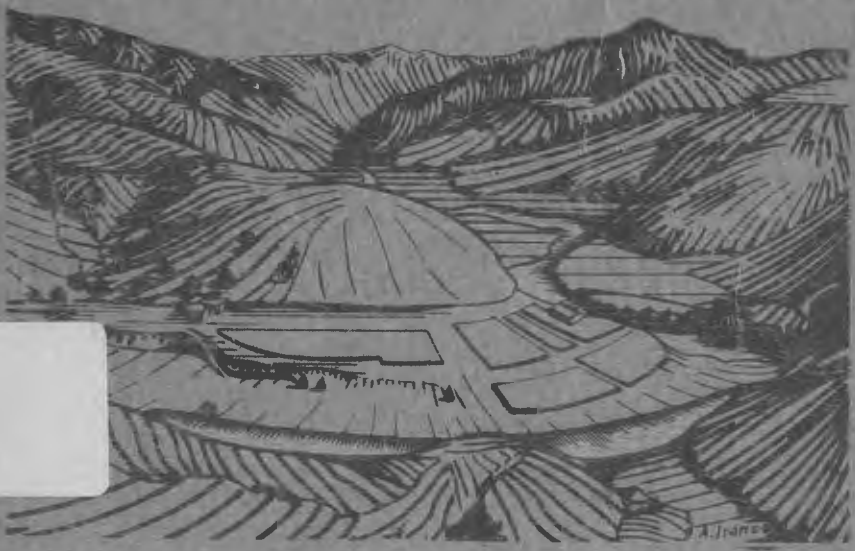
ROMULO SANTANA AGUILAR

Géomorphologie des bassins de la BIDASOA et de L'URUMEA



BORDEAUX
1966

ROMULO SANTANA AGUILAR

Géographe à l'Université du Chili

Docteur de l'Université de Bordeaux

Géomorphologie des bassins de la BIDASOA et de L'URUMEA

THESE DE DOCTORAT D'UNIVERSITE

INSTITUT DE GEOGRAPHIE

FACULTE DES LETTRES ET SCIENCES HUMAINES

BORDEAUX
1966

Lorsque, de retour à Bordeaux où quelques années auparavant il avait préparé le certificat de Géographie générale, Romulo Santana me fit part de son projet de préparer une thèse de géomorphologie, je me posais la question du choix de la région à étudier mais aussi du niveau des difficultés qu'il devrait affronter. Je savais que notre jeune ami avait brillamment terminé ses études à l'Université du Chili et préparé, sous la direction de son maître Jean Borde, un mémoire original sur la haute vallée andine du Cachapoal, au Sud-Est de Santiago. Muni qu'il était de ce bagage sud-américain, pouvait-on le lancer dans un secteur montagneux européen où il trouverait certes une bibliographie géologique et une cartographie qui lui avaient fait défaut dans son pays mais où il se heurterait à de plus grandes difficultés de terrain et, nécessairement, par suite des comparaisons qui s'imposeraient avec les travaux voisins, à des exigences scientifiques plus poussées ?

Or, le terrain montagnard encore vierge de travaux géomorphologiques et le plus facile d'accès, au départ de Bordeaux, celui des Pyrénées basques espagnoles s'avérait particulièrement difficile. Il avait fait l'objet des enquêtes géologiques de P. Lamare, remarquables par leur minutie et leur précision, mais seul le secteur sédimentaire était décrit et cartographié. Le massif ancien de Cinco Villas et de la Haya fâcheusement délaissé par les géologues, sans doute en raison des difficultés propres à une région de forêt dense, au climat très humide, vide d'habitants et privé de voies de pénétration exigeait une double prospection à la fois géologique et géomorphologique. Un travail de ce genre avait été mené à bien, tout près de là, par G. Viers, dans sa thèse sur le Pays basque français et le Barétous. Ses descriptions savantes son analyse vigoureuse et sa large synthèse pouvaient servir de modèle. Mais R. Santana ne pouvait consacrer huit années au

Pays basque espagnol. Son mémoire ne ferait-il pas petite figure à côté du chef d'œuvre de G Viers ?

De l'autre côté du champ d'études proposé, en Biscaye, J Hazera poursuivait ses enquêtes et multipliait ses mises au point en vue d'une thèse déjà très avancée. Là aussi le voisinage était redoutable d'autant que R. Santana était privé, sauf sur un point, le massif d'Autza, des plans supérieurs bien dégagés que constituent la haute montagne du Barétous et l'arrière-pays biscayen Si l'on met à part le secteur côtier et, à l'intérieur, la haute crête de l'Autza, tout le Pays basque espagnol appartient à la moyenne montagne forestière et aux dépressions bocagères c'est-à-dire à des régions où une végétation dense paralyse l'enquête géomorphologique. Elles ne livrent leurs secrets qu'au travailleur acharné, à celui qui accepte de fouiller en vain le terrain pendant des journées entières jusqu'à l'heure où, par chance, au fond d'un ravin ou au détour d'un sentier une coupe fraîche vient relancer, sur nouveaux frais, l'hypothèse de recherche.

Toute réflexion faite, le risque fut pris d'envoyer R. Santana à l'attaque des bassins de l'Uruméa et de la Bidasoa. Remontant les deux fleuves, il rechercherait, dans le secteur côtier, les dépressions intérieures, les massifs anciens et les crêtes de partage des eaux, le fil conducteur d'une analyse géomorphologique du Pays Basque espagnol. La gageure acceptée, notre ami devait partager son temps entre les enquêtes menées pendant trois ou quatre jours consécutifs sur le terrain et les recherches bibliographiques à Bordeaux, à San Sebastian et à Madrid (pour les photographies aériennes). Mais il était aussi prévu qu'il devrait réserver, en mars et au début d'avril deux campagnes de six semaines chacune à son terrain le plus difficile, le massif ancien et ses bordures, pour profiter de la seule période de l'année où la végétation en sommeil et les arbres dépouillés laissent voir les formes du terrain. Qu'importent alors la bourrasque, les grosses averses, la boue et, en montagne, les heures glacées du matin ! La découverte des traits originaux de la région étudiée exigeait que l'on mit à profit la moindre éclaircie, la moindre trouée de

lumière pour restituer l'agencement des formes du terrain dans leurs rapports avec les données structurales et avec les phénomènes d'érosion.

Que la prospection ait été faite partout et jusque dans l'extrême détail au prix d'un labeur soutenu qui prit à certaines heures une allure forcenée, j'en ai eu la preuve dans l'ultime sortie faite ensemble pendant quatre jours à travers la région étudiée. Déjà il s'agissait là non plus d'enquête mais de synthèse : des flancs de l'Autza à la ria de Pasages, le choix avait été fait des belvédères à gravir et des coupes à montrer. Déjà la démonstration s'organisait qui avait pour objet d'établir la filiation et l'enchainement de la montagne à la mer, des observations qui allaient prendre place dans la présentation géomorphologique raisonnée du Pays basque espagnol.

Largement esquissée, la synthèse ainsi dégagée du terrain répondait aux exigences que j'avais préalablement formulées d'une mise en ordre claire et ordonnée, d'une présentation dépouillée de toute longueur inutile comme de toute considération trop générale. Restait pour finir le plus difficile : l'expression rigoureuse, à la fois sobre et vivante, d'une pensée sûre d'elle-même mais qui devait passer par le canal d'une langue que R. Santana ne maîtrisait pas aussi parfaitement que sa langue maternelle. Il prépara le texte de son mémoire simultanément en français et en espagnol en vue d'une double édition. Pour le menu détail de la première le secours, combien dévoué de sa jeune femme lui fut précieux mais les connaisseurs pourront voir en comparant les deux textes que leur mise au net a été réalisée par l'auteur selon le génie propre de chaque langue.

Le résultat est remarquable. Nous avons désormais sur le Pays basque espagnol une description à la fois élégante et précise où la finesse du trait s'allie tout naturellement à la vue cavalière si bien que l'on entre de plein pied dans les différentes régions du secteur étudié. Nous disposons, dans un vocabulaire simple, d'une mise en place structurale dont l'accès nous est rendu facile s'agissant d'une région dont

l'extrême complexité pourrait rebuter le lecteur. Surtout nous avons une interprétation géomorphologique vigoureusement poussée et pleinement satisfaisante. Partant des faits observés, elle rend compte des traits originaux des différentes familles de formes du terrain et des relations qui s'établissent des unes aux autres depuis le modelé glaciaire d'Autza jusqu'aux constructions flandriennes de San Sebastian. R. Santana met parfaitement en lumière les principales étapes de la morphogénèse : sculpté dans ses grandes lignes au Quaternaire ancien, sous des climats de type semi-aride, le relief du Pays basque espagnol a été seulement retouché mais parfois avec une vigueur remarquable à l'époque glaciaire ; de nos jours, son évolution se poursuit au ralenti en dépit de la violence des précipitations et de la forte déclivité des versants.

Conduit avec méthode, l'exposé nous mène pas à pas vers des conclusions clairement formulées et qui emportent la conviction. Nous pouvons les résumer en quelques mots : le modelé des bassins de la Bidasoa et de l'Uruméa est un héritage ; il ne doit presque rien aux actions érosives du présent.

Ferais-je compliment à R. Santana de la qualité de son illustration : croquis, cartes et photographies *(1)* ? Il me répondrait qu'à ses yeux ce n'est là qu'un mince mérite et qu'il a seulement veillé à ce que l'illustration fît partie intégrante de la démonstration géomorphologique.

Il reste que là aussi le lecteur sera sensible au talent de l'auteur. Géographe complet, sûr de sa méthode, ayant fait ses preuves en Europe, R. Santana ne manquera pas de s'imposer en Amérique latine. Le domaine andin lui offre un champ privilégié d'activités. Là aussi je l'ai vu à l'œuvre sur le terrain et je suis persuadé que la puissante géomorphologie de la Cordillère est à sa mesure.

H. ENJALBERT

(1) Grâce au bienveillant concours du Professeur M. Casas Torrès, l'édition espagnole comportera une illustration photographique plus complète que l'édition française.

INTRODUCTION

□

A l'Ouest de Velate, les Pyrénées basques du Guipuzcoa et de la Haute Navarre qui constituent le sujet de notre étude sont drainées par deux rivières, la Bidassoa et l'Urumea, dont les eaux vont à l'Atlantique. Elles appartiennent de ce fait au versant nord des Pyrénées bien qu'elles coulent entièrement en territoire espagnol. Notre secteur est aussi le dernier gradin d'une montagne qui depuis les hauts sommets des Pyrénées centrales ne cesse de s'abaisser en direction de l'Ouest. A l'arrière-plan des bassins et massifs basques, le Mont Autza, haut de 1.300 mètres se situe à l'extrémité sud d'une extraordinaire « cuerta » de grès permo-triasiques qui vers le Nord-Est domine le paysage des bassins largement évidés de la Nive. Vers l'Ouest, aucun sommet n'atteint une hauteur comparable ; les montagnes schisteuses du massif des Cinco Villas violemment découpées par un réseau hydrographique très ramifié, ont des dorsales rabotées à une hauteur moyenne de 800 mètres et font humble figure si on les met en parallèle avec la haute chaîne qui sépare le Béarn de l'Aragon. Seules les crêtes granitiques de Peñas de Haya et quelques pans gréseux qui se dressent sur la bordure du massif des Cinco Villas présentent des sommets escarpés. Quoique lourde, la masse montagneuse ne manque pas de puissance. Elle le doit beaucoup plus à la vigueur de l'évidement périphérique réalisé par l'érosion dans une auréole de roches tendres qu'à la hauteur absolue des crêtes sommitales. A la différence de ce qui se passe en territoire basque français où l'on a un large piémont entre la mer et les derniers massifs qui s'avancent à l'Ouest de la zone axiale la distance est courte entre la montagne de Cinco Villas ou de la Rhune et le golfe de Biscaye. Par contre, à l'Ouest de la Bidassoa entre les massifs primaires et l'Atlantique se dresse une échine gréseuse tertiaire de style monoclinal qui porte le nom de

Jaizquibel. Elle a mieux résisté à l'érosion que la masse du flysch crétacé de l'intérieur largement excavé entre Cinco Villas et le Jaizquibel La crête de ce dernier devient hardie par moments, mais son envol s'arrête vite et ses sommets n'atteignent pas 600 mètres

Le rapide ennoyage du chaînon côtier dans la mer est du même style que le plongement des matériaux primaires sous la couverture secondaire. Dans une bordure qui devient parfois extrêmement complexe et qui a été vigoureusement disséquée, il suffit de quelques kilomètres pour voir se succéder en un raide engloutissement tous les sédiments du Secondaire. C'est en fonction de ce dispositif également observable d'Est en Ouest que l'on a parlé de «dépression basque» (E.H.Pacheco). En réalité il s'agit plutôt d'un seuil qui sépare les sommets des Pyrénées Centrales de ceux qui se dressent dans la chaîne cantabrique (Picos de Europa). Cet abaissement des sommets fait que la chaîne n'a plus l'allure d'une sierra et ne joue plus un rôle de barrière comme c'est le cas pour les Pyrénées centrales. Au modelé raboté des sommets s'ajoute le profond découpage torrentiel des rivières. Cette dissection et sa première ébauche remontent aux temps les plus anciens du Quaternaire. Il est vrai que l'on ne sait pas exactement à quelle époque les calcaires coblenciens du massif des Cinco Villas ont été mis en creux. Il en va de même pour le dégagement des pitons granitiques de Peñas de Haya. Les premiers dépôts alluviaux et détritiques définissent une morphologie commandée par un climat semi-aride à grands contrastes Très actifs, les processus érosifs ont exploité vigoureusement les facilités offertes par les roches tendres : ophites, argiles du Keuper et flysch crétacé, disposées en auréole autour du massif ancien de Cinco Villas et de la Haya. Un climat semi-aride a façonné au début du Quartenaire un ensemble de glacis d'érosion qui portent des lambeaux de couverture détritique où se sont conservés de gros éléments siliceux. A l'intérieur du massif ancien de larges couloirs perchés, qui en amont remontent jusqu'aux hautes cuvettes calcaires sont en rapport vers l'aval avec les glacis taillés dans les bassins de l'intérieur et de la zone côtière.

Cette ancienne morphologie de type semi-aride marque encore puissamment le paysage bien qu'elle ait été disséquée par de profondes incisions fluviales d'âge glaciaire. Ce trait peut paraître surprenant : à première vue la faible hauteur générale des sommets n'oriente pas la recherche vers les phénomènes glaciaires. Quelques vestiges de la glaciation quaternaire apparaissent au flanc du Mont Autza mais il n'y a là rien qui rappelle la marque si profonde des actions glaciaires autour des hauts sommets pyrénéens situés à l'Est de Roncevaux. Cependant il est remarquable que sur notre arrière-plan montagneux qui culmine seulement à 1.300 mètres on puisse voir, sur le versant nord, un cirque de dimensions modestes qui donne naissance à une très grosse langue de solifluxion alimentée par de la moraine. Cette coulée de débris grossiers passe à l'aval à une terrasse fluvio-glaciaire emboîtée dans le glacis. Il n'en reste ici que des lambeaux isolés, la plus grande partie ayant disparu dispersée par une vigoureuse action de sapement latéral réalisée par les eaux lors d'une deuxième phase climatique humide et froide qui a vu s'achever l'élaboration des grandes formes de creusement des vallées et la construction des formes alluviales d'amont.

En aval interviennent la régression et la transgression flandrienne, phénomènes côtiers complexes qui agissent dans deux directions opposées : la première, provoque une érosion vigoureuse dans le secteur côtier, la seconde détermine l'arrêt du creusement puis le remblaiement. L'abaissement du niveau marin contemporain de l'englacement de la haute montagne s'est accompagné d'une profonde aération du relief. Profitant des données de la structure l'érosion a découpé le chaînon tertiaire côtier en étroits goulets, éventré les dômes et évidé les bassins en roches tendres du couloir intérieur. Dans ce modelé en creux sont venues s'étaler les alluvions fluvio-glaciaires, puis la remontée flandrienne a noyé une bonne partie de ces sédiments et laissé sa marque dans toute la zone proche de la côte.

