2. Ch. Jacob et L. Mengaud, *La structure des massifs du Mont Perdu, du Sestral et de la Tendenera en Haut Aragon* (C. R. Ac. Sc., t. CLXXXV, 1927, p. 660),

s'étant exercée librement, la charnière n'est qu'un pli écrasé contre les Albères, par lequel le synclinal d'Amélie-les-Bains se continue vers la mer, en laissant au passage l'îlot de Dinatien, de Trias et de *Crétacé supérieur* (le Jurassique et Crétacé inférieur faisant défaut). Le retroussement vers le sud reprend sur le versant méridional des Albères.

c) *Le Bord pyrénéo-ibérique*. J'ai dénommé ainsi¹ le contact anormal qui peut se suivre sur le revers sud du Canigou et du Puigmal par Camprodon, San Joan de las Abbadessas, Aguas de Ribas, Querforadat au pied de la Sierra de Cadi, sud de Tahus, Gerri avec retour au sud de Gavarnie. Vers l'Est je le prolonge, comme l'indique ma carte de 1907², par le col de la Boxeda, col de Malrems, Coustouges, Viure, Figueras où on retrouve en lambeaux chevauchés vers le nord, Trias, Jurassique, *Crétacé inférieur*, s'apparentant au Crétacé de la Escala, au sud de la baie de Rosas.

Le « bord pyrénéo-ibérique » ainsi défini est un contact anormal, contre la lèvre du retroussement *b*. C'est sous ce rapport qu'il a la plus grande analogie avec la partie orientale du « bord alpino-dinarique » de Termier, mais en diffère en ce sens que le retroussement propre de ce bord est inexistant, sauf près de Coustouges³, au sud du Taga et au Pedraforca.

Le retroussement de la partie profonde du versant sud se produit plus au nord, suivant *b*) et n'est pas comme dans les Alpes une simple exagération, vers l'ouest de cette chaîne, d'un contact anormal. Dans les Pyrénées, le contact anormal qui constitue le bord pyrénéo-ibérique n'est pas synchronique du retroussement, il est postérieur à celui-ci et dépend de la reprise de la poussée vers le Nord, au moment des plissements alpins ; il est d'âge post-oligocène et anté-tortonien.

Ces deux phases pyrénéenne et alpine du plissement du versant sud des Pyrénées, la seconde n'étant qu'une survivance

1. O. Mengel, *Vraisemblance d'une analogie, entre le bord alpino-dinarique et le bord pyrénéo-ibérique* (C. R., t. CLXXXIII, 1926, p. 893).

2. O. Mengel. *B. S. C. G. F.*, n° 115 et 119, t. XVII et XXIII, 1906 à 1908.

3. O. Mengel. *Bul. Serv. C. G. Fr.*, n° 140, t. XXIV, 1920, coupe IV.

affaiblie de la première, sont nettement accusées, soit par la discordance d'ordre tectonique, entre le complexe Primaire-Trias et Danien, d'une part et le Nummulitique, d'autre part, qu'on peut observer de La Manère à la Séo de Urgel, soit par les plissements de l'Oligocène de Figueras et de Taroella de Montgry et du Miocène mylonitique de San Miguel, au sud de Figueras.

Tout ce qui est au sud du Bord pyrénéo-ibérique est donc d'allure dinarique. M. Lugeon, par l'étude de la Sierra de Montsech a été, je crois, conduit à la même suggestion.

On peut donc dire que les deux îlots de Secondaire de l'Ampurdan, distants à peine de quatre kilomètres, quoique de composition stratigraphique différente, sont distincts également au point de vue tectonique; l'un, celui de Masarach, est de style pyrénéen, l'autre, celui de Figueras-Viure, est de style dinarique.

Asynchronisme des dépressions du Roussillon et de l'Ampurdan. — Cet aperçu est en même temps qu'une suggestion offerte à M. Ch. Jacob¹, un argument en opposition avec l'opinion classique qui admet que le Roussillon et l'Ampurdan sont deux dépressions tectoniquement jumelles.

Leur histoire géogénique serait au contraire fort différente. La première émergeait alors que l'autre était sous des eaux d'où cependant émergeaient aussi, de l'époque primaire à l'époque tertiaire exclusivement, les Montes Gabarras et la chaîne Catalane, où, à Palamos, le cristallin est directement et normalement recouvert par le Lutétien.

Le continent pyrénéen, par lequel les Pyrénées se continuaient à l'Est, paraît s'être effondré en plusieurs temps : deux au Miocène, lors des mouvements alpins² et un au Quaternaire,

1. Ch. Jacob, P. Fallot, G. Astre et R. Ciry, *Observations tectoniques sur le versant méridional des Pyrénées centrales et orientales* (Ext. C. R. XIV^e Congrès Géol. Int. 1926, Madrid, p. 70).

2. Paul Fallot, *Étude géologique de la Sierra de Majorque* (Paris, Beranger, 1922), et Rozo y Gomez, *Notes sur la Péninsule Ibérique* (B. S. G. F., 4^e série, t. XXV, 1925, p. 83).

au cours de ces mouvements épirogéniques dont j'ai relevé de nombreux indices dans la partie orientale de la chaîne¹.

III. — Séismogénie.

La discussion des manifestations et des modes de répercussion des séismes énumérés au chapitre de la séismologie a été donnée pour ceux de 1224 à 1908 dans les publications suivantes :

Aperçu sur la tectonique et la séismicité des Pays Catalans (C. R. Ass. Fr. Av. Sci.), Congrès de Clermont-Ferrand, 1908, une coupe des Montes Gabarras et une carte tectonique; — *Monographie des « Terratremols » de la Région Catalane* (B. Soc. Ramond, 1^{er} semestre 1909. Bagnères-de-Bigorre).

J'ai tiré alors de ces études ces conclusions :

« 1. — Les pays catalans (Roussillon et Catalogne) feraient partie d'un compartiment de l'écorce terrestre dont l'ossature est un complexe de plis anciens, les uns à direction armoricaine et constituant l'extrémité orientale de chaîne pyrénéenne les autres à direction varisque intéressant le sud de la Catalogne et les Baléares, mais indépendants de la chaîne bétique.

2. — L'aire volcanique d'Olot aurait été préparée par la discordance des plissements tertiaires, chevauchés vers le nord et dirigés vers le nord-est sur les plis anciens de direction et de sens de chevauchement différents; et la sortie des magmas ne serait probablement que la répercussion sur cette région déjà fracturée, de l'effondrement post-oligocène de l'extrémité orientale de la Région catalane.

3. — Le réveil d'activité séismique du quatorzième au quinzième siècle, purement régional, serait la conséquence d'une rupture d'équilibre de la Région catalane et en particulier du

1. O. Mengel, *Mouvements tectoniques interglaciaires et post-glaciaires de l'extrémité orientale des Pyrénées* (C. R., t. CLXXII, 1921, p. 165); — *Continuidad de las terrazas antiguas de 100, 225 y 280 metros, en las dos vertientes del extremo oriental de las Pyreneas* (Mem. R. Ac. Sc. y Art. de Barcelona, 3^e ep. Vol. XVI, num. 4).

voussoir Prats de Mollo-Gerona qui aurait éprouvé un double mouvement de bascule du N. au S. et du S. au N.

4. — Les séismes du début du vingtième siècle, proviendraient pour la plupart du passage d'ondes séismiques d'origine extra régionale avec effet macroséismique dans le voisinage des plis failles, et irradiation spéciale suivant les vallées tributaires de la dépression axiale qui constitue la Cerdagne.

5. — La chaîne pyrénéenne ne ferait nullement écran aux séismes ayant leur épicentre dans les Pays catalans ; mais elle semble amortir sensiblement les ondes qui laissent passer les Corbières. »

Précisant davantage aujourd'hui, je puis dire que ces séismes catalans sont dus, d'une part, à la persistance du rétrécissement du sillon océano-méditerranéen par suite du rapprochement, contre l'axe pyrénéen, de la chaîne catalane et en particulier de son promontoire nord, les Montes Gabarras ; d'autre part, à deux aires d'ennoyage de cette chaîne anticlinale, l'une sous le Nummulitique et l'Oligocène d'Olot, dont l'effondrement a donné les multiples failles révélées par MM. San Miguel de la Cámara et J. Marcet Riba dans cette région volcanique, l'autre sous le Miocène de San Mateu, entre Barcelone et le Montseny, ennoyage qui paraît se poursuivre de nos jours¹.

La discussion des tremblements de terre de la partie nord orientale des Pyrénées qui a fait l'objet de deux études publiées dans l'*Annuaire de Physique du Globe de Strasbourg*, Séismologie, années 1920 et 1922, m'a permis de compléter ces résultats.

A la suite des séismes de 1920 je concluais :

« Le noyau axial calédonien de la chaîne se présente comme relativement aséismique et n'a jamais été le siège d'épicentres. Par contre, les rides de plissements tertiaires de bordure sont le lieu des foyers séismiques, et les vibrations qui en émanent contournent le noyau axial en le débordant à ses deux pôles

1. Faura i Sans, *Sismologia catalana*. Institucio catalana d'Historia natural, memoria 2^a, t. I, 1913, Barcelona.

sur l'un ou sur l'autre versant par deux « détroits séismiques », l'un à l'ouest de la Maladetta, l'autre à l'est du Canigou. »

Dans la même étude, m'appuyant sur ce fait admis : que la sensibilité séismique d'une contrée est d'autant plus développée que les mouvements tectoniques qui ont affecté son sol sont plus récents, j'en ai déduit que l'exhaussement du seuil de Montlouis, Pic de Madrès, qui a troublé si profondément le régime hydrographique de la région du Carlit, n'est qu'un exhaussement par relativité, conséquence de l'affaissement, d'une part du bassin cerdan sous la poussée posthume du front, constituant la Sierra de Cadi, d'autre part de la dépression du Conflent sous un nouvel effort de chevauchement du Canigou vers le nord.

J'ai constaté depuis que ce seuil, sur son versant sud, portait les traces d'un accident tout à fait spécial, qui a provoqué probablement la brusque dénivellation de Montlouis à Saint-Thomas. Au nord de ce village jusqu'à Fontpédrouse le granite porte l'empreinte d'une trituration *in situ* profonde ; il est cassé, brisé dans tous les sens. Le manque de cohérence des blocs a nécessité en ce point de sérieux travaux de soutènement sur la ligne de chemin de fer de la vallée de la Tet. Sur l'autre versant de la vallée le terrain plus schisteux s'est décollé de la montagne et a glissé d'une seule masse sur laquelle se trouvent les cultures et le village de Prats-Balaguer. Ce cataclysme me paraît antérieur à la formation de la terrasse de 30 mètres, mais postérieur au palier supérieur des vallées roussillonnaises¹ que je regarde comme lié au littoral de 280 mètres. Il faudrait très probablement situer cet accident, qui me semble dépourvu de tout caractère géomorphogénique, entre le Villafranchien et le Sicilien. Il rentrerait, en raison de son ancienneté, dans ce que certains auteurs appellent des *Séismes fossiles*.

Les séismes de 1922 m'ont conduit, comme je l'ai rappelé au chapitre de la géotectonique, à l'idée de granite secondaire.

1. O. Mengel, *Essai sur le creusement des vallées de la Tet et du Tech* (B. S. Agr. Sc. et Litt. des Pyrénées-Orientales, t. XXXXVIII, 1907, Perpignan).

Ils m'ont permis de préciser que la ligne de contact anormal, limite vers le nord de la zone métamorphique, était bien un lieu d'hypocentres, comme si le brusque arrêt de la nappe de fond granitique avait créé une discontinuité dans la rigidité. C'est suivant cette discontinuité que se serait dessiné le chevauchement nord pyrénéen de l'époque tertiaire, qui reste encore aujourd'hui une ligne de faible résistance, lieu des hypocentres des tremblements de terre nord pyrénéens ; en sorte que ceux-ci se présentent comme une manifestation de la survivance des mouvements tertiaires (*fig. 3*).

Et de l'étude des séismogrammes je conclusais :

« a) Les masses montagneuses arrêtent ou dégradent d'autant plus les ondes macroséismiques et probablement microséismiques qu'elles sont plus puissantes et de formation géologique plus ancienne.

b) A égalité de distance de l'épicentre, les dépôts alluvionnaires vibrent d'autant plus que leur substratum rocheux est moins profondément situé.

c) Les résonances macroséismiques se produisent là où existe une brusque solution de continuité dans le relief ou la composition des éléments en contact : par exemple : eau avec roche des falaises. »

J'aurais dû, pour éviter une fausse interprétation possible, qui a d'ailleurs donné lieu à discussion à l'étranger, dire : l'un de ces éléments pouvant même être de l'eau, et ajouter que la résonance paraît ne se produire que quand l'onde passe de l'élément le plus dense à l'élément le moins dense. C'est soit le phénomène du déplacement de la dernière bille d'ivoire dans l'expérience classique (résonance directe), soit celui du déplacement *en retour* des wagons de queue d'un train après un choc-recul de la locomotive (résonance écho). Un bel exemple en est fourni par le mode de répercussion en Roussillon du tremblement de terre de Provence du 11 juin 1909, que j'ai analysé dans l'*Ann. Soc. Mété. Fr.*, juillet 1909.

Un cas de résonance de roche à eau (résonance écho) a été remarquablement vérifié par le tremblement de terre du Haut-Aragon du 10 juillet 1923. Ce séisme est un des plus intéres-

sants qu'il m'ait été donné d'étudier sur le versant sud. J'ai pu en dresser l'isoséismogramme (*fig. 3*) en complétant pour la partie française, grâce au dossier relatif à ce séisme que M. Rothé a eu l'amabilité de me communiquer, celui que C^t Alfonso Rey Pastor¹ a dressé pour la partie espagnole.

On voit nettement accusée sur ce séismogramme une aire épicertrique de degré VIII, vers la « Canal de Berdun », sur le rio Aragon, au sud-ouest du Mont Perdu. L'isoséiste de degré IV entre en France par ce que j'ai dénommé dès 1920 le détroit séismique de la Maladetta. On la voit ensuite, à la hauteur de Lourdes s'infléchir à l'est et à l'ouest le long des versants nord des vallées de la Garonne et du Gave de Pau. C'est là le phénomène, souvent signalé, du renforcement des vibrations au passage du thalweg des vallées perpendiculaires à la propagation des vibrations; phénomène qu'on peut regarder comme corollaire de la troisième des lois précédentes. On peut remarquer aussi que les isoséistes s'irradient fort peu le long du revers septentrional de la chaîne, principalement à l'ouest, contrairement à ce qu'on pourrait supposer d'après la nature alluvionnaire du sol. La raison de cet amortissement ne m'apparaît pas comme devant être attribuée à une cause uniquement géologique qu'il est difficile d'apercevoir.

Les isoséistes de Rey Pastor, raccordées avec celles que j'ai été appelé à tracer en France, accusent cinq points de résonance, deux de terre à eau et trois de terre à terre.

On voit tout d'abord à Saint-Sébastien une résonance très nette et très étendue, envoyant vers l'est une onde de retour, sorte d'écho, qui par *interférence* avec l'onde directe donne la zone de moindre intensité que l'isoséismogramme révèle de Vitoria jusqu'à l'est de Dax. Une résonance de même nature, mais moins accentuée, se manifeste en Roussillon. Une autre aurait eu lieu en Ampurdan, d'après les renseignements reçus de mon correspondant de Figueras, Frère Augustin.

Les trois autres résonances macroséismiques s'observent en

1. Alf. Rey Pastor, *Trails sismiques de la Péninsule Ibérique* (Inst. géogr. Madrid, 1927).

passage de roche dure à roche meuble : granite et gneiss à dépôts sableux du Sannoisien pour Aurillac, basalte à Aquitainien pour Le Puy, gneiss à dépôts pléistocènes pour Brioude. Je ne tiens pas compte de la répercussion plutôt microsismique accusée à Montpellier par un barographe.

Je ne m'étais pas, jusqu'ici, prononcé au point de vue tectonique sur les tremblements de terre de l'extrémité occidentale. Après les considérations sismologiques et géotectoniques que je viens de développer, il me paraît logique de conclure que :

L'aire sismique du Haut Aragon — Mont Perdu — Maladetta, tient d'une part au brusque retournement en plan du sillon océano-méditerranéen, d'autre part à la convergence vers cette région du Retroussement sud pyrénéen et du Bord pyrénéo-ibérique.

On trouve là une situation sensiblement analogue à celle que j'ai signalée dans l'Erzgebirge à la confluence du « sillon océano-méditerranéen » et de la « faille d'affaissement péri-alpine », et à celle qui se présente dans la zone du Piémont au point de divergence des Alpes et des Apennins.

En Aragon, il s'agit d'un simple écrasement, contre l'axe pyrénéen, des sédiments de profondeur, comme si ces sédiments accumulés dans la fosse aragonaise avaient tendance, comme ceux de la fosse adriatique, à jeter des paquets de nappes sur l'axe hercynien ; mais ici l'étroitesse et la faible profondeur du géosynclinal aragonais paraissent ne pas avoir permis une accumulation de sédiments suffisante pour donner à ceux-ci la plasticité nécessaire à leur débordement sur la crête pyrénéenne, d'où, par contre, foussement sous la chaîne et retroussement consécutif, plus accusé dans le versant sud des Pyrénées que dans l'arc interne alpin nord occidental.

En somme, la raison d'être de l'aire sismique des Pyrénées occidentales doit être cherchée, comme celle des districts sismiques nord pyrénéens, dans la persistance de la poussée au nord,

Conséquence tectonique de l'étude microséismique
du 10 juillet 1923.

L'étude microséismique qu'ont faite MM. Rothé et C. Bois' du tremblement de terre du 10 juillet 1923 semble précisément confirmer la déduction précédente.

Cette confirmation me paraît d'autant plus remarquable que ces auteurs ignorant vraisemblablement à cette époque l'existence du chevauchement inverse, vers le sud, leur étude fournit une vérification mathématique de mon hypothèse.

De la comparaison des dilatations et compressions accusées par la composante verticale ils déduisent :

« Au nord des Pyrénées *dilatation*, au sud *compression*. Il semble qu'il y ait eu un mouvement vers le S.-S.-W., comprimant les couches successives, tandis qu'il se faisait un appel dans les régions N.-N.-E. On peut interpréter ces résultats en faisant l'hypothèse que c'est l'une des failles parallèles aux Pyrénées qui a joué dans un sens sensiblement perpendiculaire à sa direction moyenne. »

MM. Rothé et Bois se trouvent ainsi d'accord avec Costanzi dans ses déductions pour les Alpes sur les anomalies de la Pesanteur qui, ainsi que je l'ai fait voir, se produisent précisément dans les régions d'anomalies séismiques.

Au premier abord il semblerait que les déductions de M. Rothé sont en contradiction avec l'hypothèse d'une poussée générale vers le nord, puisque c'est vers le nord que devrait s'exercer la compression. Il n'en est rien.

Le mouvement vers le sud serait celui de la partie supérieure du *retroussement* du versant méridional, auquel participe toute la partie supérieure au moins de la chaîne. Je l'ai signalé au Canigou et à l'extrémité orientale des Albères et vers le milieu de la chaîne. Cette zone poussée au vide sur l'arrière-pays ne peut être qu'en *détente*. C'est en même temps un *appel* vers le

1. Rothé et C. Bois, *Étude microséismique des tremblements de terre du 10 juillet et du 19 novembre 1923* (C. R., t. CXXIX, 1924, p. 1071, et Ann. Phys. Gl., Strasbourg, Séismologie, 1923, p. 97).

sud. Au contraire, la partie profonde, au sud de la charnière de retroussement, étant poussée au nord exerce sur la base méridionale de la chaîne pyrénéenne une *compression* qui s'ajoute à celle que produit sur le flanc normal le déplacement relatif du retroussement.

Il paraît à première vue logique d'attribuer la secousse de la « Canal de Berdun » à un déplacement relatif des lèvres des failles dont Rey Pastor¹ encadre le Rio Aragon ; mais je crois que la cause en est plus générale et plus profonde. Le séisme du 10 juillet appartient à une famille de séismes qui comprend le séisme du 19 novembre 1923 et ceux des 22 et 27 février 1924.

Pour les Pyrénées, il s'agit d'un déplacement profond du compartiment pyrénéen entraîné par la poussée générale que Marcel Bertrand appelait « la marche au pôle » et qui se traduit sur la couverture à style dinarique par des décollements, en relation avec les parties plus ou moins profondément indurées. Il en résulte des zones de tensions plus ou moins accusées suivies de ruptures qui se répercutent, tantôt sur une zone de nappe superficielle, tantôt sur une autre, suivant les facilités ou les difficultés de progression de la base du compartiment ; d'où *familles de séismes dans le temps* avec migration respective des épicentres.

Les failles proprement dites n'ont, à mon sens, qu'un rôle passif dans la manifestation des phénomènes séismiques ; les plis failles ou les chevauchements ont, au contraire, un rôle actif.

Le tremblement de terre de la « Canal de Berdun » présente deux autres particularités : d'une part, la migration de son hypocentre, accusée par les tremblements de terre, un peu moins violents, du 19 novembre 1923 et des 22 et 27 février 1924 ; d'autre part, la longue période de ses répliques, 1923 à 1925, pendant laquelle on a compté 256 secousses. Celles-ci font

1. Cf. Rey Pastor, *Traits sismiques de la Péninsule Ibérique* (Institut géographique, Madrid, 1927).

partie, avec les secousses d'octobre à décembre 1919, en mêmes régions, d'une famille de séismes qui est comme le réveil des fameux tremblements de terre qui ravagèrent la Ribagorza de 1373 à 1376 et de ceux à facies balkaniques, qui de 1420 à 1430 détruisirent Amer et Olot.

Liant les séismes qui ont affecté les Pyrénées de part et d'autre de la chaîne de 1919 à 1924, on peut regarder ceux du versant nord oriental de 1920 et 1922 comme la réplique de ceux du versant sud occidental dans la recherche d'équilibre du voussoir calédonien, Canigou, Maladetta, avec rupture alternative de tensions sur les bords.

Considérant ce voussoir comme enrobé dans la *Rückfaltung* pyrénéenne, je peux dire que les tremblements de terre pyrénéens procèdent de la persistance de la poussée vers le nord. J'arrive plus loin à la même conclusion pour les Alpes.

Conclusions. — De tout ce qui précède il résulte qu'on peut ranger les séismes pyrénéens en trois genres :

a) Les *séismes pyrénéens* proprement dits, résultant de la survivance de la poussée au nord : *tremblement de terre orogénique ou tectonique* ;

b) Les *séismes catalans*, qui comprennent les séismes du pourtour du fossé méditerranéen occidental, dans lesquels rentrent ceux, à caractère explosif, que j'avais dénommés antérieurement séismes albériens, et ceux des aires d'ennoyage d'Olot et de San Mateu. Ces ennoyages étant consécutifs à l'effondrement méditerranéen, les séismes catalans sont des *tremblements de terre d'effondrement* ;

c) Enfin, dérivant du premier genre, les petits tremblements de terre de la Cerdagne, *séismes cerdans*, dus à la persistance de la pression de la sierra del Cadi sur la cuvette affaissée de la dépression cerdane : *tremblement de terre d'affaissement*.

CHAPITRE III

LES ALPES, DU GOLFE DE GÈNES AU HAUT ADIGE

L'étude comparée de la tectonique et de la sismicité des Pyrénées vient de montrer que celle-ci n'est que la survivance des grandes manifestations tectoniques qui ont provoqué la surrection de la chaîne pyrénéenne. J'ai pu notamment confirmer le caractère aséismique du noyau calédonien de cette chaîne et montrer qu'elle possédait extérieurement à chacun des deux pôles qui limitent ce noyau, un détroit séismique : l'un à l'est du Canigou, l'autre à l'ouest de la Maladetta. C'est par ces détroits que les vibrations, émanant de zones de chevauchement, de croisement ou de virgation de plis, passent d'un côté à l'autre des Pyrénées.

Frappé, à la suite d'une exploration géologique du pays compris entre le Tyrol (Adige) et la Région des Lacs, de la vraisemblance d'analogie que présente le bord alpino dinarique avec le grand accident que j'ai signalé depuis longtemps sur le revers méridional de la chaîne pyrénéenne¹, je me suis demandé si l'analogie ne se poursuivait pas dans la répartition des épencentres des tremblements de terre alpins et dans le mode de transmission de leurs vibrations. J'ai donc cherché s'il existe dans les Alpes des lieux de foyers séismiques justifiés par la tectonique et si les articulations de la chaîne correspondent à des détroits séismiques.

Pour aider le lecteur dépourvu de la documentation sur laquelle je base mon étude j'indiquerai tout d'abord les principaux centres d'ébranlement, en m'appuyant sur les catalogues de tremblements de terre, notamment sur ceux de Baratta et de

1. O. Mengel, *Vraisemblance d'une analogie entre le Bord alpino-dinarique et le Bord pyrénéo-ibérique* (C. R., t. CLXXXIII, 1926, p. 893).

la Société sismologique italienne, ainsi que sur les travaux d'Oddone pour l'Italie et sur les bulletins du service sismologique de la Suisse. Dans un second chapitre je donnerai une rapide synthèse géologique des Alpes — de la Méditerranée au Tyrol — telle que l'ont établie les Suess, Lugeon, Argand, Termier, Haug, Heim et ses élèves.

I. — Séismologie.

Aire de Ligurie. — Elle paraît avoir pour centre principal la région côtière de Port-Maurice, San Remo, Nice. Ses secousses les plus remarquables sont celles de 1752, 1806, 1807, 1818, 1819, 1831, 1854, 1884, 1885, 1886, 1887, 1896. Pour centre secondaire on peut noter la région de Savone avec les séismes de 1537, 1540, 1547, 1807, 1818.

Aire de la Haute-Vésubie. — En raison de la récente catastrophe dont elle a été le théâtre, en novembre 1926, je signalerai avec quelques détails les forts tremblements de terre qui ont alternativement causé la ruine des villages de cette région : 1348, désastreux ; 13 janvier 1494, Roquebillère, Lantosque, La Bolène sont détruits ; 20 avril 1556, à La Bolène, 150 morts, village détruit ; 20 juillet 1564, très fortes secousses, les répliques durent 50 jours : à La Bolène, 500 morts ; Belvédère, 50 ; Roquebillère, 20 ; Lantosque, 5 ; furent ressenties pendant toute la période à San Remo ; 31 janvier 1612, Roquebillère est détruit par une très forte secousse, ressentie jusqu'à Nice ; on le reconstruit sur l'autre rive du torrent ; 14 janvier 1617, Lantosque est fortement secoué ; 15 février 1644, très forte secousse avec aire de dispersion de 11.000 km², à Belvédère 3 morts, des victimes également à La Bolène et à Roquebillère.

Aire du Piémont. — Comme district principal il y a lieu de signaler celui de Pignerol, comprenant les bassins de Chisone et de la Doire Riparia. A noter 1311, 1449, 1507, 1542, 1611, 1759 (nombreux morts et maisons abattues), répliques pendant 3 mois ; 1808, 2 avril, aire très étendue, passant en France

entre le Mont Genève et le Mont Viso et atteignant Briançon (cheminées renversées), avec résonance à Montbrison, Embrun et Gap; fut ressenti à Saint-Jean-de-Maurienne, Chambéry, Lyon, Nice, Savone; se propagea faiblement vers le nord; 1858 (nombreuses secousses de mai à novembre).