Ainsi se trouvent définies trois grandes combinaisons ré-

a) Un secteur côtier, où sont représentées seulement les roches secondaires et tertiaires. Du Secondaire relèvent deux groupes de roches, le flysch et les calcaires massifs dont l'allure générale et le comportement mécanique ou morphogénétique sont aussi différents que possible. Le flysch, de structure litée calcaro-gréseuse, mécaniquement souple et morphologiquement tendre, a permis à l'érosion de dégager un grand couloir qui se développe au Sud-Ouest de la Bida - soa. Les calcaires de l'Infra-Lias, du Dogger et de l'Urgo-Aptien disposés en épaisses lentilles se comportent en blocs rigides lors des déformations tectoniques et forment des massifs isolés qui résistent à l'érosion tels San Marcos ou Bolunza. Du Tertiaire relèvent les assises de grés nummulitiques à ciment calcaire, épais et solides. Basculées vers la mer, elles arment le long chaînon côtier du Jaizquibel dont le front de cuesta limite vers le Nord-Ouest le couloir médian taillé dans le flysch.

b) Un massif ancien qui est né de la juxtaposition des deux massifs paléozoïques les plus avancés en direction de l'Ouest de la Zone axiale : d'une part la masse granitique de la Haya disséquée par l'érosion en pitons décharnés (Peñas) qui ont grande allure face à la Rhune ; d'autre part Cinco Villas, massif schisteux à noyaux calcaires. Dans la masse monotone des schistes carbonifères le réseau hydrographique a taillé un bel ensemble de vallées digitées, profondément encaissées, aux trains de méandres surprenants. La retombée du massif au Sud est renforcée par une épaisse couverture de grès permo-triasiques divisée en grandes tuiles plates redressées qui dominent les vastes dépressions de l'intérieur.

c) Les dépressions de l'intérieur. Elles correspondent à des cuvettes taillées dans l'auréole de roches tendres qui

entoure le massif paléozoïque des Cinco Villas. Le faciès peu résistant des ophites décomposées et du flysch est à l'origine de ces évidements. Toutefois, le dessin régulier de la dépression périphérique a été perturbé par l'apparition d'une grande écaille métamorphique allongée d'Est en Ouest et qui pince le flysch entre deux masses rigides ; à l'Est, la bordure du massif ancien s'organise en fonction d'un large synclinal dont la charnière est occupée par des ophites et des argiles bariolées du Keuper que l'érosion a retaillées en glacis. Aux flancs de cette dépression se dressent les grandes tuiles de grès qui donnent, à l'Est, les plus hauts sommets de la région.

Pour dégager les traits morphologiques régionaux de cet ensemble complexe et original qui met côte à côte, sur un court espace, des paysages aussi variés, nous n'avions pratiquement pas de travaux géomorphologiques à consulter. Par contre, du côté de la géologie, nous disposions d'une aide inestimable : l'ouvrage de Mr P. Lamare et les cartes qu'il avait relevées il y a une trentaine d'années. Cette documentation conserve encore toute la fraîcheur des observations minutieuses menées sur le terrain par l'auteur et d'autant plus méritoires qu'elles avaient été difficiles à conduire dans un pays où tout le substratum est feutré par une épaisse couche de produits d'altération qui nourrit une végétation conquérante. Mais si, sur place, il y avait peu de renseignements, nous avions, au-delà de nos frontières, des ouvrages morphologiques d'une haute qualité tels que ceux de M.F. Taillefer sur «le Piémont des Pyrénées Françaises», de M.H. Enjalbert sur «les Pays Aquitains» et surtout, plus près de nous celui de M.G. Viers sur «le Pays Basque et le Barétous». Ils nous ont servi de modèles et nous nous y sommes reportés sans cesse à la recherche d'éclaircissement ou de suggestions.

Etranger à ce pays qui nous a été proposé comme thème de recherches par nos professeurs de l'Institut de Géographie de la Faculté des Lettres et Sciences Humaines de Bordeaux, nous avons d'abord regardé d'un œil curieux et étonné la nouveauté d'un cadre fort différent de celui de nos hautes mon-

tagnes chiliennes. C'est sans doute pourquoi notre travail pourra paraître dominé par un souci descriptif. Mais seule une description détaillée pouvait seule servir de base à une analyse dont les éléments ont été saisis dans la confrontation répétée des images que nous avons ramassées tout au long de nos courses en Pays Basque. Ces images nous les avons souvent préférées à une évocation méthodique et raisonnée que nous ne pouvions parfois mener à bien, handicapés que nous étions par la difficulté de manier une langue que nous sommes loin de maîtriser. Cette analyse, nous l'avons faite en suivant l'itinéraire du voyageur qui remonte de la mer vers l'intérieur. Dans ce parcours plusieurs problèmes fondamentaux se sont posés qui n'ont trouvé de solution que dans les hautes terres de l'intérieur. Après l'analyse faite dans la montée nous avons essayé de bâtir une synthèse construite en descendant afin de parvenir à la meilleure intelligence des formes que nous avions sous les yeux. Prenant comme base le bâti structural nous avons étudié la mise en place du réseau hydrographique et les étapes de l'élaboration du modelé en tenant compte, pour ce dernier, du concours apporté par les climats semi-arides prè-glaciaires et par les climats humides et froids puis secs et froids de l'époque glaciaire. Les phénomènes complexes de la zone côtière ont été à leur tour pris en considération.

Notre enquête sur le terrain a buté sur de nombreuses difficultés. Les plus graves ont été celles qui concernaient l'accès, la végétation, le climat et le manque d'affleurements de roche fraîche. Le problème de l'accès tient à la pénurie en routes carrossables ce qui exige d'épuisants déplacements dans un pays qui reste extrêmement découpé, presque impossible à parcourir, en dehors des sentiers, quand les fougères atteignent leur plein développement. Ainsi la seule époque relativement favorable pour la recherche se réduit-elle à quelques semaines à la fin de l'hiver et au début du printemps, époque pendant laquelle les formes du relief restent presque à nu. Nous ne nous attarderons pas sur les inconvénients du climat : l'humidité et la pluie sont trop normales en Pays Basque pour que cet état de choses puisse être considéré comme un obstacle si l'on a décidé de faire de la géomorphologie dans la région. Quant à la rareté des affleurements elle était aussi connue d'avance et il fallait bien des fois s'y résigner. Heureusement quelques routes nouvelles avaient ouvert des tranchées à flanc de coteau. Nous y avons trouvé quelques une de nos meilleures données morphologiques.

Toutes ces difficultés furent compensées par le chaleureux accueil que nous avons reçu et l'aimable collaboration dont nous avons bénéficié aussi bien en France qu'en Espagne. En premier lieu, nous voulons remercier tout particulièrement Monsieur le Doyen Louis Papy d'avoir bien voulu nous recevoir à nouveau à la Faculté des Lettres et Sciences Humaines de Bordeaux. La déférente obligeance dont il a usé à notre égard nous a infiniment touchés. Monsieur Henri Enjalbert, Directeur de l'Institut de Géographie de Bordeaux a bien voulu accepter d'être le rapporteur de ce mémoire. Il nous a accompagnés sur le terrain et nous lui en exprimons la plus vive reconnaissance. Les remarques, conseils et critiques qu'il n'a cessé de nous prodiguer nous ont été précieux. Il a bien voulu contrôler la mise au net de ce mémoire, ce dont nous lui sommes particulièrement obligés. A Monsieur Pierre Barrère nous sommes redevables des directives qu'il nous a maintes fois données et des opportunes objections qui ont orienté notre travail. Monsieur Georges Viers a eu l'obligeance de nous procurer les photographies aériennes de la zone frontière. Aux professeurs de l'Institut de Géographie et au personnel administratif nous devons des encouragements multiples et plus encore le secours de leur amitié. Que Madame M.F. d'Avezac de Moran, Mademoiselle A. Bugat et Monsieur J. Menault qui ont assuré la présentation cartographique, que Messieurs A. Faure et Cambot qui ont pris en charge la documentation photographique veuillent bien trouver ici le témoignage de notre gratitude et reconnaître la part qui leur revient dans ce modeste travail à l'achèvement duquel ils ont tant contribué.

Notre dette de gratitude ne s'arrête pas là. Au-delà de la

frontière nous avons trouvé parmi nos confrères espagnols et dans quelques organismes publics et universitaires une franche collaboration. Nous voudrions assurer de notre plus vive reconnaissance notre ami José Juan de Iraola, géologue espagnol, qui a bien voulu joindre son enthousiasme au nôtre pour la recherche sur le terrain et qui a eu l'obligeance de nous faire accéder à sa documentation guipuzcoane. A Monsieur Alfredo Floristan, Directeur de l'Institut de Géographie de l'Estudio General de Navarra, qui nous a honoré de son amitié et s'est dévoué pour nous rendre service. A Monsieur le Directeur de l'Institut Cartographique et Photogrammétrique de l'Armée de l'Air qui nous a autorisés à utiliser les levées aérophotogrammétriques qui nous ont servi de base pour toute notre cartographie morphologique. Que le groupe des Ciencias Naturales Aranzadi de San Sebastian ainsi que l'administration du Puerto de Pasajes soient remerciés ici pour leur précieuse collaboration documentaire.

A Monsieur Jean Hazera, Directeur de l'Institut français de San Sebastian qui, le premier, nous a accueillis en Pays Basque et qui nous a introduits auprès des chercheurs espagnols, nous voulons exprimer nos chaleureux remerciements. Enfin nous voudrions remercier tout particulièrement Monsieur Henri Terrasse, Directeur de la Casa de Velasquez à Madrid d'avoir facilité notre travail en nous acceptant parmi le groupe des universitaires français résidant à la Casa Velasquez.

A l'origine de ce travail, nous devons mentionner la bourse d'études qu'a bien voulu nous accorder le Gouvernement français, la bourse de voyage que nous a offert le Conseil Supérieur des Bourses de notre Université et le détachement que le Conseil de l'Université du Chili nous a concédé pour deux années. Que le Ministre de l'Education, Monsieur Juan Gomez Millas, le Recteur de l'Université du Chili, Monsieur Eugenio Gonzalez Rojas et le Doyen de la Faculté de Philosophie et Education Monsieur Julio Heisse Gonzalez ; ainsi que les autorités culturelles de l'Ambassade de France au Chili veulent bien recevoir ici le témoignage de notre sincère gratitude.

Nous voudrions honorer aussi dans ces quelques lignes

nos collègues de l'Institut de Géographie de l'Université du Chili à Santiago et tout particulièrement les cartographes Mesdames Amparo Iranzo et Raquel Muñoz qui ont pris pour eux la lourde tâche de préparer en vue de l'imprimerie les documents cartographiques de ce travail. Nous désirons aussi évoquer le concours de nos amis de l'Université Catholique de Valparaiso : Monsieur le Recteur Arturo Zavala Rojas, Monsieur le Doyen Hector Herrera Cajas et nos collègues qui nous ont tant soutenus et encouragés.

Bien qu'il n'ait pas eu une intervention directe dans l'élaboration de cette étude, nous ne pourrions pas omettre le nom de Monsieur Jean Borde, ancien Directeur de l'Institut de Géographie de l'Université de Santiago du Chili. A côté de lui pendant les longues randonnées dans la Cordillère des Andes, nous avons pris le goût de la morphologie, tout en étant honoré par son amitié. Ce travail lui est dédié en témoignage de la grande affection que nous lui portons

PREMIERE PARTIE

LE SECTEUR COTIER

□

I - LE CHAINON TERTIAIRE CÔTIER

Les grandes surfaces planes, monotones et sablonneuses de la lande gasconne et les vertes collines du flysch de l'Adour, sont remplacées au Sud de la Bidasoa par un paysage qui devient brusquement montagneux Déjà, depuis Ondres les montagnes basques imposent leur présence, d'abord par le profil vigoureux et bleuté de la Rhune puis par les sommets plus modestes de la côte : Jaizquibel, Ulia, Igueldo. La mer, que la route suit de façon continue depuis Biarritz, cesse d'accompagner le voyageur quand il franchit la Bidasoa. Une barrière escarpée s'interpose. Mais de temps à autre elle laisse accéder les eaux de l'Atlantique à la dépression intérieure, à travers des goulets tortueux (Pasajes) ou des ouvertures plus vastes (San Sebastian). Ces pénétrantes marines abritent des centres urbains à l'activité intense.

Limité par deux fleuves, la Bidasoa au Nord-Est et l'Urumea au Sud-Ouest, le littoral qui nous occupe est tout en montagnes Les caractéristiques propres de ce remarquable chaînon côtier naissent d'une combinaison originale de la structure et des actions érosives ; à chacune de ces composantes nous essaierons d'attribuer la part qui lui revient dans le paysage.

A LES ANTECEDENTS STRUCTURAUX.

1. UN DISPOSITIF LONGITUDINAL DERANGE A L'OUEST.

La caractéristique fondamentale des monts tertiaires de la côte est la disposition monoclinale des calcaires et des grès calcarifères d'âge éocène dont elle est formée. Ces matériaux dont l'épaisseur a été estimée à 1.300 mètres par Mr. Gomez de Llarena, constituent une masse relativement rigide affectée par une flexure à grand rayon de courbure (fig.3). Sur une vingtaine de kilomètres on passe d'une inclinaison Nord-Ouest faible : 15 à 25° aux alentours du Cap Higuer, à des pendages qui, peu à peu deviennent plus accentués : 30 à 45° Nord-Nord-Est entre le sommet du Jaizquibel et le Mont

Charticun, 70° Nord près de Pasajes, puis des couches subverticales Nord-Nord-Est aux monts Ulia et Igueldo. A l'embouchure de l'Urumea, ces brusques changements de direction donnent naissance à un dispositif en festons (1) tandis qu'au Nord-Est les faibles pendages de Fuentarrabia ont une structure moins tourmentée. Au cap Higuer le massif disparaît et en fait plonge en mer. Les bas-fonds océaniques appelés plateau de Saint-Jean-de-Luz, ne sont que le prolongement vers le Nord du chaînon tertiaire du Jaizquibel qui s'est enfoncé sous les eaux.

En fonction de ce dispositif d'ensemble on peut distinguer un secteur d'architecture simple, à pendages plutôt discrets, au centre et au Nord-Est et un secteur, situé au Sud-Ouest, caractérisé par une armature à dominante verticale.

a. Le Centre et le Nord-Est.

En Pays Basque français le passage du relief montagneux à l'avant-pays, coïncide avec le passage graduel des séries sédimentaires anciennes de la Rhune aux séries de plus en plus récentes du secteur côtier. En fait, cette succession s'effectue à travers d'importants accidents : fractures, affaissements, failles renversées vers les fosses marginales, ce qui donne une côte d'influence tectonique directe, géologiquement jeune (2). Ces caractéristiques restent en grande partie valables, au Sud de la Bidasoa, dans le secteur espagnol, mais la remontée flandrienne des eaux marines a submergé une grande partie du massif calcaire nummulitique créant entre les deux secteurs une rupture brutale accentuée par la coupure transversale profonde de la Bidasoa et par l'avancée en mer du Cap Higuer Cette zone de structure monoclinale aux couches légèrement inclinées est à l'origine d'un paysage vigoureusement disséqué par les puissants processus d'érosion antéflandriens puis remblayé lors de la transgression flandrienne.

- - - - -

(1) - LAMARE, P. : *Rech.géol.Pyr.Basques d'Esp.*, 1936, Thèse p.62 et GOMEZ de LLARENA, J. : *Obs.géol.flysch Guip. (I)*, 1954, p.23.
(2) - VIERS, G. : *Pays basque français et Barétous*, 1960, Thèse, p.515-517.

b. Le Sud-Ouest.

La Concha de San Sebastian résume les caractères marquants des déformations structurales qui affectent les couches tertiaires du chaînon littoral. Nulle part ailleurs on ne découvre autant de changements de direction concentrés en un si petit espace, nulle part ailleurs les pendages n'atteignent de si fortes valeurs. La position subverticale est presque constante, les directions Nord-Nord-Est au Mont Ulia, Nord-Nord-Ouest au Mont Urgull, Ouest au Mont Igueldo esquissent un arc complété en cercle rudimentaire par la baie de la Concha (phot.I). Il n'existe à notre connaissance aucun sondage, ni aucune étude gravimétrique qui puisse nous informer de la structure profonde de ce secteur. Par ailleurs, l'Océan et l'Urumea ont modifié la physionomie originelle de cette partie de la côte. Peut-on, dans ces conditions, s'aventurer à la recherche d'une explication ? L'hypothèse proposée ci-dessous aura du moins le mérite de mettre en lumière les données du problème.

L'ampleur de la baie de Saint-Sébastien et les multiples coupures du relief côtier pourraient être en rapport avec un dôme ou un rebroussement d'axe semblable à ceux qui apparaissent en bordure du massif ancien. Dans sa montée le dôme, à noyau triasique, aurait fait éclater sa voûte l'érosion se chargeant ensuite d'approfondir les coupures côtières et d'évider le dôme. Ces conjectures s'appuient sur les données structurales voisines : repli périclinal de Martutene et brachyanticlinal de Recalde-Hernani qui sont relativement indépendants de l'écaille de Bolunza (3). Elles tiennent également compte du style général des accidents courts et brutalement ramassés qui affectent les matériaux sédimentaires de tout le secteur. Mais c'est sous bénéfice d'inventaire que nous supposons l'existence d'une déformation crypto-structurale transverse à laquelle les couches plastiques du flysch auraient réussi à s'adapter alors que l'Eocène, plus rigide aurait réagi en fonction d'une tectonique cassante.

- - - - -

(3) - LAMARE, P. : *Thèse*, p.65.

PLANCHE I

BAIE DE LA CONCHA - SAN SEBASTIAN

Vue prise du Mont Igueldo vers l'Est.
A gauche s'alignent l'île de Santa Clara (A1), le Mont Urgull (B2), le Mont Ulia (B3) et, au dernier plan, le Jaizquibel (C4). Santa Clara et Urgull illustrent la forte inclinaison des couches de grès calcaires nummulitiques et le caractère abrupt de la côte. Vers le centre de la photographie, le tombolo de San Sebastian. A l'arrière, le col de Gainchurrizqueta (85m., D5) et le couloir Irun-San Sebastian creusé dans le flysch crétacé. A la même hauteur à droite (en suivant l'abscisse 5) on reconnait les restes du glacis villafranchien recoupé par l'Urumea. Au-dessus de cette surface, le massif calcaire de San Marcos (E4) y de Choritoquieta (F4). A l'arrière plan, les sommets granitiques de Peñas de Haya (832m, G6). Vers la droite, les profils projetés des serres qui semblent const tuer une ancienne surface d'érosion du massif des Cinco Villas.

2. UNE ENERGIQUE MONTEE VERS L'INTERIEUR : L'ABRUPT ANACLINAL.

Un abrupt qui atteint presque 300 mètres de dénivellation dans sa partie centrale domine au Nord-Ouest, le couloir Irun-San Sebastian évidé dans les couches molles du flysch crétacé et large de 3 à 5 kilomètres. L'abrupt marque la limite Sud-Est de la haute crête côtière, ainsi que la brusque et totale disparition des couches de la série tertiaire. Pour trouver une explication satisfaisante à ce phénomène, il faut rappeler les caractéristiques que présentait le pays antérieurement aux mouvements tectoniques qui ont mis en place les diverses unités structurales.

Dans le massif paléozoïque de Cinco Villas, en direction de la mer, le dispositif structural fait apparaître une succession normale de terrains de plus en plus modernes. Ce dessin d'ensemble est dû au fait qu'après avoir émergé pendant le Lias (4), ce massif a dominé totalement la paléogéographie du Pays Basque. Les sédiments qui se sont déposés dans la cuvette cantabrique sont de plus en plus épais et se situent à une profondeur de plus en plus grande vers l'Ouest (5), tandis que les facies littoraux apparaissent dans la zone marginale.

Ainsi, sur la bordure Nord-Ouest du massif ancien, le Jurassique se trouve réduit à quelques noyaux isolés et sporadiques et le Crétacé présente une grande variété de facies en même temps que des couches d'épaisseur très variables (6). Aucun témoignage ne nous permet de démontrer qu'il en est de même pour les grès éocènes si ce n'est l'opinion du R.P. Ruiz de Gaona (7) qui apporte la preuve des caractères nettement littoraux de la faune nummulithique. A la lumière de cette indication, nous pouvons imaginer que, dans cette zone, les faciès littoraux des bordures, loin de disparaître, s'accentuent comme cela se produit plus à l'Ouest, où les caractéristiques sédimentaires dénotent une érosion plus vigoureuse

- - - - -

(4) - LLOPIS LLADO, J. : *Probl. tech. alp., 1950*, Actas I, Cong. Est. Pir., p.55.
(5) - SOLE SABARIS, L. : *Esp. Geog. Fis.*, T. I, 1952, p.305.
(6) - LAMARE, P. : 1936, Thèse, p.91.
(7) - RUIZ DE GAONA, M. : *La fauna ppalmente num.*, 1948, Inst. L.Mallada, p.154.

des secteurs plus élevés et sans doute des déformations orogéniques plus intenses que celles du Crétacé supérieur (8). L'épaisseur et la plasticité sont les caractéristiques sédimentaires et lithologiques d'une grande partie des matériaux déposés dans la cuvette cantabrique. Elles déterminent son comportement durant les mouvements orogéniques du Tertiaire. La subsidence du bassin sédimentaire ou le soulèvement isostatique qui affecte le môle primaire pendant l'orogénie pyrénéenne impose aux bordures du massif paléozoïque un mouvement de flexure qui, timidement esquissé au Nord-Est, se précise et s'accentue à mesure que nous avançons vers le Sud-Ouest. Il n'est donc pas étonnant que les meilleurs témoins de cette flexure continentale se trouvent au Nord-Est de la pointe de Mompas et aux alentours de Chimisterri, immédiatement au Sud-Ouest du Mont Igueldo.

Dans les zones les plus éloignées, le déplacement des blocs de la structure profonde crée un simple mouvement de flexure qui soulève et tord les sédiments secondaires et tertiaires, leur donnant la position monoclinale que nous connaissons ; par contre, aux alentours du massif paléozoïque où se produisent les plus grandes tensions, la masse du flysch plastique et épais se plisse en accordéon tandis que les sédiments supérieurs, plus rigides mais de puissance faible, se brisent engendrent un ensemble de blocs disloqués. Les profondes anomalies et les transformations locales qui affectent le flysch du couloir Irun-San Sebastian : replis aigus, décrochements de Fuentarrabia, extrusions de caractère diapirique du calcaire du crétacé inférieur dans le Flysch cénomanien (9), apparition entre Gainchurrizqueta et Recalde de brèches de friction comprenant des calcaires du crétacé inférieur (10) sont les signes qui traduisent clairement la violence des tensions et des pressions que supportent les sédiments ; pour ceux-ci il faudra d'ailleurs tenir compte des déformations intraformationnelles propres au flysch.

- - - - -

(8) - Rat.P : *Les pays crétacés basco-cantabriques* - 1959 Thèse p.495.
(9) - LAMARE, P. : ouvr. c.té - 1936. pp. 62-63.
(10) - GOMEZ de LLARENA, J. : *Obs. geol.* (I), 1954, p. 26, fig.8.

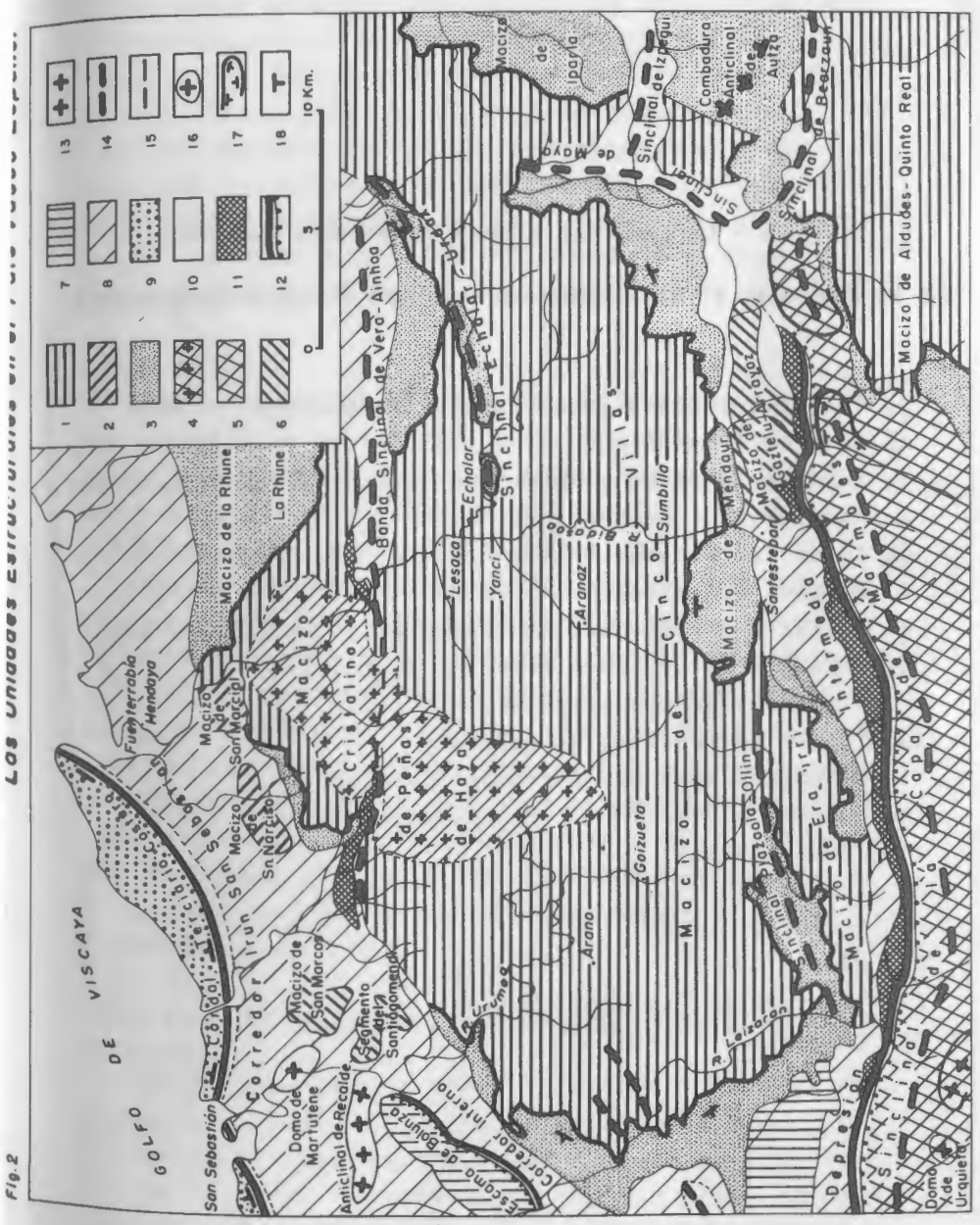


Fig. 2 — Les Unités Structurales du Pays Basque Espagnol

Fig.2 - Les unités structurales des bassins de la Bidasoa et de l'Urumea. (Pays Basque Espagnol).

I. Terrains paléozoïques, massifs hercyniens.
2. Massifs satellites.
3. Auréole de grès, psamites et argillites du Permo-Trias.
4. Massif granitique.
5. Nappe des Marbres.
6. Massifs calcaires.
7. Terrains jurassiques et liasiques et écaille de Bolunza.
8. Flysch nord-pyrénéen évidé en couloir.
9. Série éocène monoclinale.
IO. Faciès germaniques et ophites.
II. Mylonites et zones fortement fracturées.
I2. Contact anormal et lèvre chevauchante.
I3. Anticlinaux.
I4. Synclinaux.
I5. Synclinal pincé.
I6. Dôme.
I7. Terminaison périsynclinale.
I8. Pendages.

Canalisée entre deux ensembles relativement homogènes, la vigoureuse phase d'érosion mio-pliocène qui se produit postérieurement aux mouvements orogéniques pyrénéens, a trouvé dans la masse des blocs fracturés un ensemble facile à démolir ceci d'autant plus que le niveau de base était proche et fortement déprimé. C'est durant cette phase érosive, que disparaissent non seulement les grès tertiaires qui très probablement auréolaient le massif de Cinco Villas, mais encore une portion considérable du flysch sous-jacent. C'est aussi le moment où se définissent les grandes unités du relief.

B. LE RELIEF.

Chaînon structural étroit et allongé. topographie abrupte qui se précipite dans la mer, petite montagne entaillée de ravins à sec, massif pittoresque et peu humanisé, voici les traits fondamentaux qui donnent au Jaizquibel une personnalité géographique vigoureuse et clairement définie.

Chaînon structural avons-nous dit: en effet, les traits les plus caractéristiques de la morphologie du secteur côtier est en étroite relation avec la structure: le profil dissymétrique, le revers en chevrons, l'abrupt frontal, son aspect de crête étirée du Nord-Est au Sud-Ouest, affaissée aux extrémités, sont des caractéristiques qui trouvent leur explication dans les données structurales. Seul l'abrupt anaclinal échappe à cette mise en parallèle. Son évolution se trouve liée très tôt aux phénomènes qui ont modelé l'évidement de la zone du flysch, elle est aussi en rapport, naturellement, avec les variations du niveau de base.

1. UN ABRUPT ANACLINAL BIEN DEGAGE: LA CORNICHE DU JAIZQUIBEL.

Du côté atlantique, le modelé du versant et la valeur des pentes se calquent sur le dispositif des couches du macigno. Le revers côtier est toujours structural ou substructural, tandis que du côté de l'abrupt intérieur, la pente recoupe perpendiculairement l'affleurement des couches nummulitiques. C'est pourquoi son profil prend, sauf exceptions de détail, une

forme d'abord rectiligne, puis concave à la base, d'une valeur approximative de 30-32°. Vu depuis le couloir Irun-San Sebastian, le front du Jaizquibel a l'allure d'un mur continu couronné par une crête ininterrompue, à peine soulignée par les traînées blanches de quelques couches de macigno (Phot.II). Dans cet abrupt s'inscrivent des couloirs secs et larges, en fond de berceau, qui suivent fidèlement la ligne de plus grande pente. Entre eux apparaissent des dos d'interfluve et des replats structuraux feutrés par les débris ; l'ensemble, d'apparence plutôt massive descend régulièrement et s'achève par une large courbe boisée qui raccorde l'abrupt au fond ondulé de la dépression où apparaissent, en abondance, la verdure des prairies et les activités humaines.

2. UN REVERS DE CRETE QUI S'ENFONCE DANS L'ATLANTIQUE

Du côté cantabrique la mer est à sa manière l'équivalent du couloir intérieur. Là, fourmillent les petites embarcations de pêche, peintes en bleu. La côte vit au rythme monocorde des petits bateaux à moteur qui se déplacent constamment entre Fuentarrabia et San Sebastian. Sur la terre ferme, en dehors de la présence discrète de la «Guardia Civil», sentinelles infatigables dans leurs postes stratégiques, les seules notes d'activité humaine sont données par quelques champs situés sur des replats peu nombreux et par les pins, les uns serrés en bosquets d'un vert profond, les autres brûlés et desséchés comme des squelettes dressés ; d'autres, enfin, abattus, blancs et ronds, comme de grands crayons empilés, prêts à partir pour les usines de pâte à papier.

Dans ses caractères lithologiques, le versant atlantique est un monde original où alternent chevrons et profonds ravins. Les ruisseaux qui descendent vers la mer ont exploité patiemment les diaclases et les plans de discontinuité ; ils ont déblayé les couches schisteuses, ce qui a provoqué la naissance de nombreux chevrons. Ces derniers, semblables à des carreaux superposés, tapissent le versant structural. Leur épaisseur est fonction de celle de la couche de grès qui constitue les chevrons et du caractère plus ou moins schisteux des

PLANCHE II

LE CHAINON TERTIAIRE DE JAIZQUIBEL.

Photographie prise des versants du brachyanticlinal de San Narciso vers le Nord-Ouest. Au premier plan la surface ondulée du couloir Irun-San Sebastian qui suit la route nationale n° 1 (abcisse 1). La route qui sort en biais mène à Oyarzun. A droite, les bâtiments militaires de Ventas d'Irun (A2). Le chaînon côtier présente son aspect typique d'échine allongée, rabotée aux extrémités. Au niveau de l' Ermitage de N.D. de Guadalupe (B3) il se produit une brusque descente de hauteur en liaison avec une sensible diminution des pendages, la proximité du niveau de base et le probable changement en faciès plus gréseux et moins bien cimentés. Tout le long de l'abrupt, pentes raides, ravins rectilignes, interfluves estompés, le tout passant d'une manière imperceptible à la surface du glacis.

couches qui lui servent de base. Depuis le sommet jusqu'à la mer se succèdent des chevrons aux revers feutrés de débris de grès rectangulaires et d'une matrice argilo-sablonneuse et noire. De temps en temps, la roche apparait à nu, grise, curieusement trouée d'alvéoles.

Chevrons et ravins sont loin d'être réguliers et d'occuper toute l'extension du chaînon côtier. Une première zone Higuer-Jaizquibel où dominent les plans structuraux, les grands chevrons et les ravins assymétriques est suivie d'une zone Jaizquibel-Charticun où les chevrons plus petits se succèdent de la crête à la mer de façon régulière, laissant entre eux des ravins rectilignes et courts (figure 3). A l'Ouest de Charticun la morphologie intimement liée aux variations de la structure accuse immédiatement la déformation en «hog-back» des couches de macigno. Les chevrons disparaissent, remplacés par un modelé en coulisses fait de barres parallèles à la côte mais dont les extrémités pointent sur les golfes et s'enfoncent vertigineusement dans l'Océan. Dans le détail on peut noter des glissements de grandes plaques de grès.

3. LE MODELE DE DETAIL.

a) Alvéoles, «pains de soldats» et «nids d'abeille» dans le macigno nummulitique.