Comme aires secondaires : au sud, celles de Vinadio, Limone, Tendre; à l'ouest, Suse, Fenestrelles; 9 mars 1753, ressenti jusqu'à Genève, Chambéry, Gap, Nice; 1785, ressenti à Briançon et Grenoble; 5 septembre 1886, aire très étendue, la secousse se propagea plus facilement au nord qu'au sud, elle eut une résonance à Berne, alors qu'elle était inaperçue à Nice; on la ressentit dans l'Embrunais, à Milan et Côme; 1914, 26 et 27 octobre, dans le Canavese, très forte dans le Nord de l'Italie et en Suisse, résonance à Lucca (Alpes Apuanes).

Aire du Dauphiné. — Aire moins séismique que la précédente, qui présente cependant des séismes quelquefois sévères, tel celui du 27 novembre 1884 dont l'épicentre se trouvait près de Briançon, entre le Mont Genève et le Chaberton; a été très vivement ressenti en Italie (Aulx, Exilles et jusqu'à Turin), se propagea jusqu'à Interlaken, Nice et Marseille. Ses répliques se firent sentir au Mont Cenis et à Pignerol, le 28.

Aire de la Maurienne. — La Maurienne est de toutes les régions situées sur le versant occidental des Alpes franco-italiennes la plus séismique. Je ne citerai que les périodes de secousses les plus typiques. En 1839, dans l'espace de 110 jours, du 27 février au 16 juin, Saint-Jean-de-Maurienne a éprouvé 76 tremblements de terre qui ont été particulièrement ressentis dans 20 villages situés sur la rive gauche de l'Arc; 11 villages de la rive droite n'ont été agités que par les plus fortes secousses et à un moindre degré.

1881, 22 juillet, épicentre de Saint-Jean-de-Maurienne à Moutiers, aire très étendue jusqu'en Bourgogne, Neuchâtel, Berne, Domodossola, fut forte à Modane, Chambéry et en Valais.

Aire du Mont Blanc-Saint-Bernard. — C'est plutôt une aire

secondaire pénéséismique dans la haute vallée de la Doire Baltée, sur le revers oriental du Mont Blanc entre le Petit et le Grand Saint-Bernard.

a) Petit Saint-Bernard : On peut citer 1871, 1877, 1880, etc.

b) Mont Blanc : décembre 1803; fut si forte que des flancs du Mont Blanc se détacha une avalanche de 100 pieds de hauteur; 1905, 29 avril, forte avalanche de pierres à Argentières, crevasses aux bâtiments du Grand Saint-Bernard; ressenti à Lausanne, jusqu'à Belfort, Châlons-sur-Saône, Roanne, Le Puy, Milan, lac de Côme, Vicosoprano. Une autre forte secousse le 13 août.

c) Grand Saint-Bernard : janvier 1855, est peut-être une des secousses prémonitoires du grand tremblement de terre valaisien du 25 juillet 1855. On peut citer encore 1868, 1881, 1882. Toute la région septentrionale du Piémont, de la Doire Baltée à l'Ossola ressent les manifestations du centre de Visp (1855-1891) et de celui situé dans le voisinage du Simplon, 1880.

On peut rattacher à cette aire la secousse du 5 mars 1892 entre Bielle et Aoste dans le Canavèse, ressentie dans le Valais; résonance à Chiavari, au delà de l'Apennin, 1908, 29 janvier.

Aire du Valais. — Le Valais, versant sud de la vallée du Rhône suisse, est l'aire la plus fortement séismique des Alpes. Il me suffirait pour en donner le caractère de rappeler les modalités du grand tremblement de terre du 25 juillet 1855. Son aire épicertrale était l'aire ordinaire des séismes valaisiens comprenant Sierra, Visp, Brigues, Stalden, Saint-Nicolas. Il fut ressenti fortement au Piémont avec dégâts, à Domodossola, à Turin, Novare, Pignerol, à Côme, Milan jusqu'à Mantoue et Gênes. En France, les secousses furent perçues à Lyon, avec quelques dégâts à Chambéry, avec résonance près de Montbard. A Grenoble, sur la rive droite de l'Isère, et non sur la rive gauche. Pendant trois mois la terre trembla presque tous les jours. Les travailleurs de terre, pour se garder des avalanches et des venues d'eau qu'occasionnaient ces secousses, avaient établi des postes de garde au haut des falaises. Les surveillants

tiraient le canon dès qu'un détachement de quartiers de roches (probablement dues à des secousses prémonitoires insensibles) leur faisait supposer — par expérience — qu'une secousse allait se produire. D'ailleurs, l'observation intéressée des secousses leur avait fait classer les bruits accompagnant les secousses en trois catégories en rapport avec l'énergie : D'abord les détonations analogues à celle d'une pièce d'artillerie de gros calibre. Ce bruit correspondait aux secousses les plus fortes. Puis ils distinguaient un roulement continu, le bruit que fait un camion pesamment chargé passant sur un mauvais pavé. Enfin un troisième bruit consistant en un roulement sourd et lointain, associé aux secousses les plus faibles.

1880, 4 juillet, épïcèntre plus à l'ouest — de Brigues à la vallée d'Urseren — la secousse se répercuta très fort sur le versant sud-est de la chaîne du Simplon, mais faiblement au sud du Mont Rose, comme si la masse de ce mont avait joué le rôle d'amortisseur. Une résonance a été observée à Vérone.

1891. Même centre et même caractère de dispersion que le précédent séisme; résonance à Malo, près de Vérone, et à Albeng près de Gènes.

1903. Secousses fréquentes durant toute l'année.

1909, 5 janvier. Zermatt, Saint-Nicolas et toute la vallée au pied du Cervin. A ce séisme se rattache la particularité suivante : l'église de Nax s'écroula cinq jours après, bien que le tremblement de terre n'ait pas été observé. L'inspecteur des forêts chargé de l'enquête conclut que c'était néanmoins un effet tardif du tremblement de terre.

Région des Lacs — pénéséismique, mais détroit séismique. — Dans la région des Lacs existent quelques centres d'intensité médiocre : Airolo (16 déc. 1922), Bellinzona (1910, 1923), Miso qui est plutôt, comme toute la vallée d'Onsernone, Locarno compris, une zone de résonance. Bien que cette région des Lacs ne soit pas à proprement parler une aire séismique, elle est cependant fréquemment agitée, en raison de la conductibilité séismique spéciale qu'elle paraît présenter. Les isoséistes des forts tremblements de terre du nord de la Suisse passent par

ce couloir, entre le Saint-Gothard et l'Adula, pour venir s'épanouir dans la plaine milanaise et descendre vers la plaine du Pô au sud des Alpes du Bergamasque et de l'Adamello, tel est du moins ce qu'indique le croquis relatif au tremblement de terre de Constance du 16 novembre 1911 (*fig. 5*). Je puis citer encore ceux des 21 juin et 6 septembre 1917, et celui du 11 décembre 1924.

Comme tremblements de terre italiens à épicer centre extra-alpins et passant en Suisse par la région des Lacs, je mentionnerai : 1117 (Frioul), qui paraît s'être transmis également par le Haut-Adige; 1741 (Forli-Urbino); 1875 (Rimini); 30 octobre 1901 (croquis 11), rappelle celui de 1117; 27 octobre 1914 (Alpes Apuanes); 4 mars 1915 (E.-N.-E. de Florence); 11 octobre 1915 (Émilie); 17 mai 1916 (Rimini); 16 août 1916 (Forli); 7 septembre 1920 (N.-E. Alpes Apuanes). Les tremblements de terre lombards, assez rares d'ailleurs, à épicer centres plus rapprochés que les précédents, passent plus facilement par la région des Lacs que par la région montueuse de la Catena Orobica; cependant je citerai comme faisant exception : 30 octobre 1901, en raison probablement du centre secondaire de Clusone; 14 novembre 1914 (Salo), qui se répercuta comme le précédent à Brusio, Vicosoprano, Sondrio. L'inverse a lieu; en 1851 un séisme au nord des Alpes Bergamesques se répercute à Bergame, Milan, Brescia.

Baratta avait déjà remarqué¹ que les tremblements de terre du sud ou S.-E. de la Lombardie se trouvent renforcés dans le Milanais, le long des collines de Côme à Bergame, à Lecco notamment, ainsi qu'aux deux petits centres de Casorate et Garlesco près Pavie.

D'une façon générale, on remarquera que des centres séismiques, même secondaires, ont une aptitude toute particulière pour déceler ou renforcer les vibrations émanant d'épicer centres lointains; c'est le cas des centres pénéséismiques de Bellinzona, Misox, Lecco, Milan, Clusone, Vérone, et de l'aire du Valais (qui a vibré plus que toute autre région lors du tremblement de

1. Mario Baratta, *I Terremoti d'Italia*, p. 689, Torino, 1901.

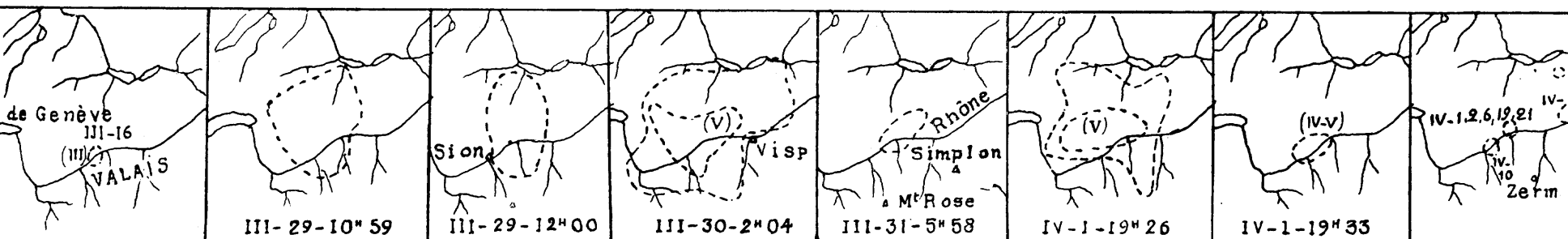
terre de Lisbonne de 1755). Quant au renforcement sur la ligne Côme, Bergame, il résulte vraisemblablement du voisinage du contact et des dépôts alluvionnaires de la plaine lombarde avec les calcaires compacts et plus denses des Alpes Bergamasques et aussi probablement du peu de profondeur de ceux-ci sous les alluvions (c'est la confirmation de mes lois *b* et *c* de 1922).

Grisons et Engadine. — Après le Valais, la région la plus séismique des Alpes est celle qui est comprise entre les Lacs et et le Haut-Adige. Elle paraît comprendre trois districts séismiques : celui de Coire et du Prättigau (Grisons), celui de la Haute-Engadine avec, comme centres secondaires, la Valteline et le Val Bregaglia, et comme troisième la Basse-Engadine. Ces deux derniers districts débordent sur l'Ortler et l'Ötztal.

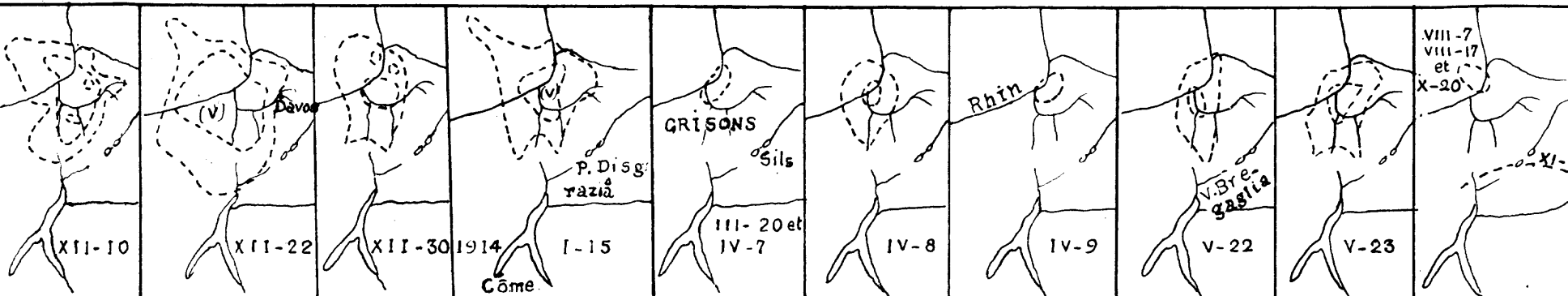
Les tremblements de terre de cette région d'articulation des Alpes occidentales aux Alpes orientales sont remarquables plus par leur fréquence que par leur intensité. Ils présentent avec ceux du Valais, généralement plus sévères, une curieuse alternance d'activité. Ainsi, par exemple, l'année 1921 jusqu'à juillet 1922 donne 24 secousses dans le canton des Grisons contre 6 en Valais. Mais de juillet à décembre, repos dans les Grisons et secousses nombreuses en Valais aboutissant au mégaséisme du 16 décembre. En 1923, c'est l'aire des Grisons et de la Haute-Engadine qui reprend : 12 grisonais contre 2 valaisiens ; avec d'assez forte intensité durant les trois derniers mois : 30 octobre (degré V), en Engadine ; 27 novembre (degré V), dans la Basse-Engadine ; 4 décembre (degré IV), à Pontresina ; 21 et 23 décembre (degré V), en Basse-Engadine. Ces secousses de la Basse-Engadine pourraient être considérées comme les secousses prémonitoires et les répliques du tremblement de terre des Tauern, enregistré par toutes les stations séismologiques de l'Europe, le 28 novembre. Je rappellerai tout à l'heure la parenté géologique des Tauern avec l'Engadine. Le Valais reprend ensuite et donne, le 15 avril 1924, une secousse de degré VIII, la plus forte depuis 1855, avec répliques violentes les 21 avril et 15 mai.

Ces quelques détails, donnés à titre d'exemple, et complétés

Pulsations de l'aire sismique du Valais (mars-avril 1920).



Pulsations d'une aire sismique des Grisons (1913-1914).



Migration de l'épicentre des Grisons vers le Haut-Adige (1921-1922).

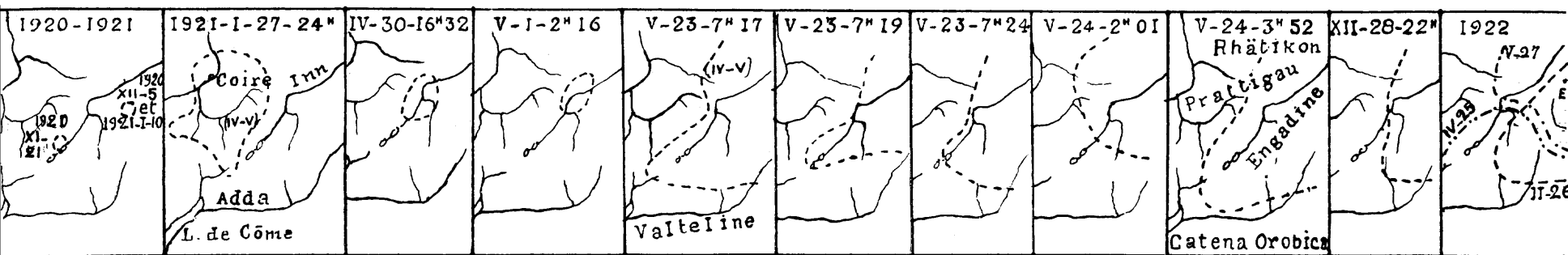
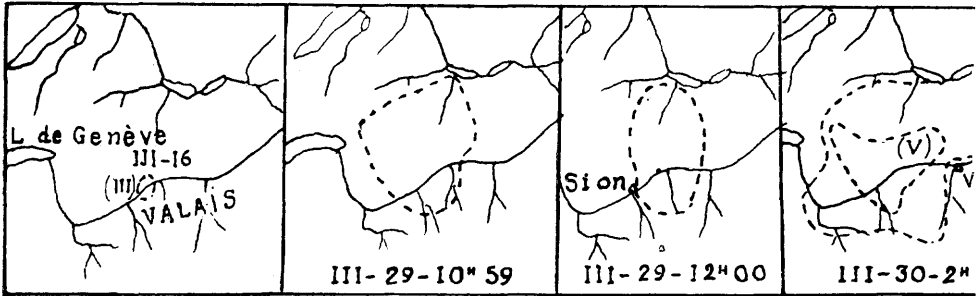
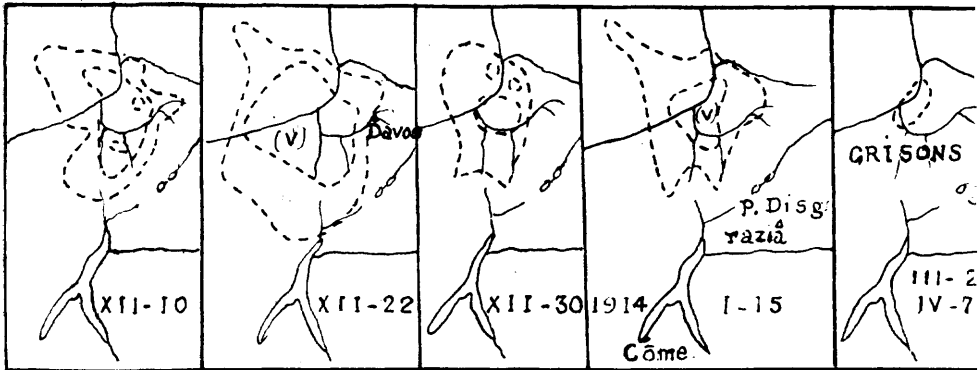


FIG. 4.

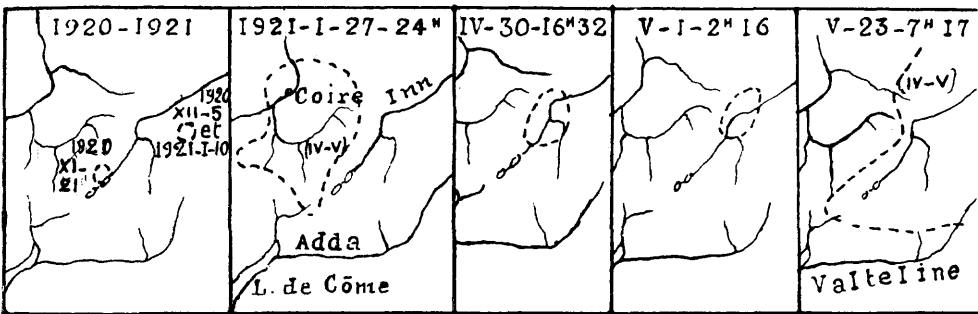
Pulsations de l'aire séisr



Pulsations d'une aire sé

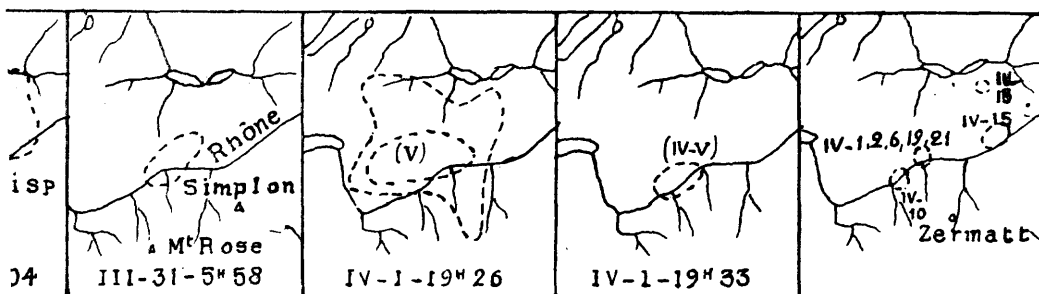


Migration de l'épicentre des Gr



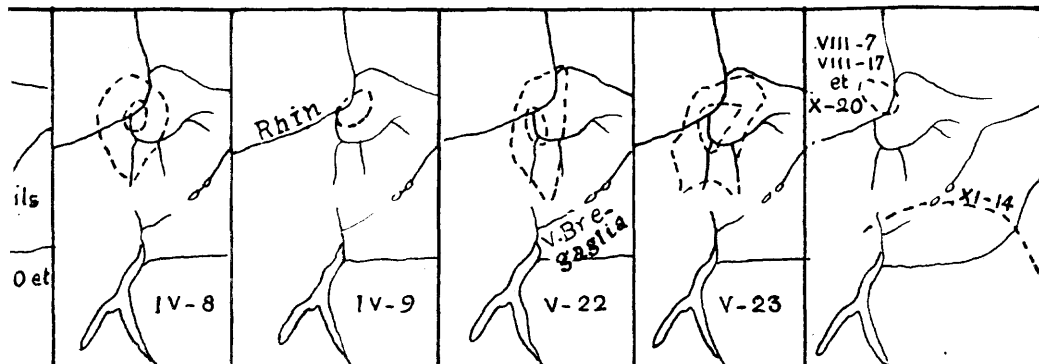
ique du Valais (mars-avril 1920).

I



smique des Grisons (1913-1914).

II



sons vers le Haut-Adige (1921-1922).

III

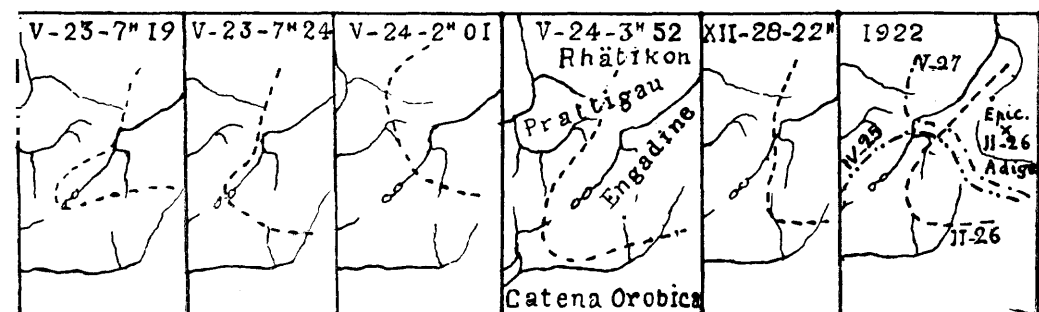


Fig. 4.

par les trois schémas cinématographiques ci-joints (*fig. 4*), inspirés de Quervain¹, suffiront pour éclairer le lecteur. Le graphique n° 1 montre une pulsation séismique du centre valaisien; le n° 2 est un autre exemple de pulsation pris dans les Grisons; le n° 3 donne un cas assez fréquent de migration d'un épïcéntré des Grisons vers le Tyrol.

II. — Géotectonique.

Pour mieux faire saisir le rôle de la tectonique dans la sismicité des Alpes, je crois devoir rappeler succinctement les principales lignes de leur architecture.

Ainsi que l'a établi M. P. Termier², les Alpes, entre Savone et Gênes, s'articulent aux Apennins par l'intermédiaire du massif cristallin ligure qui est une zone de broyage interne entre deux poussées, l'une vers le nord-est, poussée apennine, l'autre vers le sud-ouest, poussée alpine. Sous l'action de la résistance opposée par le massif du Mercantour à cette dernière poussée, sa direction semble, à la hauteur de ce massif, devenir W.-S.-W. et perdre d'intensité au sud de ce massif. Il en résulte un étalement remarquable du Nummulitique de la zone de l'Embrunais, à sa sortie, vers le sud, de l'étroite bande à laquelle la poussée alpine l'a réduite sur le flanc oriental du Mercantour. Si l'on ajoute à cela la considération des oscillations d'effondrements et de relèvements de la côte ligurienne, on comprend qu'on doit avoir, entre Gênes, Savone et San Remo, une instabilité toute particulière.

D'autre part, sur le bord méridional du Mercantour, aboutit, par la Planasse (banc sous-marin allongé des Albères aux Maures)³ et la Provence, une ride pyrénéenne contre laquelle est

1. *Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Zentral-Anstalt, Jahresbericht des Schweizerischen Erdbebendienstes*, Von Prof. A. de Quervain.

2. P. Termier et J. Boussac, *Le Massif cristallin Ligure* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 4^e série, t. XII, p. 272, 1912) et *loc. cit.*, p. 13.

3. Thoulet, *Sur une carte bathylithologique de la Côte du Golfe du Lion* (C. R., t. CLIII, p. 1190, 1911).

venu buter orthogonalement le plissement alpin¹. En ce point de rencontre s'est créée une discontinuité, un point faible de l'écorce terrestre, où peuvent continuer à se produire des déclanchements de rupture de tension, d'autant plus faciles que les terrains en contact : argiles du Trias, entre calcaires compacts du Crétacé et du Nummulitique, y prêtent davantage, avec ou sans l'aide des agents atmosphériques (catastrophe de Roquebillère en 1926).

A partir de l'extrémité septentrionale de Mercantour les plissements alpins commencent à s'individualiser et successivement prennent naissance les zones tectoniques classiques que je ne fais qu'énumérer de dehors en dedans de l'arc alpin, les plus internes se trouvant couchées en nappes sur les plus externes.

*Zone de l'Embrunais*². — Constituée en partie par du Flisch liasique et nummulitique, cette zone fournit une nappe qui chevauche les terrains autochtones de l'Ubaye, du Pelvoux, de la Maurienne, du revers oriental du Mont Blanc, couché lui-même sur les Aiguilles Rouges, et du Saint-Gothard. La surface de charriage passe près de Saint-Jean-de-Maurienne et Moutiers. Elle est presque partout marquée par des lames du Trias supérieur : gypse, cargneules, schistes bariolés (Quartenschiefer) de la Suisse orientale ; qu'on rencontre d'ailleurs également à la base de la plupart des chevauchements pyrénéens. Cette nappe franchit la frontière franco-italienne entre le col de la Seigne et le Petit-Saint-Bernard, et passe par le Val Ferret suisse au thalweg de la vallée du Rhône, qu'elle remonte jusqu'au delà de Visp. Sur tout son parcours elle se présente sous la forme de calcschistes très friables, avec intercalations, à Visp notamment, de roches vertes (mélaphyres laminés). A l'est, dans les Grisons, où on retrouve cette formation, les

1. Léon Bertrand, *Sur le rôle de l'Eperon triasique alpin de la Vésubie moyenne dans les récents éboulements de Roquebillère, Belvédère et Lantosque* (C. R., t. CLXXXIV, p. 106, 1927).

2. Emile Haug, *Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 4^e série, t. XXV, fasc. 3, p. 97, 1925).

calcschistes deviennent de plus en plus cristallins (schistes des Grisons). A partir de Visp la zone des calcschistes, en raison d'une remontée axiale, présente un système de plis, les plis du Simplon, qui vont constituer, plus à l'est, le massif du Tessin et après une redescente axiale le soubassement du massif de l'Adula. De là, le bord de la zone, passant dans la vallée du Rhin antérieur, est refoulé sur les racines des nappes helvétiques, qui disparaissent ainsi sous les schistes des Grisons. Ces schistes des Grisons sont un ensemble comprenant du lias et jurassique avec soubassement de Trias supérieur et couverture, principalement au pied du Rhätikon, de l'Arosa et dans l'Oberhalbstein, de flisch nummulitique, dit Flisch du Prättigau. Ce Flisch est, d'après Haug, un lambeau de Nummulitique de la zone de l'Embrunais, flottant, comme celui des Aiguilles d'Arves, sur les schistes liasiques.