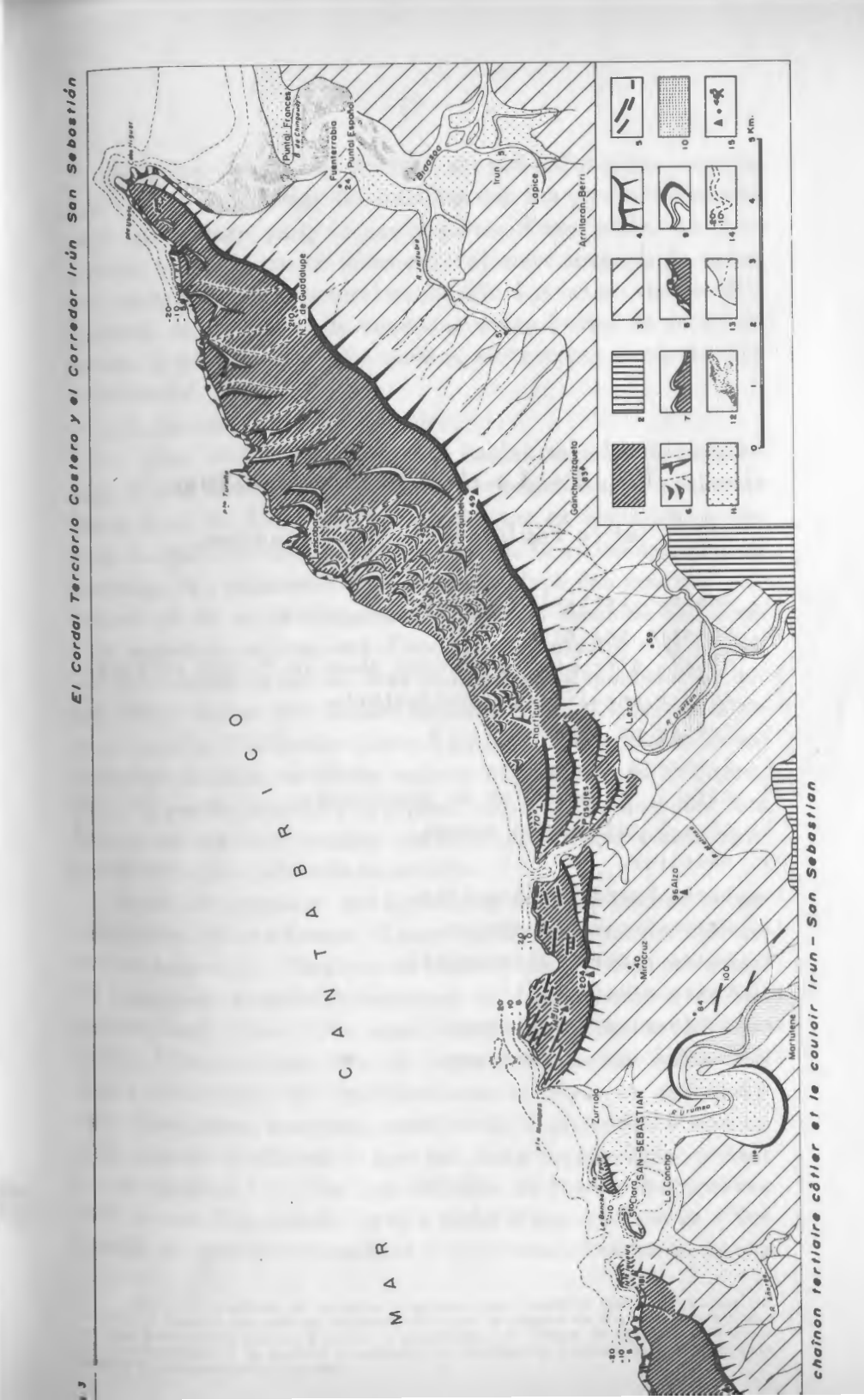
Dans la ria de Pasajes même l'observateur non averti est intrigué par la présence d'innombrables cavités semblables à celles du gruyère. Logées dans une couche de grès jaunâtre à ciment calcaire, elles sont disposées sur des bancs fortement inclinée. Le nom de «taffoni» vient immédiatement à l'esprit mais, réflexion faite, il apparait que la roche n'est pas cristalline, ni le profil caractéristique. Ces alvéoles qui peuvent atteindre 30-40 centimètres de diamètre constituent un type particulier de modelé lié, à ce qu'il semble, au contexte lithologique et à un type de roche, le macigno. Celui-ci est formé de grains de quartz non arrondis, unis par un ciment calcaire et plus ou moins mélangés à d'autres éléments détritiques tels que le mica. Sa disposition structurale, non dérangée par la tectonique, est ordinairement horizontale bien que de nom-

breux secteurs présentent un faciès à structure entrecroisée mise en relief par l'action de la déflation éolienne (11). Dans l'espace, les alvéoles apparaissent en relation avec des bandes de cimentation inachevée, des plans de discontinuité, des convergences de diaclases ou des lignes d'intersection de plans de discontinuité et de diaclases. D'autres enfin paraissent n'obéir à aucun antécédent particulier. Si les alvéoles se situent presque toujours sur la face abrupte des chevrons, donc « sous le Vent », même quand ceux-ci s'enfoncent dans la mer, on les rencontre également, bien que mal conservés, sur les revers structuraux quand la roche apparait à nu. Ceux qui se situent sur la verticale ont un profil concave, ceux qui sont sur les revers, au Vent, présentent au contraire un fond plat occupé quelquefois par les eaux de pluie ou par une terre végétale sablonneuse et noire à laquelle s'accroche une végétation rabougrie d'ajoncs et de fougères. Dans la zone qui subit constamment l'action de la mer apparaissent, disséminées dans le macigno et situées à l'extrémité opposée des alvéoles, des boules, ovales ou circulaires, semblables à un ballon de rugby ou à un « pain de soldat ». Elles peuvent atteindre 20 à 30 centimètres de diamètre et sont parfois gainées d'une couche d'oxyde de fer. Ces boules en pains de soldat formées des mêmes matériaux que la couche gréseuse environnante (12) représentent un véritable fossile qui caractérise ce que les géologues ont appelé « l'étage des boules » (Eocène).

Il nous reste à signaler un élément moins fréquent mais toujours pittoresque : les « nids d'abeille », cavités minuscules que la déflation éolienne a sculptées dans les zones de cimentation inachevée.

- - - - -

(11) - Gomez de Llarena, J ; *Obs.geol.*, *I*, 1954, p:21.
(12) - Une analyse comparée des lames minces ferait apparaître sûrement les différences pétrographiques et structurales qui expliquent leur comportement inégal. Quant à leurs origines Mr P. Rat estime que c'est le résultat d'un mouvement régressif qui aurait eu lieu pendant l'éocène supérieur.



El Cordal Terciario Costero y el Corredor Irún San Sebastián

chaînon tertiaire côtier et le couloir Irun - San Sebastian

Fig. 3 - Le chaînon tertiaire côtier et le couloir Irun- San Sebastian.

I. Chaînon tertiaire côtier.
2. Massifs calcaires.
3. Glacis d'érosion développé dans le flysch crétacé.
4. Abrupt anaclinal du Jaizquibel.
5. Crêtes et barres.
6. Chevrons et ravins.
7. Côte à "fronton" et en coulisses.
8. Côte à falaise et rampe.
9. Méandres.
IO. Basse terrasse alluviale.
II. Remblaiement flandrien.
I2. Fonds sableux d'estuaire.
I3. Cours d'eaux.
I4. Courbes bathymétriques.
I5. Points côtés. Pendages.

Alvéoles, pains de soldats et nids d'abeilles coexistent (13) ce qui permet de constater que les premiers forment, pour une grande part, la contre-partie d'une boule. Sur les abrupts raides, à patine noire et localement couverts de mousse, aucun élément structural ne justifie à première vue les différences de couleur et de consistance des formes de détail du terrain. Quelques coups de marteau mettent ces particularités en évidence.

b) Paléoformes et formes actuelles.

Les nids d'abeilles et les boules en relief correspondent à des formes actuellement fonctionnelles. La «galerna» (vent local du Nord-Ouest) les maintient en évolution active dans la zone des embruns et des marées. Les alvéoles sont, au contraire, un phénomène fossile. La surface des couches gréseuses où ils se développent et l'intérieur même de ces alvéoles apparaissent couverts d'une couche grisâtre d'altération qui peut atteindre un ou deux millimètres d'épaisseur et qui est rèche comme une feuille de toile émeri. La présence de cette couche d'altération jointe à un tapis discontinu de mousses et de lichens, de débris rocheux et de sable qui se logent dans la partie intérieure indiquent que les alvéoles sont des formes mortes. Leur origine trouverait difficilement une explication dans des phénomènes actuels.

Avant de proposer une hypothèse sur leur genèse et sur l'évolution de ces formes, il nous parait nécessaire d'insister sur un aspect que l'analyse du modelé laissait déjà entrevoir. De nombreux alvéoles proviennent de façon évidente du fait qu'une boule s'est vidée sous l'action de l'érosion différentielle. D'autres sont liés de façon indiscutable à des éléments structuraux tels que diaclases et plans de sédimentation. Les autres manquent, semble-t-il, d'antécédents structuraux connus. Quelle est la part qui, dans cet ensemble, revient à ces derniers ? Il n'est pas difficile de fournir des preuves pour le cas d'un alvéole formé à partir d'une diaclase ou d'une couche à cimentation inachevée ; par contre, lorsque la cavité

- - - - -

(13) - On peut effectuer un excellent parcours pour observer ces phénomènes, en prenant le sentier qui part du kilomètre 18,3 sur le chemin de Fuentarrabia à Pasajes par Jaizquibel : laisser à droite le monument à la Vierge de Guadelupe et avancer en direction de la maison abandonnée de Gastérias. Laisser la maison à main gauche et avancer jusqu'à la mer.

n'a pas d'antécédents structuraux visibles faut-il forcément en déduire qu'il y avait là une boule ? Oui, dans la mesure où l'étage des boules garde le monopole de ces cavités. Mais cette constatation n'exclut pas d'autres possibilités : les mêmes processus qui ont délogé les boules et laissé à sa place un alvéole, ont pu exploiter d'autres points faibles (affleurements riches en mica, amygdales du faciès lenticulé) et engendrer à partir de ces données des formes similaires (14).

Phénomènes particuliers étroitement liés au macigno, à la faiblesse des lignes de sa structure et à la présence de boules, phénomène actuellement fossile, les alvéoles sont à notre avis les manifestations d'activité d'un climat différent du climat actuel et plus efficace que celui-ci. Les travaux de M. H. Enjalbert et de Mr G. Viers ont démontré en Aquitaine et en Pays Basque français l'existence d'une phase froide et sèche avec de grands vents d'Ouest pendant le Pléistocène supérieur. Ces vents d'Ouest étaient à l'occasion des vents de neige (15). Ils ont affecté tout particulièrement la région littorale des montagnes du Pays Basque espagnol. On peut penser que cette neige qui restait accumulée sur les abrupts du chaînon côtier a constitué l'élément actif dans la genèse des alvéoles ; de basses températures faisaient éclater la roche sur les points faibles de la structure, créant ainsi la cavité initiale à partir de laquelle grâce à la neige retenue le futur alvéole allait se développer. L'action corrosive des différences de température et aussi les eaux de fonte de la neige provoquèrent l'altération du macigno dont le ciment calcaire était dissous. De plus, le mica qui absorbe l'humidité provoque sous l'action du gel par dilatation thermique ou par absorption de l'humidité des mouvements tangentiels et bouscule les cristaux voisins donnant ainsi naissance à une zone fragile plus étendue. De proche en proche, à partir de cette zone, l'alvéole se forme ; de façon évidente, il apparait comme n'ayant qu'un rapport éloigné avec la trame structurale originelle. Cependant la neige et le gel comme seuls facteurs des processus d'élaboration des alvéoles ne donnent pas entièrement satisfaction.

- - - - -

(14) - Rondeau, J. : *Rech. en Corse*, 1961, pp. 175-176.
(15) - Enjalbert, H. : *Les pays aquitains*, 1960, p. 281.

La forme et le profil des alvéoles restent incompréhensibles si l'on n'évoque pas la déflation éolienne. Les vents d'Ouest n'étaient des vents de neige que par exception et seulement en hiver et au printemps (16). Secs et violents en de nombreuses occasions, ils trouvaient sur leur passage des matériaux préparés par le cryoclastisme ou par l'action dissolvante des eaux de fonte des neiges. L'élimination de ces déchets par soufflage du sable devenait alors un processus banal. L'évolution des alvéoles se trouve suspendue lorsque ce climat froid et sec est remplacé par un autre plus humide et tempéré qui est celui de l'époque actuelle. Ce dernier s'impose semble-t-il dès le début de la transgression flandrienne. L'action des intempéries s'affaiblit. Incapable de poursuivre l'évolution commencée à la phase antérieure elle se borne à de : retouches superficielles. L'apparition d'une faible couche d'altération qui recouvre la roche, le développement des mousses et des lichens traduisent l'arrêt de l'érosion. A échelle réduite, la déflation éolienne se poursuit localement. De plus le travail des vagues continue à être actif. La déflation agit aux endroits où la texture de la roche et l'exposition favorisent ses activités : couloirs étroits qui concentrent le flux éolien, roche à cimentation très molle, etc... (17). Le travail des vagues apparait actuellement comme le plus actif mais il est limité à la zone qui subit l'action des marées et des vagues de tempête. Agissant sur la même roche, le résultat de son action est à l'opposé de celui que nous avons l'habitude de voir dans la zone subaérienne les boules, au lieu d'être vidées, restent en relief.

L'action érosive du gel et celle de la neige, si efficaces à ce qu'il semble dans l'élaboration des alvéoles, se sont attaquées aussi à d'autres particularités offertes par la structure, spécialement au riche réseau des diaclases verticales qui découpent en blocs rectangulaires les crêtes des chevrons et les versants des vallées assymétriques. Le résultat de cette érosion consiste en un élargissement des diaclases. De là l'intensité de cette érosion. Si ce découpage ne cesse d'attirer

- - - - -

(16) - Enjalbert, H. : *Les pays aquitains*, 1960, p.281.
(17) - Voir les photographies évocatrices que présente Mr Gomez de Llarena dans la Geografia Fisica. Enciclop. Labor., 1962, p.334.

l'attention dans une zone de tectonique calme comme c'est le cas du Jaizquibel, il est logique de penser que son action a été décisive dans les secteurs où le diastrophisme avait engendré des structures beaucoup plus brisées. Dans ces secteurs l'action érosive des eaux météoriques et celle de l'abrasion marine ont été particulièrement efficaces d'où il résulte que la montagne a été coupée transversalement. L'unité du chaînon littoral s'en est trouvée rompue. En dépit de quoi le relief du secteur côtier conserve dans toute la région une puissante personnalité.

C. LA COTE ET LES RIAS.

1. LA COTE ET LA MARGE CONTINENTALE.

Entre le Cap Higuer et Orio, la ligne du littoral parait en rapport direct et brutal avec la structure. C'est à peine si le modelé a été retouché par l'action de l'Océan. De là découle le caractère particulier de cette côte qui n'est qu'une montagne plongeant dans la mer. Ce trait la différencie nettement des tronçons basque-français et cantabrique qui l'encadrent. Cependant cette première impression doit être corrigée ou du moins nuancée, en raison des accidents transverses (abaissement du flanc; concentration des torsions, accidents cryptostructuraux) qui sollicitent l'action de l'érosion et provoque la dissection de la montagne.

A l'exception de ces accidents, le littoral présente une vigoureuse unité. La sonde descend rapidement aux environs de la côte sauf dans les zones proches des embouchures des fleuves. Il n'existe presque aucune solution de continuité entre le versant structural et le plan incliné sous-marin. Seuls quelques blocs détachés du versant et que la mer n'a pas réussi à détruire, s'appuient sur les bancs inclinés. Une rampe de quelques mètres de large qui se termine au pied d'un petit talus vertical délimite la zone d'oscillation des marées et d'attaque des vagues par temps de tempête. Des diaclases verticales ont été profondément creusées par la mer. Comme elles pénètrent perpendiculairement dans la montagne, elles renforcent le caractère abrupt du littoral

Le divorce entre cette montagne et la mer se manifeste quand l'inclinaison des couches s'accentue (Charticun-Iguel-

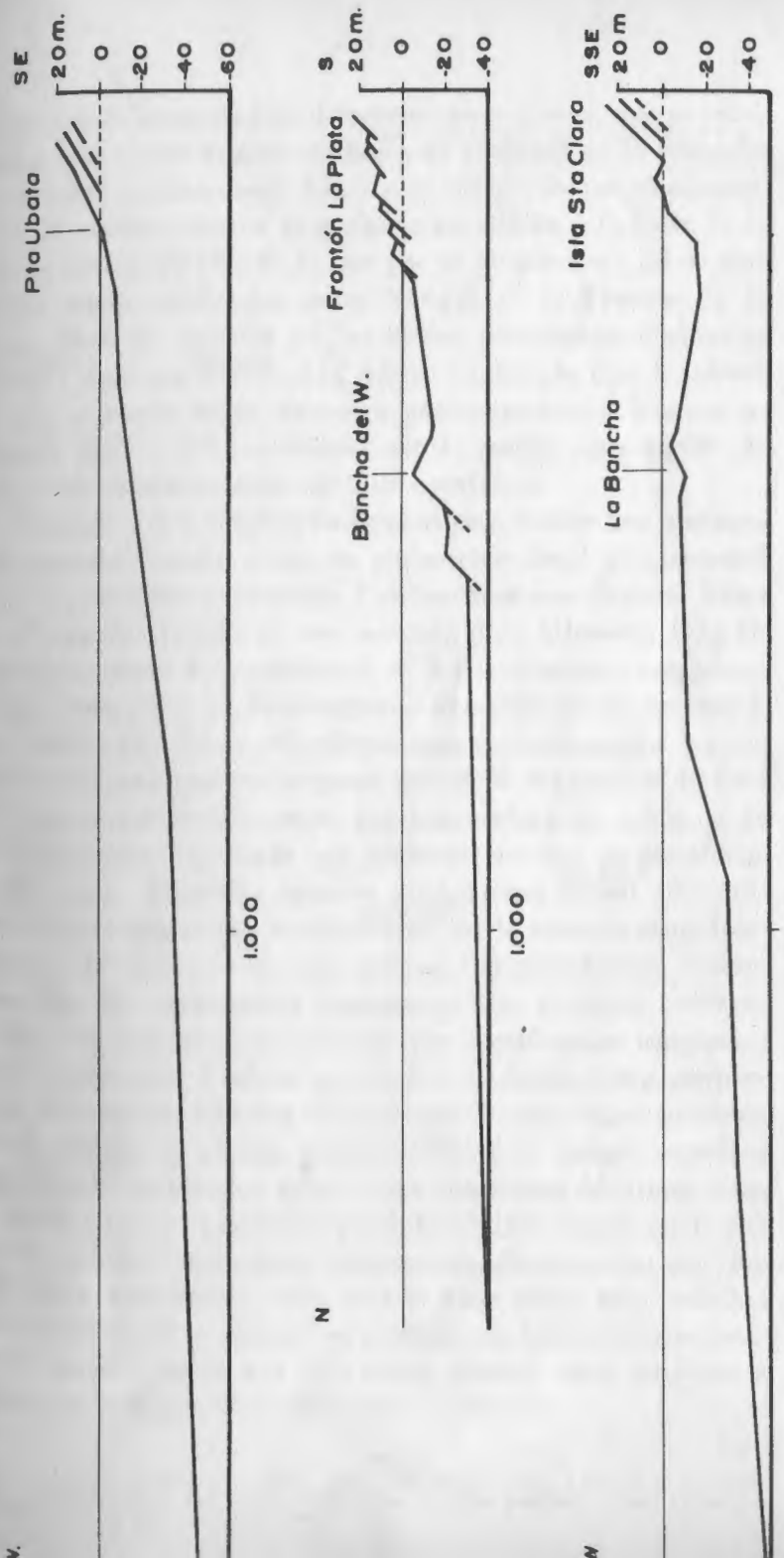


Fig 4 Tres Cortes Submarinos en la Costa del Cordal Terciario Costero

Coupe sous-marine le long de la côte du chaînon tertiaire côtier

do) et lorsqu'apparaissent d'énormes murs lisses, nus et rectilignes que la mer attaque de biais en profitant de la présence de couches schisteuses. Ainsi nait cette côte en coulisses, faite de couloirs étroits et profonds parallèles à la ligne de la côte et limités du côté de la mer par un simple mur ; ils se succèdent sans interruption entre Mompas et le Fronton de la Piata. Rien ne rappelle ici les belles plateformes d'abrasion rabotées dans les marnes de l'Albien ou dans le flysch crétacé et que la marée basse découvre généreusement à Motrico ou Zumaya (18). C'est seulement sur la marge sous-marine de cette côte qu'apparaissent de telles surfaces.

L'examen des courbes bathymétriques montre ces surfaces sous-marines comme étant un phénomène local et concentré dans les secteurs proches de l'embouchure des fleuves. Elles ne s'avancent jamais en mer au delà d'un kilomètre (Fig.4). Variables quant à la continuité et à l'inclinaison, ces plateformes marginales se développent à des profondeurs qui oscillent entre -10, -20 et -40 mètres approximativement. A cette profondeur, une rupture de pente montre la disparition du fond rocheux et son remplacement par une surface de sable ou de boue légèrement inclinée qui prolonge en mer la plateforme continentale. De petits couloirs sous-marins relient au continent les « talwegs » qui ont été noyés par la transgression flandrienne. L'existence de ces portions de plateformes d'abrasion dont les antécédents structuraux sont évidents relève-t-elle d'un fait fortuit ou a-t-elle une signification morphologique régionale ? Peut-on y voir les éléments d'une morphologie réalisée en fonction d'un niveau de base situé au moins à -25 mètres du niveau actuel ? (19). Ces formes ont-elles résisté à la destruction grâce à une couverture détritique mise en place par les eaux fluvio-glaciaires ? Une simple étude des profils jointe à certaines informations élémentaires sur les sédiments sous-marins sont loin de nous offrir une solution satisfaisante. Il se peut qu'en étudiant en détail certains secteurs envahis par la mer à la même époque, nous arrivions à obtenir un peu plus de lumière sur ce problème.

- - - - -

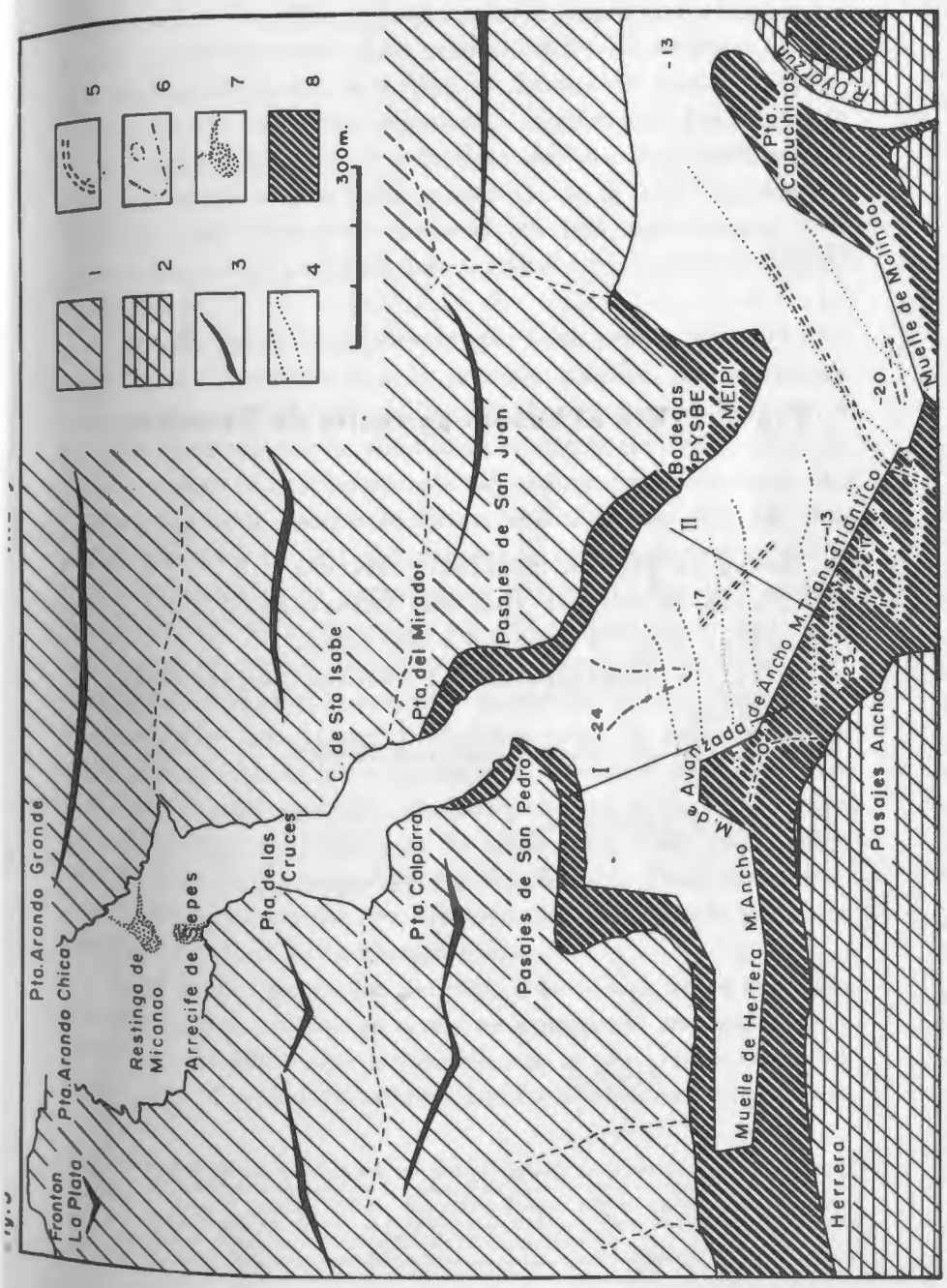
(18) - Gomez de Llarena, J. : *Obs. fisiog. lit. Guip.*, 1960, p.37, phot. 21 et 29.
(19) - Mem Pto. Pjes, 1937, 1941, 1942. Les sondages montrent le fond calcaire à 25 mètres face au port transatlantique.

2. PASAJES : LE CREUSEMENT DE LA RIA ET L'EVIDEMENT DU BASSIN PORTUAIRE.

L'invasion des reliefs côtiers par la mer flandrienne réalisa la submersion d'une topographie au sujet de laquelle nous sommes peu informés. Heureusement les travaux nécessaires à l'installation des chantiers du Port de Pasajes nous ouvrent une documentation locale d'un grand intérêt. Nous sommes ainsi renseignés à la fois sur la topographie fluviale préflandrienne et sur la nature des remblaiements postérieurs. Le fond du bassin portuaire dans le secteur des sondages (20) est formé par des bancs calcaires plus ou moins marneux orientés Est-Ouest et plongeant au Nord, c'est-à-dire conformes à la disposition générale des couches du chaînon côtier. Le premier élément qui attire l'attention est l'importance des dénivellations et la pente du talweg (fig.5). Face au quai Molinao une fosse allongée de -20 mètres de valeur absolue limitée par des versants rectilignes de près de 45°, marque le début d'un chapelet de cavités semblables séparées par des seuils bien définis. Ces cavités se poursuivent vers l'aval toujours décalées du côté du versant Sud : -17 mètres face à Pasajes Ancho; -24 mètres face au quai Transatlantique; -24 mètres à l'Est de Pasajes de San Pedro. Par ailleurs les sondages longitudinaux indiquent -13 mètres à la hauteur de Punta Capuchinos et -24 aux environs de Pasajes de San Pedro, 1.700 mètres à l'aval. Cela signifie que la dénivellation de l'ancien talweg descendait ici de 6 mètres par kilomètre. Les caractéristiques de la topographie indiquent que les eaux qui ont réalisé l'évidement exerçaient une forte activité sélective sur le lit rocheux. Cette affirmation est valable aussi bien pour les grès éocènes du goulet coupés en coup de hache que pour les différents types de calcaires que les eaux fluviales ont évidés pour aboutir au dégagement du vaste bassin portuaire de Pasajes. Mais une fois les eaux marines remontées, sur cette topographie tourmentée s'est étendue une couche de sables gris, de graves, de

- - - - -

(20) - Ces sondages effectués en 1940 intéressent le secteur Sud du bassin portuaire, le quai d'Avanzado d'Ancho et Punta Capuchinos avec une largeur moyenne de 300 mètres (le bassin portuaire a 500 mètres). Par la suite on a effectué en 1963 un nouveau groupe de sondages à l'extrémité supérieure du Bassin entre San Juan et Lezo.



Ria et bassin portuaire de Pasajes

Fig .5 - Ria et bassin portuaire de Pasajes.

I. Monts du chaînon tertiaire côtier.
2. Glacis du couloir Irun-San Sebastian.
3. Crêtes dans le macigno monoclinal.
4. Contacts stratigraphiques relevés par sondages.
5. Seuils.
6. Mouilles et courbes bathymétriques.
7. Barre.
8. Secteur construit.

petits morceaux de granit et de quartz roulés, le tout épais de 3 à 4 mètres (21). Ces sédiments de base grossiers s'opposent à une couche épaisse - elle peut atteindre 20 mètres - d'argiles jaunâtres, de boues molles et fluides de sables boueux, foncés, riches en restes organiques végétaux. A l'intérieur de cette couche épaisse s'intercalent parfois des lentilles de sable, d'argile et une forte proportion de graves (formées de craie, de quartzites et de diorites); ou bien, des niveaux d'argile sableuse où pullulent une infinité de minuscules coquillages (fig.6).

La forte pente longitudinale que nous avons déjà signalée nous incite à penser que la presque totalité des matériaux transportés par les eaux, à l'époque du creusement de la ria, a pu être expulsée sur la plateforme continentale; mais après la transgression ce mécanisme n'a pu continuer à fonctionner. Or, très vite à cette époque le fleuve ne transporte plus que des sédiments fins. Ce fait nouveau est la conséquence d'un profil à faible pente qui ne permet dans ce secteur que le transport des matériaux en suspension, mais il se peut aussi qu'il soit la conséquence d'un changement climatique qui aurait plus ou moins coïncidé avec la variation du niveau de base. Dans l'hypothèse d'un changement climatique dans le sens de types de temps plus humides et tempérés coïncidant avec la transgression flandrienne (22), l'adoucissement de la température aurait entraîné un progrès de la végétation, d'où une charge solide plus fine transportée par les fleuves. Dans notre secteur, l'Oyarzun dépose ses alluvions dans le bassin portuaire noyé par les eaux de la transgression.

A la même époque sur la côte, à la faveur de la remontée du niveau de base, la mer a mis en mouvement une masse considérable de sédiments accumulés sur la plateforme continentale. Rias et estuaires commencent à s'encombrer des premiers

- - - - -

(21) - [illegible] matériaux alluviaux ont été découverts sous les eaux marines. Sur la Nive, [illegible] remblaiement flandrien a fait disparaître les terrasses contemporaines de la glaciation jusqu'à Ustaritz (Viers, G., 1960, Thèse, p.504, fig.79). Dans la ria du Nervion les forages ont trouvé des sédiments alluviaux sous des couches épaisses de Flandrien (Hazera, J., La ria de Bilbao, 1956, p.181-82).
(22) - Mr H. Enjalbert pose le problème dans sa thèse, p.313 et suiv.

remblais des futures plaines de niveaux de base tandis que la mer entreprend son travail de régularisation du littoral en détruisant les accidents continentaux les plus exposés.

Victimes de ces processus des Temps holocènes, la ria et le bassin portuaire de Pasajes conservent actuellement leur qualité de port grâce à un long travail, ininterrompu et onéreux, de dragage (23) des dépôts qui en comblent le fond. A l'extrémité supérieure du bassin portuaire (Punta de Capuchinos) la basse mer laisse à découvert des sédiments gris, bruns et onctueux, slikke qui tapisse tout le secteur voisin de l'embouchure et finalement, toute la ria. Cette slikke est une vase constamment remaniée par la marée et creusée par la drague. En dépit des travaux d'entretien, la carte des profondeurs montre l'existence de zones critiques. L'une d'elles se situe entre les pointes de Arando Grande, Arando Chica et celle de Las Cruces. Le tracé en baïonnette qui caractérise le plan de la ria enregistre ici ses angles les plus aigus où entrent en conflit les influences des courants côtiers et celles des courants propres de la baie. Dans cette zone de conflit s'ébauche une barre représentée par la « Restinga » de Micanao et par celle qui prolonge vers le Nord les récifs de Sepes. Laissée à sa propre évolution, cette barre finirait rapidement par obstruer la sortie. En arrière il se produirait un envasement semblable à celui que l'on observe dans l'estuaire de la Bidasoa (Phot. III).

3 LA BIDASOA, UN GRAND ESTUAIRE ENVAHI PAR LES DEPOTS FLANDRIENS.

La Bidasoa, fleuve frontalier, n'a pas connu les soins qui font de Pasajes le second port d'Espagne. Elle présente entre Béhobie et Fuentarrabia les étapes diverses d'une évolution holocène déjà avancée. Entre le pont d'Irun et ce que l'on appelle la Barre de la Bidasoa, la photographie aérienne montre, en plus de la flèche de sable d'Hendaye et celle non moins suggestive de Fuentarrabia (Puntal Frances et Puntal Espa-

- - - - -

(23) - En 1870 est réalisé le premier grand dragage de la baie et du canal alors totalement encombrés de bancs de sables. L'état de remblaiement était tel que E. Reclus s'exclame dans sa « Géographie » : « un grand port naval est probablement perdu pour toujours ».