Zone du Briançonnais. — C'est la zone houillère des auteurs, en Maurienne et Tarentaise. Entre Visp et Stalden elle est représentée par une petite épaisseur de schistes graphiteux qui serait le produit de l'écrasement de la bande houillère. Ce qui dénote en cette région, précisément très séismique, une intensité de poussée ancienne remarquable. En amont de Visp le houiller et le Trias sont inconnus. Cependant, d'après Haug, on retrouverait un témoin de la nappe émanant de cette zone à l'est du Saint-Gothard, où elle serait affectée de multiples plis en retour vers le sud, se reliant plus à l'est aux nappes de Falknis et de la Sulzfluh, si développées sur le bord méridional du Rhätikon, en couverture du Flisch de la demi-fenêtre du Prättigau. Toutefois, cette fenêtre ne renferme pas de houiller semblable à celui de Maurienne. Les schistes noirs argileux qu'on y rencontre, alternant avec des calcaires des gris, des brèches et quartzites, appartiennent au mésozoïque et constituent un ensemble fort peu plastique.

Zone du Mont Pourri et du Grand Saint-Bernard. — Elle est constituée par des schistes cristallins rapportés au Permo-houiller métamorphique (Casannaschiefer). Elle donne une nappe fort étirée entre la nappe du Briançonnais et une nappe

plus interne, dite « du Piémont ». On la trouve en Italie dans le bassin supérieur de la Doire Baltée et, en Suisse, dans le Valais où elle vient en recouvrement très net sur le Houiller non métamorphique du Briançonnais, avec Trias au contact. A l'est de Stalden elle subit comme la précédente une remontée axiale¹ qui fait dévier son effleurement jusqu'à Vinzone au sud de Domodossola, pour remonter ensuite à la Maggia, dessinant ainsi une double sinuosité dans la concavité de laquelle se place le détroit séismique du Val d'Onsernone-Locarno-Bellinzona.

Au sud du massif cristallin du Tessin la nappe du Grand-Saint-Bernard est recouverte par trois plis couchés² superposés se relayant par plongée axiale de l'ouest à l'est. Ces plis sont vraisemblablement des digitations orientales du Mont Rose ayant leurs racines au sud du Val de Bregaglia, sous le synclinal de gneiss à mica verts, des schistes de Casanna, d'amphibolites de la Maira, vers Chiavenna, Piuro, Vicosoprano (ligne séismique). Mais particularité fort intéressante le massif de Bregaglia (granite du groupe de la Disgrazia) coupe à l'emporte-pièce³ le groupe des trois racines qui se trouve digéré par le magma éruptif, dont la montée se trouve, par suite, datée d'une époque contemporaine ou de peu postérieure à la fin de la période des charriages alpins, c'est-à-dire Oligocène.

On ne retrouve pas à l'est du massif de Bregaglia de témoins certains de la nappe du Grand-Saint-Bernard, sauf peut-être dans la fenêtre des Tauern où sous la nappe des Schistes lustrés que M. Termier y a signalés réapparaîtrait le cristallin du Mont Rose qui fait déjà partie de la zone du Piémont.

Zone du Piémont ou « Pays des Schistes lustrés » de Termier.

1. Émile Argand, *Les nappes de recouvrement des Alpes pennines* (Mater. Carte Géol. Suisse N. S. livre XXXI, 1911); — *Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales* (Mater. Carte Géol. Suisse N. S. livre XXVII, 1912).

2. Albert Heim, *Geol. Nachr.*, n° 17, t. LI, p. 397, 1906.

3. Rudolphe Staub, *Geologisch. Karte der Val Bregaglia* (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, 1921).

— Cette zone donne également une nappe charriée vers l'extérieur sur la nappe précédente. Elle est constituée par des schistes métamorphiques avec intercalations de roches vertes d'où le nom de *série ophiolitique* pour éviter une confusion avec les schistes lustrés de la nappe de l'Embrunais. Comme âge, c'est la « série compréhensive » de Termier s'étendant du Lias au Nummulitique inclus. Sur le bord ouest, dans la concavité de l'arc franco-italien, le contact se fait par un mélange avec les roches des nappes inférieures. De plus, le long de ce contact s'observent des déversements secondaires en sens inverse du sens général des poussées alpines, tel l'encapuchonnement du Grand Paradis et du Mont Rose par la nappe du Grand-Saint-Bernard. En arrière du Mont Rose existe un lambeau de couverture cristalline dit de la « Dent Blanche » provenant de la Valpelline, au sud du Mont Rose. Ce recouvrement se retrouve à l'est sur le bord de la fenêtre du val Malenco sur les gneiss d'une des digitations de la nappe du Grand-Saint-Bernard.

Zone du Canavese (sensu stricto). — Sur la racine de la lame cristalline de la Dent Blanche on retrouve une zone étroite de schistes lustrés avec les ophiolites, des granites, des porphyres dans des sédiments mésozoïques. C'est la zone de Canavese d'Argand¹. Cet éminent géologue la regarde comme la racine de la « Platta Decke » de Staub ou Nappe Rhétique de Steinmann. On peut suivre cette nappe à l'est entre le col de Septimer, les lacs de Sils et de Silvaplana, d'où elle pénètre dans la vallée de l'Oberhalbstein, sur le versant oriental de laquelle elle supporte le massif cristallin des Piz d'Err. On la retrouve très disloquée, très étirée, en imbrications (Quetschzone — zone de broyage) sur le bord du massif d'Arosa (Aroser Schuppenzone). Au nord de l'Oberhalbstein cette zone paraît s'enfoncer sous les schistes des Grisons. Cette anomalie, d'après Haug, serait due au retour vers le sud d'un anticlinal de la nappe de la

1. P. Argand, *L'exploration géologique des Alpes Pennines* (Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., t. VL, p. 375, 1909), et *Sur la racine de la Nappe Rhétique* (Mat. Carte géol. Suisse, nouv. série, 14^e livre, 1910).

Platta, analogue à celui du Mont Rose et à celui que nous rencontrerons tout à l'heure sur le Bord alpino-dinarique. Cette circonstance, jointe à l'état d'étirement de cette formation ophiolitique à l'ouest de la région des Lacs, justifiera en particulier la séismicité remarquable de la Haute Engadine.

Zone d'Ivrée. — Cette zone comprend des diorites (amphibolites des auteurs), les roches granitoïdes, mais sans ophiolites, des grès éotriasiques, des dolomies, des calcaires du Lias. Elle disparaît, au sud, sous les alluvions de la plaine du Pô, pour ne réapparaître qu'avec les Schistes lustrés des environs de Savone, sur les bords de la fenêtre à travers laquelle apparaît le massif cristallin ligure dont j'ai parlé au début. A l'est elle est regardée comme une zone où s'individualisent l'ensemble des Nappes austro alpines, les Grisonides de Staub.

Nappes Austro-Alpines. — La partie occidentale externe de la zone d'Ivrée donne naissance à l'est de la région des Lacs aux nappes austro-alpines inférieures et supérieures, et la partie interne (région de Levone, près Turin) donne un pli qui se prolonge à l'est par les Alpes Bergamasques (Catena Orobica) d'où émanent les racines des nappes austro-alpines supérieures : Oetzal, Silvretta et leur couverture mésozoïque, les Alpes calcaires septentrionales.

M. Lugeon¹ englobe tous les plis compris entre la Catena Orobica et la zone du Canavese (s. str.) dans ce qu'il dénomme la « bande du Canavese » ou zone des Ophiolites d'Ivrée (s. lato). A l'est des Lacs cette bande se développe en nappes poussées au nord où elles vont recouvrir les Alpes occidentales, nappe ophiolitique (s. str.) comprise, chacune s'avancant plus loin vers le Nord que celle qui lui est inférieure : nappes de Bernina et du Piz d'Err, nappes de l'Umbrail et de l'Ortler, nappes de la Silvretta et de l'Oetzal.

1. Lugeon et G. Henny, *Sur la zone du Canavese et la limite méridionale des Alpes* (C. R., t. CLX. p. 321, 1915); — *Sur la limite Alpino-dinarique dans les racines des environs du Massif de l'Adamello* (C. R., t. CLX. p. 365, 1915).

Le croquis et les coupes données par Willz Häfner¹ pour la région du Rhätikon montrent la superposition de la dernière de ces nappes sur « l'Aroser Schuppenzone », qui sera une zone séismique reposant sur les strates très tranquilles de la « Sulzfluhdecke » et de la « Falknisdecke », elles-mêmes en superposition sur les strates très tourmentées du « Bündnerschiefer (Flisch du Prättigau et Schistes des Grisons) qui sera également une zone séismique.

Bord Alpino-dinarique. — Anticlinal Insubrien. Ainsi que je l'ai mentionné dans une note récente² le passage du Bord Alpino-dinarique dans la région des Lacs est assez controversé. A mon sens, il passerait au sud de Bellano et un peu au nord de Menaggio. Je l'ai repéré nettement sur le versant nord du col Belviso, au-dessous du Pic Gléno. Je suis pour ce dernier point à peu près d'accord avec le très averti géologue alpin qu'est M. Lugeon — dont j'ignorais alors les recherches de 1915. — Je suis également tout à fait d'accord avec lui sur le passage de ce Bord au P. Torsoletto et à Malonno. Ce passage se pressent d'ailleurs d'Edolo même par la différence d'aspect des terrains sur le flanc S.-E. du P. Torsoletto.

Ce qui m'a le plus frappé dans cette région du Val Camonica, c'est la disparition des bandes quartzo-gneissiques du Tonale et des schistes sériciteux d'Edolo dans la masse granitique (tonalite) de l'Adamello, avec zone fort étroite d'exo et d'endométamorphisme, et, cela, sans dérangement notable de la direction des lits schistogneissiques; un léger brouillage des schistes sériciteux au contact, et c'est tout.

Je souscris donc entièrement à la suggestion Lugeon : considérer le Bord alpino-dinarique comme mangé par la tonalite et allant épouser à l'est de l'Adamello la portion de faille judi-

1. Willz Häfner, *Geologie des Südöstlichen Rhätikon* (Mater. Carte géol. Suisse, n° 5, livraison 54, 1^{re} partie).

2. Octave Mengel, *Vraisemblance d'une analogie entre le Bord Alpino-dinarique et le Bord Pyrénéo-Ibérique. Communauté d'origine des lacs alpins et des anciens lacs pyrénéens* (C. R., t. CLXXXIII, p. 893, 1926).

carienne comprise entre Pinzolo et Malé. Je serai plus réservé, toutefois, sur l'attribution de la chaîne entière du Bergamasque aux Dinarides. Une coupe transversale de cette chaîne montre deux anticlinaux juxtaposés. L'un, dont le flanc méridional est déversé vers le sud, dépend de la zone d'Ivrée. Il est constitué par des gneiss, le vieux gneiss du Tonale de Termier¹, et par le Casannaschiefer d'Edolo. L'autre est un anticlinal dinarique, ayant sur le versant sud de la chaîne un axe parallèle à la crête, son flanc septentrional s'enfonçant sous le déversement de l'anticlinal précédent. La surface de chevauchement va de l'Adamello, par Malonno, au col Belviso. A mon sens elle se poursuit directement vers Bellano, sur le bord méridional de l'anticlinal gneissique. Je m'explique difficilement comment elle passerait, de Belviso au lac de Côme, sur l'autre flanc de cet anticlinal. Il est vrai que M. Lugeon — si j'ai bien compris — fait de l'ensemble de ces anticlinaux une zone de mélange constituant une seule unité dinarique, qu'il dénomme « Anticlinal Insubrien ». Conservant cette dénomination, dans ce qui suit, je nommerai le premier anticlinal : « l'anticlinal insubrien A » et l'autre « l'anticlinal insubrien D ».

Le premier seul est la zone des racines des nappes austro-alpines et se poursuit jusqu'à Ivree. L'axe du second se perd, de la rive occidentale du lac de Côme — entre Nobiello et Acquaseria — à Sonico par étirement et ennoyage sous le gneiss du premier. Les calcaires triasiques de Dango, Gravedona, Traona, que M. Lugeon considère comme dinariques, seraient, comme les porphyres laminés du Pic Torrèna, des lambeaux exotiques détachés du manteau dinarique.

C'est à l'axe même de l'anticlinal insubrien D que je rapporte les porphyres qui affleurent dans le thalweg du Val Gleno (non signalés sur la carte de Porro) sous les poudingues et grès quartzeux du Trias, et qui s'étendent en épanchements, dans le Val Seriana sur une épaisse formation grés-schisteuse à lits siliceux noirâtres ou violacés représentant très probablement

1. P. Termier, *Les Alpes entre le Brenner et la Valteline* (Bull. Soc. Géol. de France, 4^e série, t. V, p. 209, 1905).

le Permo-Carbonifère dinarique. On rencontre ces schistes gréseux dans le Val Sessina, recouverts des mêmes coulées porphyriques, mais percés, ici, de pointements de granite dioritique, barytine, vraisemblablement de même âge que les culots de même nature lithologique de Bregaglia et de l'Adamello.

La boutonnière ouverte par le Serio, dans le Val Seriana, offre sur ses bords, du Val Goglio à Lizzola, par Fuimenero, une surface de chevauchement extrêmement laminée, principalement au niveau des porphyres que le broyage a rendus schisteux (Gromo). Il y a là une véritable mylonite, au sens Termier, et une véritable purée de schistes et grès triasiques. Si, d'autre part, on considère l'énorme dénivellation qu'accuse dans la profonde vallée de la Dezzo le soubassement de la Présolane et l'avancée de ce massif sur la nappe porphyrique du Gléno, qu'elle a broyée en la rendant verticale, on conçoit qu'il y eut là un effort tectonique considérable contre l'anticlinal insubrien D, dont le flanc méridional a été, par suite, morcelé par des failles transversales ou obliques, rejoignant le bord alpino-dinarique, mais sans le dépasser au nord. Telle est la faille marquée par Porro sur le revers occidental de la Présolane, qui rejoint à Lizzola la surface de chevauchement du manteau triasique, pour aller enserrer au sommet du Tarréna un coin de porphyre. Je vois donc le long de la Catena Orobica, et en particulier dans la région comprise entre le Serio et le Povo deux efforts tectoniques combinés : *l'un caractérisé par des cassures transversales, répliques jusqu'en Lombardie des affaissements dinariques de l'Adriatique, l'autre marqué par des failles de chevauchement vers le nord dérivant du cheminement des Dinarides sur les nappes et plis de fond de la chaîne alpine avec renversement vers le sud du plus méridional de ces plis, c'est-à-dire de « l'Insubrien A », sur les Dinarides, par réaction, suivant la théorie d'Argand, du serrage en grande profondeur de la matière plastique*¹.