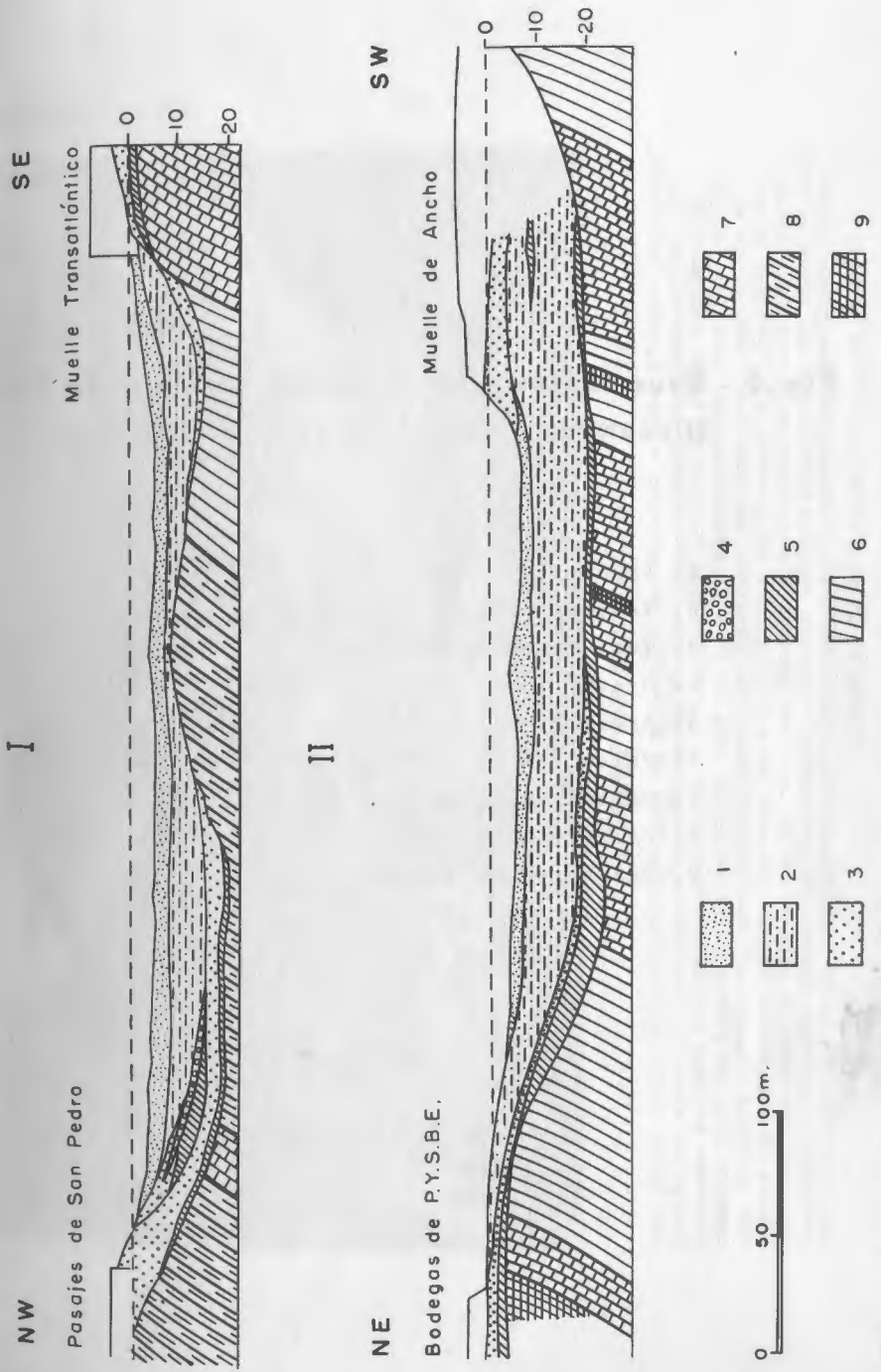


Fig. 6 Dos Cortes Transversales en la Cuenca Portuaria de Pasajes

Deux coupes dans le bassin portuaire de Pasajes

Fig .6 - Deux coupes dans le bassin portuaire de Pasajes
(Document Direction du Port de Pasajes).

I. Vase onctueuse.
2. Vase sableuse mélangée à des coquilles.
3. Vase boueuse organpgène.
4. Graviers iliceux et sables argileux.
5. Argiles.
6. Calcaires lithographiques.
7. Calcaires marneux
8. Calcaires quartzeux.
9. Calcaires et marnes.

PLANCHE III

GOULET DE PASAJES.

Vue prise de la Pointe de Las Cruces en direction Est-Sud-Est . Dans l'angle inférieur gauche on apergoit les restes du château de Sainte Isabelle dont la construction fut ordonnée en 1675 par Philippe III. La construction fut achevée en 1867. Sur la rive opposée (A2) la Pointe Calparra et au fond de la ria, Pasajes de San Juan (A1) collé aux versants abrupts des grès monoclinaux. Les pendages des grès sont repérables au dessus du château de Sainte Isabelle et sur la Pointe du Mirador (B5). Pasajes Ancho (C3) se loge dans la dépression du ruisseau Micanao que tranche le glacis (abcisse 3) du couloir Irun-San Sebastian. Au dernier plan les sommets granitiques de Peñas de Haya (D4) et, vers la droite les masses schisteuses du massif paléozoïque des Cinco Villas.

Cliché de la Direction du Port de Pasajes.

ñol respectivement), un réseau de digitations constituées de sable jaune et fin qui se découvre à marée basse (24). Ce fond relativement mobile est parcouru de sillons tortueux, étroits et discontinus qui se perdent subitement, les uns avec la pointe dirigée vers l'amont, les autres en sens contraire en raison du travail de sens opposé des eaux du flux et du reflux qui les retouchent constamment (25). D'autres canaux plus continus conduisent par des parcours anastomosés, un courant habituellement paresseux qui suit le rythme marin.

Passé le pont d'Irun et vers l'amont, le sable et la vase fixés par la végétation se sont partiellement desséchés et dessinent une topographie en petit archipel d'ilôts plats que les eaux du fleuve et les courants de la marée contournent au moyen de canaux parfaitement délimités. Leurs berges, qui, à marée haute émergent à peine de la surface liquide, présentent à marée basse, une vase brillante et foncée où adhèrent quelques touffes d'herbe et d'algues vertes. Une broussaille serrée de racines blanchâtres retient un sol mou de sable gris.

La continuité du chaînon côtier sous les eaux de l'Atlantique favorise sans doute le remblaiement holocène de l'embouchure de la Bidasoa. Entre la crête submergée et la côte existe une fosse prélittorale (26), zone dépressive où s'emmagasinent les dépôts continentaux et marins dont la distribution est l'œuvre exclusive de la mer par le jeu périodique des courants de marées et en fonction de l'intervention violente et efficace des tempêtes. Le courant de la Bidasoa inférieure, atténué sur plusieurs kilomètres avant son embouchure en raison d'un profil d'inclinaison insignifiante, est totalement gouverné ou annulé par les actions marines; ce qui explique que ses apports terrigènes soient distribués et déposés sans son intervention directe. L'image de cet estuaire à demi-noyé par le remblaiement flandrien et où les eaux et la dérive littorale profitent de l'abondance des matériaux sableux pour créer des

- - - -

(24) - Le fleuve frontalier porte en basque le nom d'Ondarrieta qui signifie: fleuve comblé de sable. Sermet, J. : Morphol. Côte basque, 1930, p. 341.
(25) - Guilcher, A. Morphol. Litt. et sous-marine, 1954, p. 81.
(26) - Sermet, J.: Morphol. Côte basque, 1930, p.342.

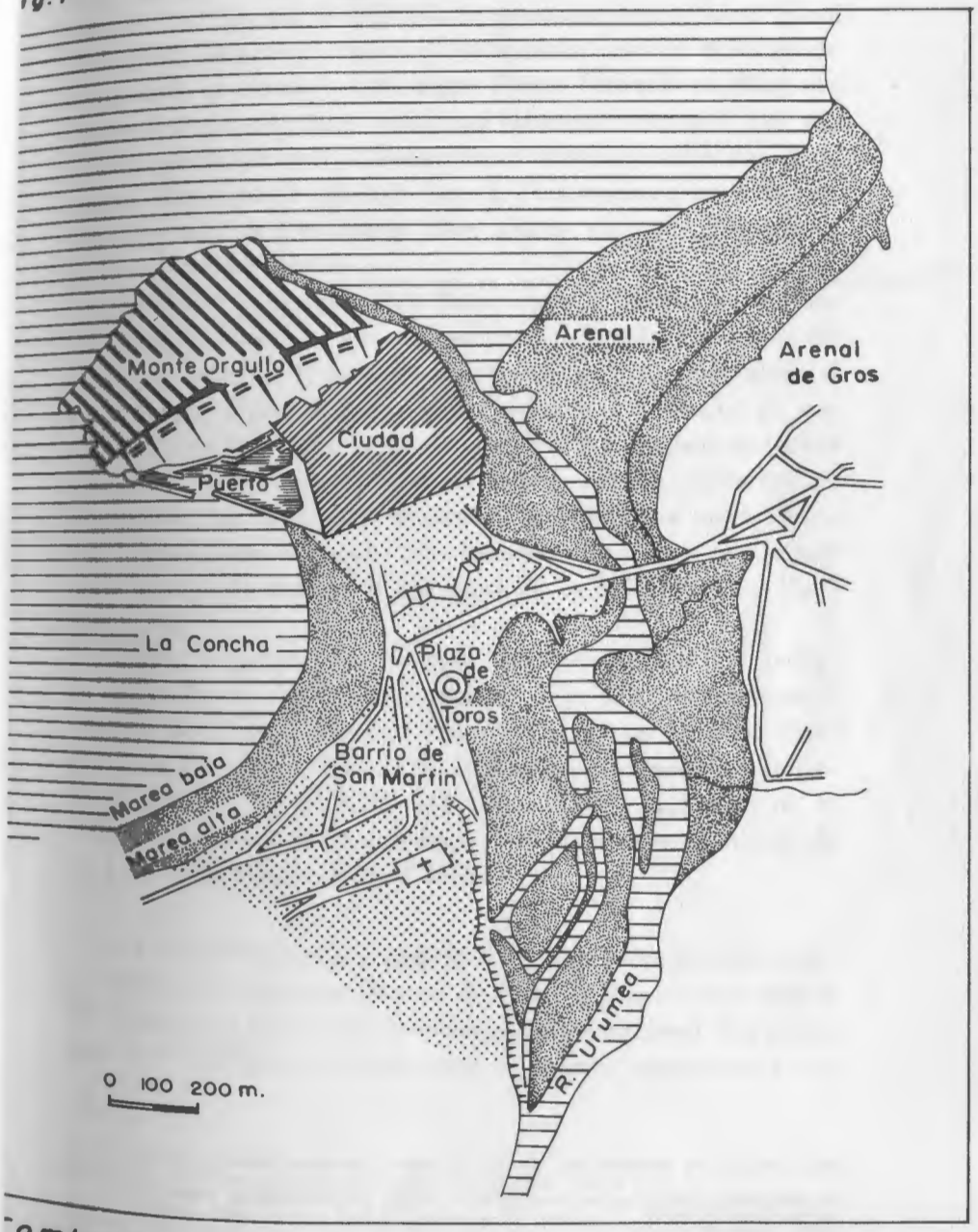
formes d'accumulation littorale (Puntal Frances) nous fait penser à l'aspect que devait présenter l'embouchure de l'Urumea avant que les travaux de régularisation ne détruisent son dessin primitif

4. SAN SEBASTIAN : LA CONCHA, L'ESTUAIRE ET LE TOMBOLO.

En fonction d'une tectonique plus violente que dans les secteurs voisins la cuvette de San Sebastian est dotée d'une morphologie particulière (phot.1), que l'on peut rattacher semble-t-il à la famille des phénomènes dits d'inversion de relief. Elle a été creusée dans une terminaison périclinale ou dans un dôme en position transverse. L'ampleur de la baie est remarquable ce qui a conduit quelques auteurs à imaginer son évolution par rapport à l'action coordonnée des deux fleuves guipuzcoans qui débouchent très près l'un de l'autre : l'Urumea au Nord-Est, l'Oria au Sud-Ouest. On évoque alors une capture récente de l'Oria à Lasarte. Le fleuve capteur aurait dévié vers Orio, un fleuve dont l'embouchure, à l'origine, se trouvait dans la Concha. Le lit abandonné serait celui qu'occupe aujourd'hui l'Añorga. Pour justifier cette hypothèse on ne donne pas d'autres arguments que l'étrange changement de direction vers l'Ouest d'un fleuve qui auparavant aurait coulé du Sud au Nord. Aucun élément de la morphologie ne permet de défendre cette hypothèse. Pour notre part, nous inclinons plutôt à penser que, tout comme le brachyanticlinal de Recal-de-Hernani prolonge vers l'Ouest la grande fracture de Vera, l'Oria change de direction à Lasarte en s'adaptant aux données structurales dont les lignes de force sont également orientées dans le sens Est-Ouest. La rivière Urola semble avoir réagi de la même manière. Le changement de direction des couches nummulitiques entre Orio et Zumaya parle en faveur de notre interprétation.

Par contre la topographie sous-marine de la baie de la Concha et du secteur immédiatement voisin ne paraissent pas démentir l'existence d'une ancienne embouchure de l'Urumea entre Santa Clara et le Mont Urgull. En effet un réseau de canaux sous-marins assez bien ébauchés se ramifie vers le

Fig. 7 Tómbolo de San Sebastián en el siglo XIX



Tombolo de San Sebastian au XIXème siècle

large après être passé entre Santa Clara et le bas-fond de la Bancha. A l'Ouest de cet ancien passage, entre Santa Clara et le Mont Igueldo il n'existe pratiquement pas de solution de continuité. A marée basse, entre Punta Torrepia et l'île, affleurent d'innombrables récifs qui peuvent dans des cas extrêmes permettre une communication terrestre entre ces deux points. Ce secteur qui fait face à l'embouchure de l'Añorga constituerait un témoignage bien gênant pour les défenseurs de la capture de l'Oria.

Pendant la transgression flandrienne, l'Urumea a dû hésiter dans le choix de son embouchure. L'ampleur inusitée du nouveau cadre et le soulèvement progressif du fond alluvial autorisaient diverses solutions. Le jeu des courants de marées (27), et celui des vents de tempête, à un rythme que nous supposons sensiblement égal au rythme actuel, mettaient en mouvement les matériaux accumulés par le fleuve préflandrien sur la plateforme littorale. Les tempêtes rejetaient une importante charge de sable sur les rives de la baie (28) et à l'embouchure.

Ainsi, l'Urumea se trouvait repoussé vers l'Est tandis qu'un tombolo s'établissait entre l'Urgull et le continent, tombolo nourri de sédiments d'un côté, sapé par les bras divagants du fleuve de l'autre (29) (fig.7). Les travaux de régularisation de la fin du XIXe siècle et le développement de la ville ont achevé de transformer la physionomie primitive du tombolo et de l'estuaire de l'Urumea.

5. LES TEMOIGNAGES DE L'EVOLUTION MORPHOLOGIQUE.

Mais avant que les fleuves de cette région n'aient modelé les formes qui nous sont familières, antérieurement aux périodes de retrait puis de pénétration de la mer : mouvements qui

- - - - -

(27) Il n'existe malheureusement aucune étude sur les courants de marées. Voir Navas J.M. *El régimen térmico de La Concha. Munibe.* 1956 p.324.
(28) L'existence permanente des vents du Nord-Ouest occasionne la formation de bancs de sable dans la baie de La Concha et à Zueriola. Cf. Plan de Fer. San Sebastian ville principale du pays de Guipuzcoa dans la province de Biscaye, 1719. *Geografia del Pais Vasco Navarro.* Tome Guipuzcoa. p.658.
(29) Plan de S.Sebastian, 1864. Archives de la direction des Oeuvres publiques de Guipuzcoa et Navarre (leg I, Exp.55) ref. Izaguirre, p.43.

caractérisent le Pléistocène littoral - il y avait eu une phase active de dénudation et d'accumulation. Elle a marqué puissamment les formes du terrain et commande le paysage actuel. Des restes des anciennes accumulations sont encore conservés aux embouchures de la Bidasoa à Fuentarrabia et de l'Oyarzun dans la zone des édifices MEIPI (30).

Sur la route d'accès au Port de Refuge et au Cap Higuer, couronnant une falaise de flysch éocène alternativement gris bleuté et ocre, se détache une formation de galets de couleur jaune rougeâtre d'une épaisseur voisine de 5 mètres enrobée dans une masse abondante d'argile sableuse. On trouve là des cailloux à facettes d'un calibre allant de 5 à 10 cm. Les quartz et les grès siliceux ont résisté à l'altération ; les ophites, les granites et les schistes sont au contraire décomposés. Aucune stratification évidente, seule une esquisse de stratification parallèle dont la coupe, inaccessible, n'a pu être examinée de près (31). Latéralement à ce dépôt et en direction du Cap Higuer, la falaise présente une série de vallons tronqués et suspendus, témoins du recul de la côte devant l'action érosive de la mer, recul semblable à celui que connait le littoral basque français sur les dépôts de marnes bleues et de flysch.

Les descriptions, les coupes et les photographies qui figurent dans les articles de Mr J.Gomez de Llarena, constituent pour nous les seuls témoignages dont nous disposons au sujet des dépôts alluviaux de Pasajes de San Juan. Ceux-ci ont été éliminés par l'expansion du Port. Les descriptions qui suivent reprennent les écrits de Mr. Gomez.

Sur ce qui est aujourd'hui l'emplacement de la MEIPI, à quelques 7 ou 8 mètres au-dessus du niveau de la mer, repose, sur des couches de marnes calcaires paléocènes, un revêtement de graves et de galets enrobés dans des sables fluviatiles épais de 0,50 à 0,60 mètres. La pétrographie révèle l'existence de quartz filoniens, de quartzites paléozoïques, de grès rouges du Trias inférieur, de grès et de calcaires urgoniens du crétacé inférieur bien conservés. Les galets de schistes paléozoïques, les grès crétacés, les diabases et les granites sont dans un tel état de décomposition qu'ils s'effritent sans grand effort. La taille de certains blocs atteint parfois le demi mètre cube. Au-dessus de ces galets il y a une couche de sables granitiques rougeâtres sensiblement de la même épaisseur que la couche de graves. Elle est parfois couronnée par une croûte d'oxyde de fer, de couleur noire. Enfin, un revêtement colluvial issu des grès paléocènes recouvre l'ensemble de ces matériaux (32).