1. P. Termier, *Quelques récents progrès de la Géologie* (revue mensuelle : *Le Puits qui parle*).

III. — Séismogénie.

Cet aperçu de l'architecture de la zone alpine dont je m'occupe ici va me permettre de relier entre eux, par des raisons de tectonique, les principaux centres d'ébranlement que j'ai énumérés dans le premier chapitre, de les classer en catégories ayant des dépendances étroites, soit avec les nappes alpines, soit avec les compartiments dinariques, et de faire entrevoir les causes de la séismicité propre à chacune des unités tectoniques.

Nappe de l'Embrunais (très séismique). — Il est tout à fait remarquable que, des rivages de la Méditerranée à la région d'ennoyage des Alpes occidentales sous les Alpes orientales, la nappe de l'Embrunais soit la zone de prédilection des séismes alpins externes (je ne m'occupe pas ici des tremblements de terre des Préalpes).

En effet, cette zone nous donne successivement, le foyer séismique ligurien (Port-Maurice-San Remo-Nice), le foyer vésubien (Roquebillère - Lantosque - Nice), l'aire pénéséismique briançonnaise, le foyer macroséismique de la Maurienne, les foyers pénéséismiques du versant oriental du Mont Blanc, le foyer macroséismique du Valais (Sion-Visp-Stalden), le très faible foyer du Haut Tessin (Val Bedretto), enfin l'aire épiscopale des Grisons, plus remarquable par la grande fréquence de ses séismes que par leur intensité (Oberhalbstein-Tomils-Coire-Prättigau).

Ces différents foyers paraissent répartis à la base de la nappe, le long de la surface de charriage, soit sur l'autochtone : Pelvoux, Chaîne de Belledonne (Saint-Jean de Maurienne), Mont Blanc (Val Ferret), Saint-Gothard (Valais et Haut Tessin), soit sur des plis discordants : Vésubie (plis alpins contre plis pyrénéens), Grisons (plis alpins sur nappes helvétiques), soit au droit d'affaissements (Ligurie, poussée des Alpes sur la fosse méditerranéenne, qui est un accident dinarique).

Nappe du Briançonnais (peu séismique). — Elle paraît pos-

séder un centre séismique dans sa partie graphiteuse très étirée du Valais (Zermatt), qui ajoute ici ses effets à ceux de l'aire épacentrale de la nappe de l'Embrunais. Les nappes jumelles de Falknis de la Sulzfluh, — équivalent oriental de la nappe du Briançonnais — relativement tranquilles dans leur allure par rapport aux schistes très plissés sous-jacents de l'Embrunais et aux imbrications sus-jacentes très écrasées de « l'Arosier Schuppenzone » ne paraissent pas posséder en propre de foyers séismiques.

Nappe du Grand-Saint-Bernard (pénéséismique). — Cette nappe paraît présenter peu d'épicentres. J'y rapporterais les séismes qui troublent de temps en temps la région de l'hospice du Grand-Saint-Bernard, sur le versant suisse. Ces séismes tout à fait locaux ne se propagent que difficilement du côté de l'Italie.

Nappe du Piémont (pénéséisme). — J'ai dit plus haut que le contact de cette nappe avec la nappe précédente se faisait par un mélange de roches de l'une et de l'autre des nappes, il est donc difficile de dire quels sont les séismes qui appartiennent en propre à la nappe du Piémont. Cependant c'est à cette nappe ophiolitique que je rapporterais l'aire épacentrale de la fenêtre du Val Malenco (Sondrio à Chiesa), due probablement à la tendance au glissement de la nappe ophiolitique sur les gneiss de la nappe du Grand-Saint-Bernard. C'est à elle que je rapporterais également les centres séismiques de Vinadio, Limone, Fenestrelle et Suse.

Zone du Canevèse (s. st.). — Nappe de la Platta. Quoiqu'elle se distingue peu de la précédente à l'ouest de Turin, c'est à elle que je rapporterais le foyer macroséismique de Chisone et Pignerol. J'y rapporte aussi l'aire séismique assez sévère du Val Bregaglia et de la Haute Engadine (Chiavenna, Piuro, Vicosoprano, Sils, Silvaplana et Bevers).

Zone d'Ivrée. — Dans la région de Turin les séismes dont

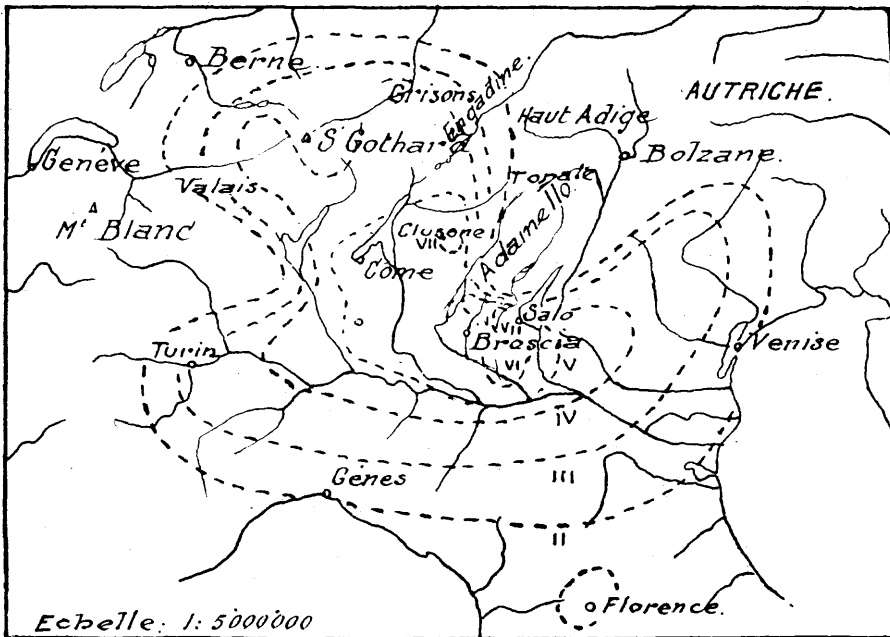
cette zone est le siège paraissent amortis par la grande épaisseur des alluvions fluvio-glaciaires de la haute vallée du Pô. C'est cependant à elle, qu'on peut rapporter les séismes du Savonais et peut-être ceux de la région de Coni et de Mondovi ; plus au nord ceux de Biella, l'aire de résonance de Bellinzona, val d'Onsernone, au droit de l'épanouissement de cette zone d'Ivrée en racines austro-alpines. L'aire de résonance de la fenêtre Basse Engadine pourrait lui être rattachée. Ici, comme dans la fenêtre des Tauern, il est difficile de distinguer ce qui revient à chacune des nappes qui composent les bords de ces fenêtres. Mais il est certain que l'écrasement de la nappe schisteuse de l'Embrunais (schistes des Grisons) et de la nappe ophiolitique sous les nappes austro-alpines doit provoquer des tendances à des déplacements relatifs des nappes les plus plastiques, mises en tension sous les nappes moins plastiques. C'est aux ruptures successives de ces tensions que seraient dus les séismes assez sévères, mais toujours localisés, qu'on note dans les vallées des massifs de l'Umbrail (Munster-Santa Maria-Bormio), et de Bernina (Bruxo-Poschiavo-Pontresina), dans la Basse Engadine (Süs, Schuls), dans le Wintschgau (Mals, Glurns, Stelvio, Sulden) jusqu'à Méran.

Dans toutes ces régions austro-alpines, les séismes ou leurs résonances s'exercent aussi bien dans les vallées que sur les sommets (col de Stelvio : 2.756 m.). Il semblerait que les nappes austro-alpines plus jeunes que les nappes occidentales n'aient pas encore atteint le degré de stabilité de celles-ci, et soient soumises, encore de nos jours, à un effort de plissement plus intense, surtout dans le voisinage de leurs racines.

A part cela, d'une façon générale, les nappes qui paraissent être les plus sismiques, soit comme lieux de *foyers hypocentriques*, soit comme *centres de résonances*, sont celles qui sont constituées par des terrains schisteux ou des roches éruptives rendues schisteuses par dynamométamorphisme, surtout si les surfaces de charriage sont constituées par des argiles triasiques.

De plus, la sismicité paraît plus grande au droit des ensembles entre les massifs autochtones : Maurienne (entre Pel-

Aire épiscoptrale séismique au sud-ouest du Lac de Garde — passage en Suisse
30 octobre 1901.



Aire épiscoptrale au nord-ouest du Lac de Constance — passage en Italie
16 novembre 1911.

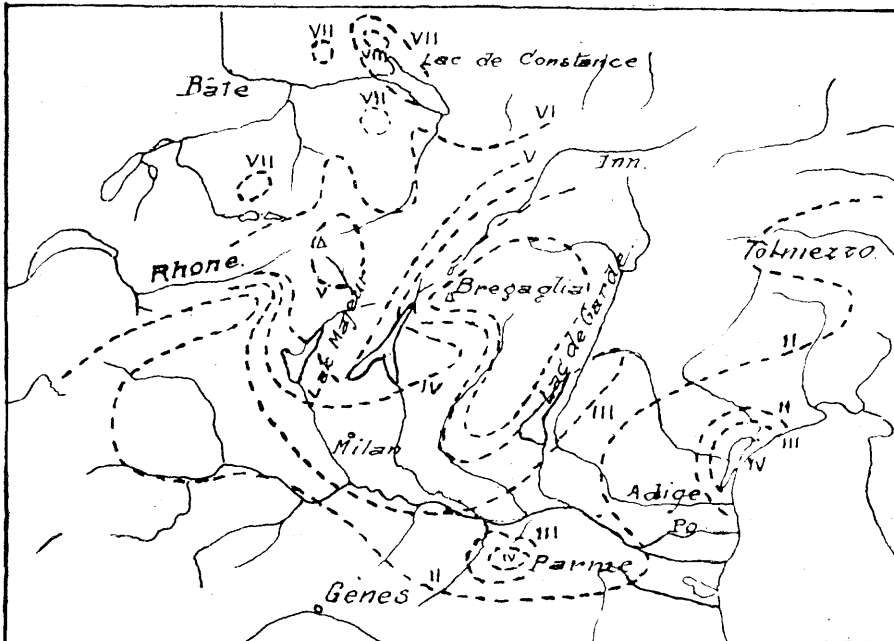


FIG. 5. — Croquis d'isoscismogrammes mettant en évidence le détroit séismique de la Région des Lacs, les îlots aséismiques constitués par les îlots granitiques d'âge tertiaire, et les zones de résonance.

voux, chaîne de Belledonne et Mont Blanc), Valais (entre Mont Blanc et Massifs jumelés de l'Aar et du Saint-Gothard), Haute Engadine (entre le groupe de la Disgrazia et l'Adamello). Ces autochtones, en combinaison avec des massifs puissants non autochtones, délimitent également des *détroits séismiques* dont les principaux sont : le détroit séismique Embrunais-Turinois, compris entre le Mercantour et les massifs du Grand-Paradis et du Pelvoux, par lequel se propagent d'Italie en France les séismes du Piémont; le détroit séismique de la région des Lacs, compris entre le Simplon et le Saint-Gothard d'une part, l'Adula d'autre part, par où se propagent, en Italie, les séismes de la Suisse centrale et septentrionale (Bâle, Lac de Constance), et en Suisse les séismes de Lombardie, relativement rares, et ceux du revers septentrional des Apennins, y compris ceux encore très actifs de Forlì, Rimini et au delà, sous l'Adriatique (*fig. 5*).

Il est remarquable que les ondes émanant de ces derniers foyers pénètrent jusqu'en Suisse, comme guidées par la cuvette alluvionnaire du Pô. C'est là une sorte de confirmation de la particularité que m'avait révélée le tracé des isoséistes de la répercussion, dans les Pyrénées Orientales, du tremblement de Provence (11 juin 1909)¹. Ces isoséistes y épousaient le contour de la plaine alluvionnaire du Roussillon.

Il y a là un fait qui peut paraître paradoxal. Alors que la vitesse des ondes séismiques est plus grande dans les terrains granitiques et rocheux que dans les alluvions, on devrait s'attendre à voir celles-ci jouer le rôle d'amortisseur. C'est le contraire qui se produit. Il s'agit vraisemblablement d'un amortissement statique que la plus grande densité des roches, due à leur nature originelle, leur ancienneté ou leur épaisseur, fait éprouver aux vibrations dans leur passage à l'intérieur des massifs, vibrations qui se retrouvent à l'état cinétique au contact des roches compactes avec les alluvions. Tel est, je l'ai déjà dit, le déplacement de la dernière bille d'une rangée dont

1. Mengel, *Du mode de répercussion en Roussillon du tremblement de terre de Provence du 11 juin 1909* (Ann. Soc. Météor. de France, juillet 1909).

on frappe la première. Cette conception fournit une justification vraisemblable des trois lois de propagation des ondes sismiques que j'ai formulées dans mes études de tremblements de terre pyrénéens.

Cette digression faite, il me reste à dire un mot sur la nature particulière des séismes qui participent à la fois des tremblements de terre alpins, dont je viens de parler, et des tremblements de terre dinariques, dont je ne traiterai pas ici, attendu que leur aire de répartition a été fort bien étudiée à l'est de la Judicarie. J'ai déjà dit que la répercussion de ces séismes vers l'ouest est grandement affaiblie par l'Adamello qui, relativement à eux, porte une *ombre sismique* sur le Val Camonica. Néanmoins leurs ondes passent fréquemment au sud, pour atteindre Brescia, Bergame et Milan.

J'ai montré tout à l'heure que le mélange géotectonique alpino-dinarique qui constitue les Alpes du Bergamasque présentait des chevauchements alpins et des failles d'affaissement purement dinariques.

Le compartiment qui accuse ce caractère au plus haut degré est compris entre le Val Camonica et le Val Seriana. Il a été agité par des tremblements de terre assez sévères : Valgoglio, 2 novembre 1555, séisme avec grande chute de rochers, épïcêtre sur la surface de chevauchement porphyro-triasique ci-dessus signalé; Albino, 1661, tient probablement au même effort de chevauchement; Castione-Vilminore, 1882, avec résonance sensible au nord de la « Catena Orobica » à Tirano, Bolladore. A l'est, les vibrations de ce dernier séisme s'amortissent sur l'Adamello, mais à l'ouest elles se propagèrent dans la région des Lacs, jusqu'au delà de Pallanza. Son aire épïcentrale paraît être dans le ravin d'Ogna, entre deux des nombreuses failles de la Présolane. Il s'agit évidemment là d'un séisme dinarique qui a fait jouer la faille que j'ai signalée au confluent du Povo et de la Dezzo, en bas de Vilminore. Plus au sud on peut noter le tremblement de terre de 1642 avec épïcêtre entre Bergame-Milan-Lecco, ainsi que les légères secousses du centre secondaire Breno-Lovere-Collio (également séismes dinariques).

Le compartiment englobant ce versant méridional de la Catena Orobica m'a paru plus séismique que les rares micro-séismes dont les catalogues fassent mention le laisseraient supposer. Il en est d'ailleurs ainsi de toutes les régions montagneuses où, soit par suite de la faible densité des populations et la rareté des chroniqueurs locaux, soit en raison des difficultés de communications avec les pays plus habités que préfèrent les historiographes, les secousses séismiques, si elles ne revêtent pas le caractère catastrophique ne sont pas transmises par la tradition. Aussi est-ce avec la plus grande circonspection qu'il y a lieu de conclure au caractère plus ou moins séismique des régions montagneuses. La présomption que j'ai en faveur de la séismicité du compartiment Bergamasque est, d'abord, qu'il est excessivement faillé, en particulier le massif de la Présolane (voir carte géologique de Porro), et que, d'autre part, des secousses y sont passées inaperçues ou ont été oubliées rapidement.

Ainsi dans la nuit du 31 août au 1^{er} septembre 1926, dans une même chambre de l'hôtel de Vilminore, deux personnes de mon entourage dignes de foi ressentirent de légères trépidations avec sensation de balancement. Or le surlendemain les journaux mentionnaient de fortes secousses au delà de l'Adriatique et en Grèce. Il est fort possible que la secousse de Vilminore était la répercussion, dans le Val de Scalve, d'une des secousses prémonitoires de ce séisme hellénique.

Au confluent du Serio et de la rivière d'Ogna j'ai remarqué, dans la falaise d'une terrasse quaternaire fluviale de 25-30 mètres, une flexure très typique des dépôts de cette terrasse. J'y vois l'empreinte d'un séisme ancien de l'époque géologique.

Dans la vallée du Serio, en amont de Fiumenero notamment, le sol est parsemé, sur une longue étendue, de blocs énormes (5-4 mètres), non roulés, tombés de la haute falaise qui borde la vallée au Nord. La grosseur et l'abondance de ces blocs, isolés des éboulis ordinaires et des cônes d'avalanches, dénotent que leur détachement de la falaise a été provoqué par un effort violent, une secousse vraisemblablement. L'analogie de ces gros blocs avec ceux du Valais me portent à croire qu'ils

nes de l'avant-pays, ou avec les abaissements des axes longitudinaux de paquets de plis ou de nappes. C'est au droit de ces abaissements d'axe, que se créent des détroits séismiques, par exemple : la Région des Lacs.

3° Les massifs autochtones cristallins anté-secondaires ou post-secondaires sont aséismiques et amortissent les vibrations, en créant des résonances au delà d'eux.

4° Les séismes alpins sont déclanchés par des ruptures de tensions internes résultant de la continuation du travail de plissement due à une poussée tangentielle s'exerçant à une grande profondeur. Les plus forts de ces séismes émanent de la tranche nord des nappes séismiques alpines les plus anciennes, alors que les plus fréquents s'observent dans le complexe des nappes les plus jeunes (nappes austro-alpines).

Les séismes dinariques sont dus à la recherche d'état d'équilibre des compartiments découpés dans la couverture du substratum alpin par les failles de plissement ou les cassures d'effondrement ; ces failles et cassures pouvant passer progressivement de l'une à l'autre.

5° Des ces aperçus, associés aux hypothèses d'Argand, on peut induire que les hypocentres des séismes alpins sont plus profondément situés que ceux des séismes dinariques ; d'où la plus grande fréquence et la plus grande intensité destructive de ces derniers¹.

1. Ces conclusions ont été présentées à la Conférence de Prague de l'Union géodésique et géophysique internationale (août 1927).

ont comme ceux-ci (séisme de 1855) une origine séismique. Je n'ai rien trouvé de semblable, en effet, dans les profondes vallées de la chaîne axiale des Pyrénées qui est, comme on le sait, aséismique. De pareils amas de gros blocs ne se rencontrent que dans les environs de Gavarnie, qui est précisément une région séismique.

Ces lignes quelque peu subjectives étaient écrites quand les journaux m'apportèrent la confirmation toute objective de l'opinion que je venais de formuler sur la séismicité du voursor du Bergamasque. Le 13 août 1927, de 2 heures à 2 h. 30, une série de secousses agitèrent simultanément le Val Bregaglia, la Valteline au nord de la Catena Orobica, le Val Brembana, le Val Seriana et le Val de Scalve au sud. L'aire épacentrale était de nouveau, comme en 1891, la « fenêtre » du Val Malenco, mais avec création d'un épacentre secondaire de résonance dans les parages du massif de la Présolane qui propagea la secousse vers Vilminore et Schilpario, suivant la faille que j'ai signalée au confluent du Povo et de la Dezzo¹.

Déjà les tremblements de terre de 1851 et 1891, qui avaient leur épacentre dans la même région, s'étaient irradiés au sud de la Catena Orobica, avec formation d'épacentres secondaires, le premier dans la région de Bergame-Brescia, le second, beaucoup plus faible, dans le Val Brembana.

*
* *

En résumé de l'ensemble des considérations précédentes il semble qu'on peut tirer les conclusions suivantes :

1° *Les zones séismiques des Alpes Occidentales sont distribuées le long de celles des nappes alpines qui sont constituées par des terrains sédimentaires schisteux ou par des roches éruptives rendues schisteuses par broyage tectonique.*

2° *Les aires épacentrales, dans chacune de ces zones, coïncident avec les ensemlements des nappes entre les massifs autochto*

1. O. Mengel, *loc. cit.* (C. R., 1926).

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Comme on vient de le voir dans ce qui précède, les Alpes (limitées à l'arc étudié) et les Pyrénées sont d'architecture différente quoique ces deux chaînes appartiennent aux Altaïdes européennes. Elles accusent cependant, sur le versant sud, une tendance à s'apparenter au style asiatique ; la première par son Bord alpine-dinarique englobant une partie des Alpes Bergamasques, la deuxième par son Bord pyrénéo-ibérique butant contre un retroussement enrobant le Canigou et la Maladetta. Mais l'axe de la première est constitué par un empilement de nappes tertiaires débordant sur le Vorland nord et ouest, par-dessus les horsts hercyniens démantelés, tandis que la seconde a conservé son axe hercynien dans toute sa rigidité, avec débordement de son pli de fond vers le nord et simple ennoyage à l'ouest au droit du sillon océano-méditerranéen ; les plissements de l'époque tertiaire épousant sensiblement les plissements hercyniens.

Au point de vue séismotectonique ces deux chaînes appartiennent, également à des titres différents, au système séismique général du bassin méditerranéen. Celui-ci comprend des séismes qu'on peut classer ainsi :

1° En premier lieu les *séismes alpins*, qui sont des séismes migrants le long de celles des nappes alpines dont la nature lithologique est la plus plastique, c'est-à-dire des nappes par rapport auxquelles les nappes cristallophylliennes plus rigides auraient encore tendance à glisser. A ce genre de séismes se rapporteraient les séismes du chevauchement nord pyrénéen.

2° Les *séismes dinariques-périadriatiques* qui sont des séismes dépendant des *plissements* subordonnés au mouvement épirogénique que traduisent les pulsations du plafond dinarique, au droit de l'axe du géosynclinal alpin (faille périadriatique des anciens auteurs), pulsations qui se continuent de nos jours et qui me portent à considérer les tremblements de

terre du nord et du sud de la Vénitie et des côtes dalmates comme des répliques des séismes alpins.

3° *Les séismes d'effondrement Egéens et Tyrrhéniens*, au droit des arcs rentrants, vers la fosse adriatique, de la chaîne Taurodinarique et de l'Apennin. Ce sont actuellement les plus sévères. Ils témoignent d'effondrements récents et très probablement inachevés, tel celui qui se prépare dans l'axe de la mer de Marmara¹.

4° *Les séismes apennins*, auxquels se rapportent les tremblements de terre des régions nord de Constantine, Alger et Oran : tremblements de terre de *chevauchement*, de terrains secondaires et tertiaires sur un substratum primaire discordant.

5° *Les séismes ibériques* qui intéressent la chaîne bétique ou du moins le sillon du Guadalquivir et les côtes du Portugal. Ce sont des tremblements de terre mixtes orogéniques et d'effondrement.

6° *Les séismes pyrénéens*, qui se subdivisent en deux grands genres :

a) Les tremblements de terre pyrénéens proprement dits, qui sont des tremblements de terre orogéniques dus soit à des chevauchements (versant nord — style alpin), soit à la convergence de grands accidents tectoniques (district du Haut Aragon — style bohémien).

b) Les tremblements de terre pyrénéo-catalan-provençaux, tremblements de terre d'effondrement ayant leurs hypocentres sur le pourtour du continent effondré pyrénéen, c'est-à-dire le long des côtes des Baléares, de la chaîne catalane, des Albères, du Languedoc et des Maures, ainsi que sur l'axe Olot-San Mateu-Mataro, autour duquel paraît basculer encore de nos jours l'arc nord oriental de l'anticlinal catalan.

1. Mihailovitch Jelénko, *Tremblements de terre en Bulgarie : situation géologique des régions dévastées et dislocations diverses* (C. R., t. CLXXXVI, 1928, p. 1741).

LE TREMBLEMENT DE TERRE DE LA MER DE CRÈTE

DU 26 JUIN 1926

ÉTUDE MACROSÉISMIQUE

Par N. A. CRITIKOS,

Chef de la Section géodynamique de l'Observatoire National d'Athènes.

Le 26 juin 1926, un violent tremblement de terre de caractère exceptionnel se produisit dans la mer de Crète, qui causa de nombreux dégâts matériels et fit quelques victimes dans l'île de Crète, le Dodécanèse, l'Anatolie Occidentale et en Égypte, surtout au Caire ; il a été aussi ressenti d'une manière plus ou moins intense, mais sans dégâts, dans presque tout l'Archipel grec, dans le Péloponèse, aux îles Ioniennes et dans la Grèce occidentale, dans toute l'Italie méridionale et la Sicile orientale, à Malte, à Tripoli, en Cyrénaïque, en Syrie, en Palestine et dans la plus grande partie de l'Asie Mineure.

La secousse a aussi été ressentie, et d'une façon assez intense, en pleine mer, comme il résulte d'un radiogramme émis par le bateau *Ussukuma*, dans la position : $33^{\circ}10' N$ et $27^{\circ}52' E$, à l'instant du séisme.

Ce séisme de la Méditerranée Orientale, qui a été d'une importance et d'une étendue vraiment exceptionnelles, fut signalé par les appareils séismiques de l'Observatoire National d'Athènes à $17^h 47^m 24^s$ (T. M. G.) où il fut aussi légèrement ressenti. Malheureusement, les plumes des deux composantes du pendule horizontal Wiechert (m. 1.000 kg.), ainsi que celle de la composante N.-S. du séismographe Mainka (m. 136 kg.), sont tombées presque aussitôt après l'enregistrement de la première

onde longitudinale, en raison de la violence extrême du choc. Nos mesures ont été faites sur la composante E-W du séismographe Mainka, dont la plume, est aussi tombée pendant le premier maximum principal.

Comme il résulte des données séismographiques de la Station d'Athènes, l'épicentre de ce séisme se trouve probablement vers le SSE d'Athènes à une distance de 280 km. La même distance épacentrale résulte aussi des séismogrammes des répliques, survenues dans la même région. La situation de l'épicentre que nous avons donnée est : 35°,8 N, et 25°,5 E, près de la faille principale située entre l'île de Crète et les Cyclades.

La violence de ce tremblement a été reconnue tout d'abord d'une part par les premières informations et confirmations de désastres à Candie (Crète), à Rhodes et en Égypte, et pour cette raison des doutes furent émis sur la position exacte de l'épicentre, et d'autre part par les remarquables inscriptions fournies par les séismographes de la plupart des Observatoires séismologiques même les plus éloignés, qui montrent la grandeur et la profondeur de la dislocation, et témoignent de la quantité énorme d'énergie séismique mise en jeu.

En raison de cette intensité exceptionnelle, ce séisme a paru mériter une étude détaillée, susceptible de conduire à des résultats intéressants. L'*Erdbebenwarte* de Vienne entreprit une étude spéciale de ce tremblement, et nous lui avons envoyé toutes les informations relatives aux inscriptions obtenues à Athènes.