Le lecteur découvrira dans d'autres descriptions l'évidente parenté de ces matériaux avec les sédiments situés en amont. L'étude détaillée de ces dépôts sera abordée dans l'exposé sur les couloirs intérieurs. La continuité et la fréquence de ces formes d'accumulation nous permettront alors de donner plus facilement qu'ici une image de leur évolution.

- - - - -

(30) - Muelles e Instalaciones para la Industria Pesquera.
(31) - Cette formation qu'il est possible de voir en amont a été mentionnée par M. Dellamagne B.S.G.F. 1901, p.442, qui signale l'existence de blocs atteignant le demi mètre cube.

II - LES COULOIRS DE LA COTE

Encadrés par deux montagnes presques vides, voire rébarbatives , les couloirs de la côte sont comparables à deux grands boulevards vivant au rythme accéléré de l'ère industrielle dans un monde agraire paisible. Les routes et le chemin de fer empruntent leur fond. Les usines y dressent leurs constructions larges et polychromes dans un paysage qui reste sévère mais toujours aimable. Les villages se succèdent, proches les uns des autres, sans perdre ce charme architectural que l'homme du Pays basque ressent et cherche à maintenir en toute conscience. Cette unité, nous la retrouverons dans la structure profonde, puis dans la composition simple

- - - - -

(32) - GOMEZ de LLARENA J. : *Datos para la historia geologica de Pasajes*, 1950, pp.505-506, fig. 5. Terrazas fluviales. Munibe. 1955, pp.29-30- fig.3.

et équilibrée des paysages morphologiques.

A. LA PART DE LA STRUCTURE.

1 - UN FOSSE DE SEDIMENTATION CONTINUE.

Après le dépôt des sédiments triasiques de faciès presque entièrement germanique, le Lias moyen marque l'entrée en scène d'un régime marin franc, de sédimentation continue. Il se développe pendant tout le Secondaire et l'Eocène dans l'auréole du massif des Cinco Villas. Mais la bordure du massif ancien fait exception. Les dépôts du Jurassique et du Crétacé se trouvent réduits à des intercalations sporadiques qui ont enregistré toutes les pulsations du perpétuel mouvement qui semble affecter le massif ancien. Nous verrons l'importance de ces faits au moment de la mise en place des unités tectoniques (33).

Ce secteur marin du Secondaire s'allonge du Nord-Est au Sud-Ouest. Il se trouve limité au Sud par une frange anticlinale orientée d'Est en Ouest et qui se prolonge jusqu'au Cap Villano, La disposition de cette frange anticlinale est en relation avec le prolongement vers l'Occident d'une ride de fond provoquée par la plongée lente et progressive du massif des Cinco Villas (34). Vers le Nord, la connection de la Mer Secondaire avec le secteur Nord-Pyrénéen intervient seulement à partir de l'Aptien. Pendant tout le Lias et le Jurassique s'accumulent d'importantes masses de sédiments de facies tantôt schisteux et tantôt calcaires ou marneux. Mais, les plus grandes épaisseurs de sédiments sont d'âge crétacé. Tout d'abord, sur une base schisteuse, s'imposent les calcaires tantôt récifaux, tantôt détritiques Ils dominent dans le Crétacé inférieur où ils présentent deux dispositifs originaux: d'une part des intercalations lenticulaires, de forme et d'épaisseur irrégulières, d'autre part le passage latéral des faciès calcaires à des faciès marneux ou gréseux. Le Crétacé supérieur est, par contre, plus uniforme ; il appartient entièrement au faciès du flysch marno-schisto-calcaire. Sur cette

- - - - -

(33) LAMARE P. 1936. *Thèse* p.454 et passim.
(34) RAT P. 1959. *Thèse* p.485.

masse de sédiments déjà considérable se sont déposés les grès éocènes, derniers sédiments marins qui aient participé aux mouvements organiques pyrénéens avec les terrains du substratum.

2 - LES ANOMALIES EN RAPPORT AVEC LE PAROXYSME PYRENEEN.

Le caractère lenticulaire et rigide des calcaires du Dogger et de l'Urgo-Aptien, la plasticité tectonique du Flysch, la différence de dureté en rapport avec les changements de faciès et le caractère lubrifiant des argiles du Keuper et des ophites sont à l'origine du style tectonique désordonné des plis de couverture. Celui-ci est en grande partie, commandé par l'inégalité du comportement mécanique des différentes couches du Secondaire (35).

a) Le comportement mécanique inégal des sédiments.

Bien que les dislocations qui affectent les terrains Secondaires soient en rapport étroit avec les mouvements du socle (36), on ne peut douter de l'influence des variations de nature et d'épaisseur des sédiments de couverture sur les dysharmonies tectoniques. Tandis que les grés bigarrés du Permo-Trias restent solidaires du socle hercynien (37), les terrains plus modernes ont diversement réagi aux poussées orogéniques. Ils offrent de notables différences dans leur comportement mécanique, différences qui sont presque toujours liées aux variations rapides d'épaisseur et de dureté des divers étages. Les aires rigides correspondent aux zones de sédimentation complète et puissante : Infra-Lias, Dogger, Urgo-Aptien. Les zones flexibles sont, par contre, établies dans les secteurs où le Jurassique se réduit ou disparait, ou bien dans les endroits où le Crétacé inférieur est marno-gréseux et de faible puissance, tandis que le flysch prend une grande ampleur. Les

- - - - -

(35) - RAT P. 1959. *Thèse* p.500 - LAMARE P., 1936, *Thèse* p.452 ; *LAMARE P.* 1950 *Structure géologique du Pays Basque* p.43.
(36) - LAMARE P. 1936 p.451 ; RAT P. 1959 p.509 ; LAMARE P. *Structure géologique du Pays Basque* p.43.
(37) - LAMARE P. 1936. *Thèse* p.448.

séries plus épaisses forment des blocs rigides qui, déplacés par les forces orogéniques font pression sur les secteurs plus faibles, obligeant ceux-ci à se plier, à se laminer sur leurs flancs ou à se fracturer. Ainsi la cassure initiale ou l'articulation d'un ensemble coïncident presque toujours avec une de ces zones de contact. Dans ces déformations les argiles du Keuper agissent comme lubrifiant. Elles facilitent le glissement d'un flanc sur l'autre, travail auquel collaborent à l'occasion le flysch du Crétacé supérieur ou les couches plastiques du Crétacé inférieur (38).

Dans notre zone, l'exemple le plus spectaculaire de cet inégal comportement mécanique des sédiments est sans doute, l'écaille de Bolunza (39) qui comprend une série jurassique complète et une puissante assise du Crétacé inférieur. Cette masse calcaire fut poussée vers le Sud-Est au cours de l'orogénèse pyrénéenne et son flanc inverse apparait étiré et déversé sur le flysch, auréolé par une bande d'ophites et de Keuper. M. P.Rat a décrit un exemple semblable très près de cette région. La masse chevauchante d'Aitzgorri coïncide avec un énorme édifice de l'Urgonien de mille mètres d'épaisseur sur le flanc de l'anticlinal. L'axe de flexion se trouve sur un secteur périphérique de la masse primitive où les calcaires présentent une épaisseur réduite ce qui facilite la déformation (40). Mais si Aitzgorri et Bolunza nous paraissent des exemples spectaculaires, nous constatons qu'il existe bien d'autres unités de plus faible importance qui ont été mises en place par un mécanisme semblable.

b) Les unités soulevées et décollées.

Entre l'Oyarzun et l'Oria, émergent, sur le flysch, une série de petits massifs calcaires qu'on trouve toujours à une certaine distance du massif paléozoïque. Cette marge de séparation correspond sans doute à la zone des faciès marginaux,

- - - - -

(38) - RAT P.1959 *Thèse* p.509.
(39) - Graphie utilisée dans la carte topographique 1/50.000° n° 64, San Sebastian P. LAMARE utilise toujours celle de Burunza.
(40) - RAT P. *Thèse* 1959 p.509.

trop minces ou trop discontinus pour se mettre en évidence comme les masses plus puissantes de l'Ouest. Les plus septentrionales de ces unités, les massifs de San Marcos et Choritoquieta et le dôme de la Martutene, forment un ensemble presque coalescent. Le massif de San Marcos et Choritoquieta est presque entièrement formé de calcaires urgoniens, marmoréens, d'une couleur saumon. Des faciès détritiques de couleur gris foncé ou noir, riches en sables et galets de quartz s'intercalent dans les calcaires marmoréens. L'unité apparait poussée vers le Sud-Est, où elle lamine le substratum jurassique et les argiles du Keuper qui, au Sud-Ouest, sont déversées sur le flysch subhorizontal (41) Vers l'Ouest, les calcaires du Crétacé inférieur et le flysch se montrent séparés par une bande continue d'ophites. Celle-ci limite vers le Sud la zone de racine de Santiagomendi, puis avançant vers le Nord-Est, se dirige vers l'axe du dôme de la Martutene où sont placées les argiles du Keuper. Ce dôme ou repli périclinal, ne plonge d'ailleurs pas vers le Sud-Est comme celui de San Marcos et Choritoquieta, mais s'abaisse en sens inverse (42). Le dôme de la Martutene correspond à une série complète de sédiments qui vont du Keuper jusqu'au flysch et évoque « une hernie des terrains jurassiques au milieu du flysch » pour employer les termes exacts de M. P.Lamare (43).

Deux autres unités dont l'axe s'oriente Est-Sud-Est - Ouest Nord -Ouest s'intercalent entre Bolunza et les unités décrites. Santiagomendi, situé à l'Est, est une parcelle de terrains liasiques disposés comme les rondelles d'un gâteau et en posi-

- - - - -

(41) - LAMARE P. : 1936. *Thèse*, pp.69-72.
(42) - M. P.LAMARE interprète ses déversements (les uns vers le Nord, les autres vers le Sud) comme un phénomène dû aux poussées et contrepoussées. A l'avance de l'édifice primaire vers le Nord, les unités secondaires auraient répondu par un contre-coup en sens contraire. Ce mécanisme de compréhension difficile a soulevé quelques réactions chez d'autres géologues. Ainsi M. F.Lotze (1946 Elem. dir. hacia el NE) considère l'écaille de Bolunza comme un phénomène indépendant du système pyrénéen et plutôt en relation avec une grande cassure de direction NE-SW, héritière de structures développées dans les noyaux varisques des montagnes paléozoïques. M. P.Rat (1959, *Thèse* pp.475-76-486-510) par contre interprète les données du problème en fonction de deux phases de plissement, toutes deux d'âge pyrénéen et surement très rapprochées l'une de l'autre. La première, dirigée du NW au SE, serait responsable de l'écaille de Bolunza et de la poussée de San Marcos, Choritoquieta et Santiagomendi. La seconde, dirigée du SW au NE serait à l'origine des plis transversaux à l'écaille de Bolunza.
(43) - LAMARE P., 1936, *Thèse*, p.65.

tion doucement synclinale. La racine de ces terrains se trouve à trois kilomètres au Nord, aux environs d'Ambotegui, d'où ils ont été décollés à la hauteur du Keuper. La pastille liasique repose sur le flysch crétacé et on constate à sa base de nombreux affleurements d'argiles bariolées et d'ophite, éléments lubrifiants qui ont permis le glissement et qui, sûrement ne sont pas étrangères - l'ophite tout au moins - au décollement de l'unité liasique. Vers l'Ouest, de l'autre côté de l'Urumea, le brachyanticlinal de Recalde Hernani - parallèle au grand synclinal de Vera - se moule sur une des principales lignes de dislocation du socle hercynien. Son noyau, constitué d'argiles bariolées, comme celui de Martutene, forme l'axe d'un pli droit à flanc subvertical et fortement assymétrique. Le flanc Nord, compact à cause de la puissance qu'atteignent les calcaires du Jurassique moyen et supérieur, diffère beaucoup du flanc Sud étiré, voire supprimé dans quelques secteurs avec une énorme quantité de petits accidents où l'on enregistre même des mylonites (44).

La zone des dislocations d'Oyarzun appartient à un type d'accidents entièrement différents. Les unités que nous avons déjà examinées, avaient comme trait commun l'unité et un aspect massif, ici, par contre, il s'agit plutôt d'un ensemble anarchique de petites unités. Feloaga, Fellana, Urcabe sont toutes des crêts de grès et de conglomérats de faible dimension orientés diversement. Elles semblent flotter sur un matelas d'argiles bariolées et d'ophites. Cette association chaotique que M. P. Lamare dénomme « structure en glaçons » résulte d'une réaction très particulière des argiles bariolées et des ophites intercalées entre le socle primaire et le crétacé. En résumé, il s'agit d'une forme exceptionnellement poussée de diapirisme et d'extravasion. Les argiles du Keuper et surtout les ophites, poussées par l'avance du massif ancien font pression à leur tour sur les grès crétacés de la couverture (45). La rigidité des grès crétacés élimine toute possibilité de plis-

- - - - -

(44) - LAMARE P., 1936, *Thèse*, p.78-84 et 90-91.
(45) - Quelquefois le Keuper incorpore les calcaires du Muschelkalk ou les terrains de l'Infralias.

sement et la couverture éclate sous la pression des ophites en dispersant d'une manière chaotique les unités morcelées dans la masse plastique des argiles et des ophites (46). De toute autre sorte semblent avoir été les réactions du flysch crétacé.

c) La structure souple et mal connue du Flysch.

La carte géologique de la région côtière du Guipuzcoa laisse supposer l'existence d'une masse de flysch de tendance monoclinale qui aurait été poussée vers le Sud-Est. Quand on considère la structure du flysch dans son ensemble, cette appréciation reste valable. Mais à partir du moment où l'on fait des observations de détail le schéma s'avère insuffisant et les problèmes structuraux restent sans solution, faute d'une cartographie plus précise. Nous avons réuni plus haut un ensemble d'anomalies et de transformations locales qui affectent le flysch du couloir Irun-San Sebastian. Nous pourrions en dénombrer d'autres dans la zone qui entoure les massifs calcaires et nous n'arriverions pas à en épuiser la liste ni à faire une reconstruction complète de l'ensemble des accidents qui ont transformé la structure primitive. Tracer le dispositif structural du flysch dans cette zone est encore une tâche à remplir que nous ne pouvions pas réaliser faute de temps et de qualification dans la matière. Quelques coupes nous permettent, malgré tout, d'imaginer les réactions du flysch, poussé par les vagues orogéniques. La carrière d'Arrillaranberri nous présente une masse de flysch à petits lits de calcaire marneux gris bleuâtre. Dans l'ensemble des lits minces se détache un banc épais (2 mètres, 2,50) de calcaire saccharoïde très dur. Deux kilomètres au Nord-Est, la carrière d'El Faisan, à Béhobie, nous montre, à plus petite échelle, un phénomène semblable, mais cette fois-ci le sens des déformations est justement contraire. La grande couche calcaire se montre violemment plissée et fracturée. Après ces images qui parlent de réactions si disparates, comment ne pas s'étonner de voir à une courte distance (4 kilomètres à l'Ouest) le flysch mono-

- - - - -

(46) - LAMARE P., 1936 *Thèse*, pp.107-114 pour les dislocations d'Oyarzun, pp. 448-449 pour la théorie générale.

tone et imperturbé, doucement incliné vers la mer et sans une déformation, sauf de petits accidents de détail (47). Il est nécessaire donc de se demander si le flysch, en raison de sa plasticité, absorbe toutes les poussées ou, si en réalité, ses déformations n'apparaissent qu'au moment où l'épaisseur du Tertiaire s'avère trop insignifiante pour conserver au flysch sa structure primitive (48) en dépit d'une vocation naturelle à la déformation.

Le paysage modelé en fonction de cette dualité lithologique, masses plastiques - unités rigides, se définit dans une grande dépression taillée dans le flysch, tout au long de laquelle se dispersent quelques coupoles aplaties, unités calcaires qui dominent discrètement, sans fausse note, les vertes ondulations des collines basques.

B. LES PAYSAGES MORPHOLOGIQUES.

A la seule condition que la journée soit claire, l'observateur qui aime les panoramas découvrira du mirador du Jaizquibel ou bien de l'Ermitage de Santa Barbara (Cuatro Caminos) une vision incomparable. Du mont Jaizquibel, on peut admirer une campagne doucement ondulée où les rangées d'arbres et les bosquets éparpillés altèrent à peine la verte géométrie des champs cultivés et celle, de ton brun, des champs labourés. Jusqu'au pied du massif ancien l'ensemble apparait rayé de gris par les chemins, tâcheté de blanc par les fermes isolées. Vu de haut, le Couloir Irun-San Sebastian est une unité sans accidents. Le dos de baleine primaire de San Narciso et les crêts de grès et de conglomérats crétacés d'Oyarzun paraissent collés au massif paléozoïque dont le môle bleuâtre sert d'écran. A l'horizon, vers le Sud, confondu dans la brume qui voile doucement les traits des paysages basques se dressent quelques coupoles lourdes qui divisent la dépression en deux bras. L'un s'avance un peu plus loin que San Sebastian, où il meurt en forme d'un large bout-du-monde. L'autre se diri-

- - - - -

(47) - Tel que nous le trouvons à Fuentarrabia sur la route du Cap Higuer.
(48) - Ces observations résultent d'une conversation avec M. P.Barrère sur le comportement du flysch.

ge vers Hernani et Urnieta au pied des Cinco Villas. Depuis l'Ermitage de Santa Barbara nous pouvons identifier la série de lourdes collines que l'on voyait du Jaizquibel. En premier plan, ce sont les bosses discrètes et allongées du brachyanticlinal Recalde-Hernani, dans le fond les coupoles écrasées de Choritoquieta, San Marcos et Santiagomendi.

1 - LES RELIEFS A FORTE STRUCTURE: LES MASSIFS CALCAIRES.

Ces reliefs que nous avons identifiés et qui dominent de cent ou deux cents mètres la surface du glacis ont été tous engendrés à partir des masses sédimentaires rigides et épaisses qui ont été soulevées, plissées, et décollées de leurs positions originales pendant l'orogénie pyrénéenne. De là résulte le caractère original de ces massifs calcaires ébauchés déjà dans la structure, puis surimposés à des terrains plus modernes, finalement mis en relief comme si l'érosion n'avait fait autre chose que de balayer les débris latéraux d'un édifice moulé d'avance. Mais en même temps que l'érosion opérait sur les matériaux les plus fragiles collés aux massifs calcaires, l'action des intempéries se faisait sentir sur les massifs eux-mêmes. Ainsi, malgré leur pétrographie de roches dures, certaines unités sont rongées de façon plus ou moins parfaite et nivelées à la hauteur des glacis, tandis que d'autres conservent leur position dominante. Le dôme de la Martutene et le dôme de Fagollaga (49) appartiennent au premier type, ainsi que la zone de racines du lambeau liasique de Santiagomendi et les affleurements du calcaire jurassique d'Oyarzun. Le brachyanticlinal de Recalde-Hernani, Santiagomendi, San Marcos et Choritoquieta et la grande crête de Bolunza s'inscrivent dans le second type.

Bolunza exclu, rien n'attire le regard dans le relief de ces petits massifs calcaires. Les formes sont banales, les altitudes insignifiantes (50). Une étude détaillée fait cependant

- - - - -

(49) - Petite unité crétacé de calcaires schito-gréseux en contact avec le Massif des Cinco Villas.
(50) - Choritoquieta (315 m); Santiagomendi (300 m), San Marcos (277 m). Oriamendi (189 m).

apparaître l'originalité de ces massifs, dont les caractéristiques ressemblent d'une part à San Marcos et Choritoquieta d'autre part dans la crête de Bolunza.

a) Le massif calcaire de San Marcos et Choritoquieta.

On pourrait résumer les traits morphologiques de ce massif en disant qu'il n'est qu'un îlot karstique dominant la région au milieu du flysch. En effet, une fois que l'on a quitté le glacis et que l'on grimpe sur les versants de San Marcos et Choritoquieta on aperçoit des vallées sèches en fond de berceau puis, plus haut, une série de dépressions qui composent un chapelet incomplet autour du massif calcaire. Un modelé de lapiez émergeant s'inscrit à la fois dans le versant et dans les dépressions : mais son importance croit de façon inverse ; le lapiez se fait plus évident au fur et à mesure que l'on gagne en altitude ; les dolines, par contre, se développent davantage vers le bas. Près du sommet, ou à mi-pente, on ne trouve que des petites cavités ovales ou en entonnoir dont le diamètre peut atteindre une dizaine de mètres. A la base, au contraire, la dépression fermée d'Archipi-Achia, qui se trouve immédiatement au Nord de la grande carrière de Choritoquieta, mesure 300 mètres de diamètre pour 50 mètres de profondeur à peu près ; celle d'Arribelza, du côté opposé, atteint 500 mètres non compris les dolines coalescentes et les petites vallées sèches qui forment un ensemble en demi-lune.

Deux types de lapiez s'opposent : l'un, profond correspond à de grandes formes de dissolution en cannelures. Il présente des parois lisses, des plans doux et des angles arrondis. Chaque cannelure atteint 0,30 à 0,50 mètres de largeur sur 0,50 à 2 mètres de profondeur. L'extension longitudinale est à peu près perpendiculaire à la pente mais un ensemble de cannelures donne toujours un dessin anastomosé. Souvent, ces formes se trouvent enterrées sous une couche épaisse d'argiles de décalcification rougeâtre ou jaune. Quand il est partiellement exhumé, ce lapiez engendre un paysage de pointes émergentes que nous avons décrites ci-dessus. L'autre type est toujours superficiel, conchoïdal, de petite taille, semblable à

un repoussé mal fait. Chaque unité atteint 0,05 à 0,20 mètres de largeur sur 0,03 à 0,05 mètres de profondeur. A la différence du précédent ce lapiez en repoussé se caractérise par sa rugosité et par sa disposition en plans de corrosion inclinés qui recoupent perpendiculairement les cavités du lapiez en cannelure.

Le grès calcarifère grossier et le poudingue quartzeux qui s'intercalent en coin dans le faciès fossilifère des calcaires crétacés, engendrent un type particulier de formes de dissolution. Ce grès calcaire de couleur noire présente une surface rugueuse et caverneuse, pleine de petits trous millimétriques ou d'alvéoles irréguliers qui laissent en relief des cailloux de quartz blancs et bien roulés. On voit donc que, même dans les détails, la morphologie de San Marcos et Choritoquieta apparait comme tributaire du dispositif structural de la masse calcaire trapézoïdale qui forme leur ossature. Bolunza ne présente pas de grandes différences mais une étude attentive permet de compléter un tableau que les autres massifs laissent inachevé.

b) - La crête calcaire de Bolunza-Cuatro-Caminos.

Vue du chemin qui mène d'Oyarzun à Hernani, ou d'Oriamendi, la crête Bolunza-Cuatro-Caminos apparait comme la silhouette la mieux dégagée de la région côtière au Sud de San Sebastian ; elle annonce le type de paysage grandiose que le voyageur trouvera à Aralar ou à Duranguesado. Bolunza se distingue à la fois par le vigoureux dégagement de ses formes, et par le style structural particulier qui lui donne naissance. Allongée du Nord-Est au Sud-Ouest, la crête de Bolunza Cuatro Caminos peut être divisée en deux secteurs : au Nord-Est, les barres de Cuatro Caminos et Aizpe, reliefs modestes (237 et 230 mètres respectivement) mais soulignés par des abrupts verticaux et au Sud-Ouest le second secteur qui comprend la crête à peine dissymétrique qui commence à Zapalda (243m) et culmine à Bolunza (441m). Entre les deux secteurs un petit col - qui met en communication Urnieta et Lasarte (124m) - coïncide avec la disparition momentanée des calcai-

res crétacés.

Cuatro Caminos correspond structuralement à un pli en genou. Les barres rigides appartiennent aux calcaires massifs de l'Urgo-Aptien et du Jurassique, couches qui ont été étirées, soulevées à la verticale, tordues mais non fracturées. Autour de ce pli en genou on trouve les argiles bariolées et les ophites du côté Est et de puissantes accumulations de schistes noirs du crétacé inférieur du côté Ouest (51) (fig.8). Aizpe est dans sa structure et dans sa morphologie le jumeau de Cuatro Caminos. Les abrupts dominent d'une trentaine de mètres, un versant rectiligne de 30° d'inclinaison. Du côté inverse la crête déchirée passe sans solution de continuité à un versant troué de cavités irrégulières, hérissé d'un lapiez émergeant. La densité de ce lapiez diminue lentement au fur et à mesure qu'on descend et devient nulle avant d'arriver aux dépressions ovales et aux dolines qui ourlent le pied du versant. Les formes des lapiez enfouis à demi sous les argiles de décalcification sont de même type que ceux de San Marcos et Choritoquieta. Aussi, nous bornerons-nous à considérer les formes nouvelles. Comme à San Marcos et comme à Santiagomendi, Santa Barbara nous montre un karst en dolines périphérique. Ce karst comprend à la fois des dolines en entonnoir et des dépressions ovales qui vont s'établir dans la zone de contact entre les calcaires du Jurassique et les ophites sous la forme de paliers en creux (fig.9). Le petit chemin intérieur qui mène de la Hoya à Tellerigaña nous permet de constater l'existence de ces dolines mais l'exemple le plus clair reste celui de la Hoya, grande dépression ovale en forme de baignoire. De 600 mètres de longueur, 200 mètres de largeur et 30 mètres de profondeur cette ample dépression s'est taillée, sur le flanc Ouest, dans le calcaire et, sur l'autre bord, dans les ophites et à moitié dans les calcaires. Un petit ponor que l'on voit encombré de débris près du bord Nord, assure le drainage par temps de grosses pluies.

Au Sud du col de Zapalda, le relief devient plus abrupt et

- - - - -

(51) - LAMARE P. 1936, *Thèse*, p.450.

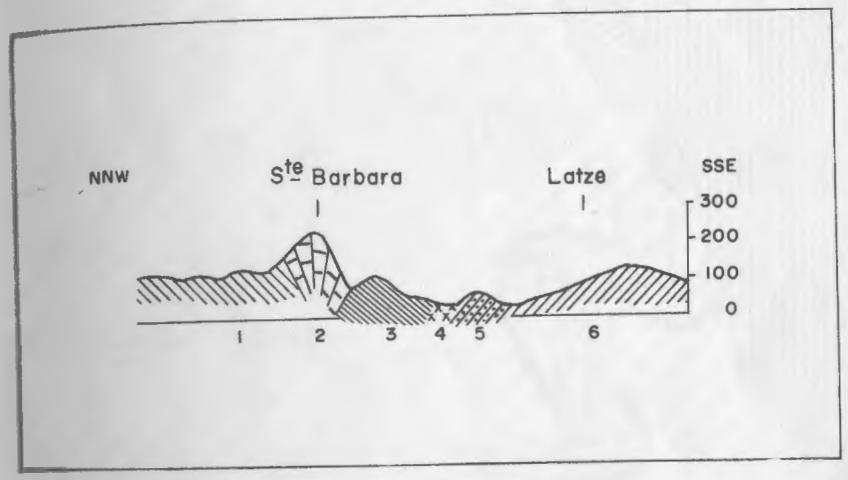


Fig. 8. Plis en genou de Santa Barbara. d'après M. P. Lamare. Thèse. p. 85.

1. Grès schisteux du Crétacé inférieur.

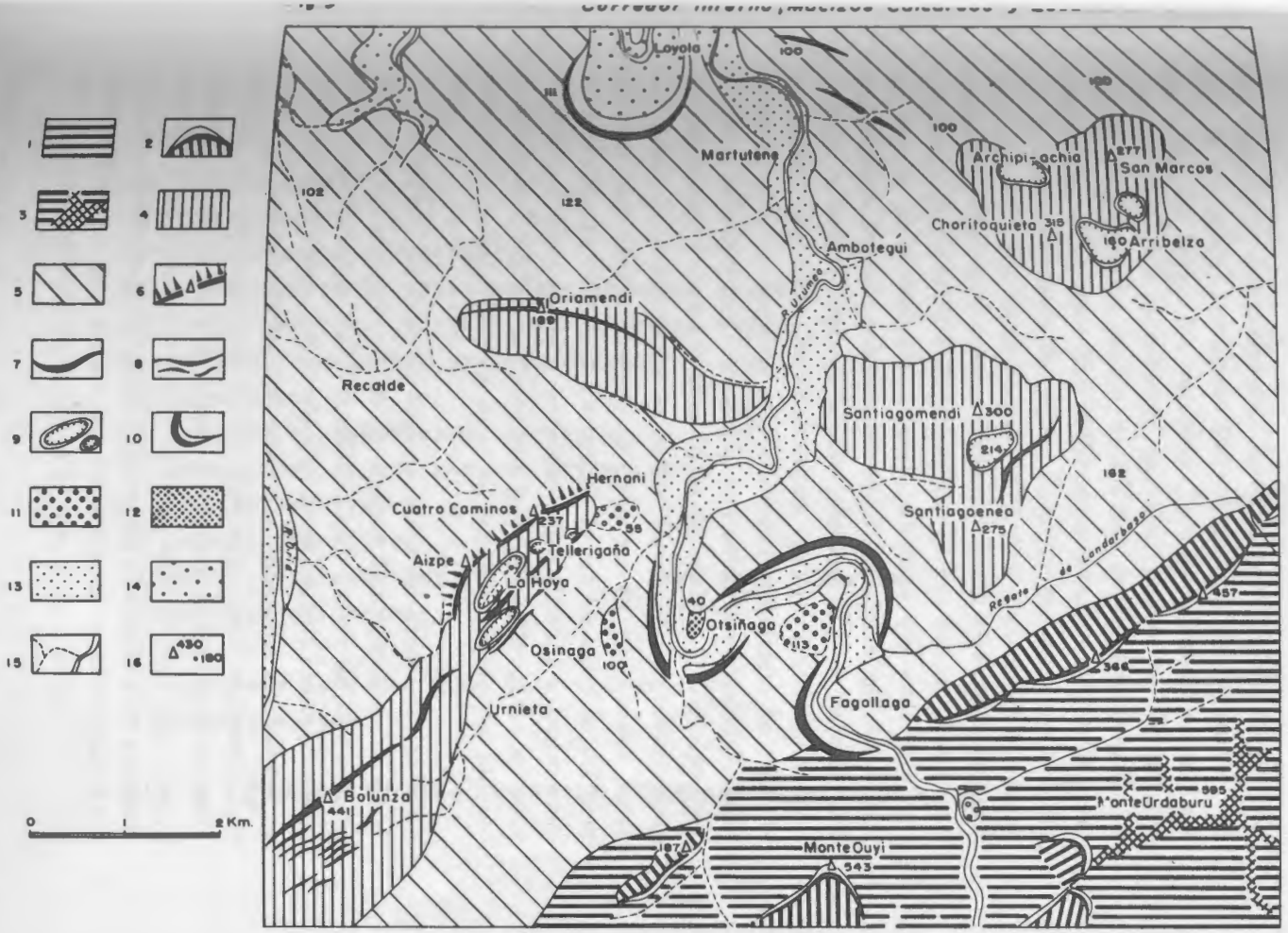
2. Calcaire crétacé.

3. Calcaires du Jurassique.

4. Ophites.

5. Grès du Crétacé inférieur.

6. Flysch.



Couloir interne, massifs calcaires et écaille de Bolunza

Fig. 9 - Couloir interne, massifs calcaires et écaille de Bolunza.

1. Massif ancien.
2. Chevrons dans des grès permo-triasiques.
3. Serres.
4. Massifs calcaires.
5. Couloir interne taillé dans le flysch nord pyrénéen.
6. Abrupt monoclinal.
7. Crêtes calcaires.
8. Affleurements des couches calcaires.
9. Dolines et dépressions calcaires.
10. Méandres.
11. Alluvions siliceux villafranchiens.
12. Alluvions fluvio-glaciaires. Première crise.
13. Alluvions fluvio-glaciaires. Deuxième crise.
14. Remblaiement flandrien.
15. Cours d'eau.
16. Points côtés.

les ressauts disparaissent. Les grandes dépressions font défaut et seules quelques dolines insignifiantes trouent de de [redacted]ps en temps les versants. Le lapiez émergeant s'orga-nise [redacted] traînées blanchâtres qui nous permettent de reconstruire sous certains angles ou à l'aide de la photographie aérienne les inflexions des différentes couches sédimentaires.

Comme dans toute la région, la puissante ossature calcaire semble avoir été attaquée par un violent processus d'érosion chimique. Plusieurs coupes laissent voir à côté des calcaires compacts gris bleuâtre du jurassique moyen qui ne portent pas de traces de dissolution interne, d'autres qui nous montrent un calcaire schisto-gréseux bleu-noir du jurassique supérieur, souvent altéré en argile sableuse jaunâtre ou gris violacé. Ces matériaux résiduels de dissolution qu'on exploite actuellement du côté de Zapalda se distinguent clairement de ceux du Crétacé inférieur qui fournissent eux aussi une abondante masse argileuse, d'un grain plus fin et de couleur plus claire (jaune crème). Les calcaires du faciès détritique du Crétacé nous donnent par décalcification un grès poreux de couleur jaune terre de Sienne (52). Les coupes de la route nationale n°1 vers Madrid qui longe l'Oria, montrent près d'Andoain toute l'ampleur de ce feutrage des versants par ces argiles, fait qui nous permet de parler, dans ce cas, de versants réglés par saturation.

Toutefois, érosion et réglage n'ont eu dans cet ensemble que des succès partiels et la vigueur dont témoigne le relief doit être rapportée à la disposition structurale de l'ensemble. Aux alentours des crêtes de Bolunza-