Dans ce qui suit nous nous occuperons de l'étude *macroséismique* de ce tremblement de terre, après avoir donné d'abord un résumé de l'ensemble des données sur les dégâts des régions ébranlées. Néanmoins l'étude macroséismique présente une difficulté : le séisme en question s'est produit dans une région maritime et par suite il n'existe pas d'observations près de l'épicentre. D'autre part, les observations effectuées dans la zone ébranlée, qui est entrecoupée par des mers profondes, ne sont pas partout nombreuses. Ce travail ne pourra donc conduire qu'à des remarques générales, et ne permettra pas une comparaison détaillée de la propagation de l'énergie séismique avec la nature du sous-sol.

Description des dégâts.

En Crète les dégâts sont localisés surtout sur la côte septentrionale et principalement dans une certaine étendue autour de Candie.

Dans cette ville où le séisme a duré 2^m-3^m, 11 maisons se sont écroulées, 26 ont été à demi-détruites et environ 60 menacent ruine. Plusieurs autres ont subi des dégâts plus ou moins graves et parmi les bâtiments publics, le Musée archéologique, où les antiquités ont été quelque peu endommagées. Malgré tout cela à Candie on n'a pas signalé de morts, mais seulement quelques blessés. A Candie durant le séisme on a observé un fort bruit et une vive ondulation de la mer et en conséquence des collisions de barques et de bateaux dans le port de la ville.

Dans la ville de *la Canée* trois petites maisons se sont écroulées et 78 autres, dont la plupart d'un seul étage, ont subi des dégâts sérieux et sont maintenant branlantes.

Au contraire, dans la ville de *Rethymno* aucun écroulement de maison n'a été signalé, mais plusieurs ont été lézardées.

Dans le reste de l'île, les dommages se limitent à quelques crevasses plus ou moins sérieuses et à l'écroulement de quelques maisons anciennes.

En ce qui concerne les îles du *Dodécanèse*, comme il résulte d'un communiqué de l'agence Stéfani¹, la secousse dans l'île de *Rhodes* a été d'une violence extraordinaire surtout au village d'*Archangelos* qui a été presque entièrement détruit (plus de 600 maisons se sont écroulées) et à *Lindos* où il y a eu beaucoup de dégâts. Dans d'autres villages comme *Arnitsa*, *Kattavia*, *Monolithos*, les dégâts causés par le séisme ont été très sérieux.

Plus de 2.000 maisons ont été détruites dans ces villages. Il y a eu de plus un mort et quatre blessés. A *Afandos* une seule personne a été blessée plus ou moins sérieusement, si beaucoup

1. V. A. Cavasino, *Macrosismi avvertiti in Italia e Colonie nell' anno 1926* (Publication du R. Ufficio centrale di Meteorologia e Geofisica).

de maisons ont été endommagées. Le phare situé sur le promontoire de *Prassonissi* à l'extrémité sud de l'île s'est écroulé. Dans la ville de *Rhodes* quelques maisons se sont en partie écroulées et quelques centaines d'autres ont subi des dégâts plus ou moins sérieux.

Dans l'île de *Carpathos* quelques maisons se sont écroulées et plusieurs ont subi des dégâts, surtout dans les communes d'*Aperi* et de *Pygadia*.

Dans l'île de *Castellorizo* des crevasses se sont formées dans quelques édifices et quelques pierres sont tombées des murs mal construits.

Dans les îles de *Kos* et d'*Episkopi* les dégâts ont été presque insignifiants.

En *Égypte* où le séisme a été ressenti dans toute l'étendue du pays, excepté à *Assouan*, un seul édifice a été complètement détruit, 15 autres l'ont été en partie et dans toutes les provinces des bâtiments ont été crevassés.

Ainsi au *Caire* on en énumère 500 et à *Alexandrie* 100. De plus en *Égypte* 8 personnes ont été tuées et 4 blessées.

Dans les « Dernières nouvelles » de Strasbourg du 30 juin 1926 on rapporte que le séisme a été ressenti en Anatolie occidentale à un degré élevé et pendant une durée de 2^m et que, à Fethioi, 10 bâtiments et une mosquée ont été complètement détruits.

Enfin dans l'*International Seismological Summary* du premier trimestre de l'année 1923 on rapporte, d'après une lettre de Mr. Mills (Government Offices in Jerusalem), qu'une maison (sur le Mont des Oliviers, en face de la Mer Morte) a subi des vibrations qui augmentèrent en intensité avec chaque ébranlement. Il y eut cinq ou six secousses, chacune accompagnée par un bruit qui au commencement ressemblait à l'« exhaust » d'une « high-powered » automobile, ensuite il a pris un ton plus profond et dur; il était toujours plus défini qu'un bruit souterrain.

Le matin on a trouvé trois nouvelles crevasses sur les murs de la maison et une fente d'un demi-pouce entre les murs et le sol environnant,

Courbes isoséistes.

A l'aide des observations que nous avons pu recueillir en Grèce, nous avons tracé les courbes isoséistes. Dans ces observations a été utilisée, pour l'évaluation de l'intensité, l'échelle de Rossi-Forel à dix degrés. Nous avons pu compléter ces courbes d'une part par les notices macroséismiques qu'ont eu la complaisance de nous envoyer le *Service Central Italien de Météorologie et Géophysique*, relatives à l'Italie¹, au Dodécanèse et aux *Colonies italiennes*, et M. Curry, Directeur de l'Observatoire de Héliouan, en ce qui concerne l'Égypte; et d'autre part, par les renseignements de la presse.

Le tracé des courbes isoséistes est reproduit dans la planche ci-jointe. Les directions notées par les observateurs au moment du tremblement de terre sont aussi indiquées sur la carte par des flèches.

L'étude de cette planche et les données microséismiques du tremblement de terre permettent d'affirmer que son origine était dans le fossé situé entre la Crète et les Cyclades.

Les principaux caractères de ces courbes sont les suivants : L'aspect général que présente la carte isoséiste est extrêmement curieux : les isoséistes ne sont pas groupées concentriquement, mais elles se divisent en plusieurs groupes distincts autour de divers maxima et minima de l'intensité dans toute l'étendue ébranlée, et dont chacun présente ses particularités.

La surface épacentrale a, approximativement, la forme d'une ellipse très allongée suivant la direction W.-E. et les courbes de ce groupe épacentral forment deux dilatations en promontoire au N., vers les îles des Cyclades, et au N.-W.

Dans le Dodécanèse (Rhodes) et en Égypte (le Caire), où l'intensité s'élève jusqu'au degré VIII et même IX, on peut détacher facilement sur ces régions de secondes zones pléisto-

1. Dans les observations l'intensité est exprimée en degrés de l'échelle de Mercalli, aussi décimale.

séistes et les considérer comme appartenant à des tremblements de relais.

Enfin, le tremblement de terre s'est étendu très loin mais, généralement, le mouvement a été transmis beaucoup plus facilement vers la direction dinotaurique que perpendiculairement à celle-ci. Le même fait a été observé par nous dans les cartes d'isoséistes de divers autres séismes violents, surtout de la Grèce occidentale. La propagation de la tension séismique est surtout favorisée par la direction des principales lignes de dislocation des plis dinotauriques mais, au lieu de suivre celle-ci, après Corfou et l'Épire W., la propagation abandonne les côtes occidentales de la mer Adriatique et les Alpes dinariques pour passer de l'autre côté, vers l'Italie et la Sicile, suivant la direction des deux grandes failles. Ce fait montre probablement une connexion séismique entre les régions séismiques hellénique et italienne et que le sous-sol présente dans cette direction une grande conductibilité de l'énergie séismique.

Les raisons de cette propagation très anormale de la force séismique sur l'étendue ébranlée doivent être cherchées dans la tectonique si complexe de cette région du globe et dans la nature du terrain des pays ébranlés.

Répliques du séisme.

Deux répliques du tremblement de terre du 26 juin 1926 ont été enregistrées à Athènes, la première faible, à 2^h 14^m 17^s le lendemain, et l'autre assez intense, à 9^h 22^m 45^s le 5 juillet, qui fut ressentie avec une faible intensité à Candie et à Agyroupolis et légèrement à Relhymno et Hierapetra.

Si aucune secousse désastreuse n'avait été constatée dans la région crétoise depuis l'année 1856, cependant les descriptions des séismes aux époques antérieures et les catalogues relatifs aux tremblements de terre signalés en Grèce notamment, au cours des dernières années¹, montrent l'existence dans cette région

1. V. *Annales de l'Observatoire National d'Athènes*, t. VIII et IX.

de centres séismiques, d'où sont provenus un grand nombre de forts tremblements de terre tectoniques (comme ceux du 11 et du 13 août 1922); leurs inscriptions montrent la profondeur et l'étendue de la dislocation qui les a produits, et prouvent que cette région peut être classée parmi les plus instables de la Méditerranée.

Le séisme du 26 juin 1926 n'a pas été un phénomène isolé : depuis le commencement de l'année 1926 presque jusqu'aujourd'hui une série de nombreuses secousses, dont quelques-unes ont été exceptionnellement intenses, se sont produites dans diverses zones d'ébranlement dans toute l'étendue de la région des plissements dinotauriques, de Carniole jusqu'à Makri en Asie Mineure. Dans cette série est compris le séisme en question¹.

De plus pendant les années 1918-1925 la série ci-dessus des séismes a été précédée par une période exceptionnellement intense de manifestations de l'énergie séismique dans la mer Egée (surtout dans les Cyclades), dans l'Asie Mineure, la Grèce orientale et autour de la Crète².

De la manifestation consécutive des phénomènes séismiques dans la Méditerranée centrale et orientale pendant les dernières années, que nous mentionnons ci-dessus, on pourrait conclure à la relation existant entre ces phénomènes, en ce qui concerne les causes qui les ont provoqués, et leur influence mutuelle.

En recourant aux périodes précédentes de manifestations intenses de l'énergie séismique, il ne serait pas difficile de discerner la relation en question. M. le Prof. D. Eginitis, Directeur de l'Observatoire National d'Athènes, dans son étude sur le tremblement de terre catastrophique de Constantinople de juillet 1894, rapporte ce qui suit au sujet de l'apparition de cette relation : « Il faudrait donc rattacher le séisme de Cons-

1. N. Critikos, *Sur les phénomènes séismiques survenus dans la région de plis dinotauriques pendant l'année 1926* (Praktika de l'Académie d'Athènes, 2, 1927, p. 350).

2. N. Critikos, *Sur la séismicité des Cyclades et de la Crète* (Annales de l'Observatoire Nat. d'Athènes, t. IX. — Mémoires).

« tantinople à la série de phénomènes semblables, qui, depuis
« deux ans, éprouvent l'Europe orientale.

« Après Zante, Thèbes, après cette ville, la Locride, un peu
« après Constantinople et dernièrement encore la Sicile, ont été
« successivement éprouvés par des séismes plus ou moins forts.
« Ces tremblements de premier ordre ont été d'ailleurs accom-
« pagnés par un grand nombre de petits en plusieurs endroits
« de l'Europe orientale et de l'Asie Mineure. Cette partie de la
« surface terrestre, qui a subi des dislocations et, en général,
« des transformations géologiques très importantes, par suite
« desquelles elle comporte probablement un grand réseau de
« cassures souterraines, semble soumise maintenant à des
« transformations continues qui se manifestent par les trem-
« blements de terre. Les pays maltraités sont-ils situés sur
« une même ligne de dislocation, ou sur plusieurs, nous ne le
« savons point. Toujours est-il que le foyer séismique de la
« Méditerranée se maintient dans les régions dont l'évolu-
« tion géologique n'est pas terminée. »

1. *Annales de Géographie*, IV^e année, p. 165.

Ce travail a été présenté à la Conférence de Prague
de l'Union géodésique et géophysique internationale
(août 1927).

TABLE DES MATIÈRES

	Pages.
Étude de la Séismotectonique des Pyrénées et des Alpes Occidentales, par O. MENGEL	3.
INTRODUCTION	3
CHAPITRE I. — <i>Généralités</i>	7
Magma de la lithosphère. — Endex	9
Plissements, charriages et effondrements du Géosynclinal méditerranéen	10
Concordance de quelques zones d'anomalies de la pesanteur avec des aires séismiques (<i>fig. 1</i> , p. 14)	12
Répartition générale des aires séismiques occidentales péri-alpines. — Sillon océano méditerranéen péri-alpin. — Faille d'affaissement péri-alpine (<i>fig. 2</i> , p. 19)	17
CHAPITRE II. — <i>Les Pyrénées</i>	24
I. <i>Séismologie</i> . — Relevé de quelques tremblements de terre pyrénéens, de 1224 à 1919	24
II. <i>Géotectonique</i> . — Granite d'âge secondaire. — Tectonique et séismicité de la Cerdagne. — Plis directeurs de la chaîne des Pyrénées : pli-faille Nord-Pyrénéen ; charnière de rebroussement vers le Sud ; bord pyrénéo-ibérique. — Asynchronisme des dépressions du Roussillon et de l'Ampurdan	29
III. <i>Séismogénie</i> . — Répartition des aires séismiques ; détroits séismiques. — Isoséismogramme du tremblement de terre Aragonais du 10 juillet 1923 (<i>fig. 3</i> , p. 43). — Conséquence tectonique de l'étude microséismique de ce tremblement de terre	39

CHAPITRE III. — <i>Les Alpes, du Golfe de Gênes au Haut Adige</i>	48
I. <i>Séismologie</i> . — Aires et détroits séismiques. — Pulsation et migration d'épicentres (<i>fig. 4</i> , p. 53).....	49
II. <i>Géotectonique</i> . — Nappes alpines. — Bord alpino-dinarique.	55
III. <i>Séismogénie</i> . — Caractère séismique propre à chacune des nappes. — Déroit séismique de la région des Lacs (<i>fig. 5</i> , p. 67).....	64
CONCLUSIONS GÉNÉRALES.....	73

Le tremblement de terre de la mer de Crète du 26 juin 1926, par N. A. CRITIKOS.....	75
Description des dégâts.....	77
Courbes isoséistes (<i>avec carte hors texte</i>).....	79
Répliques du séisme.....	80

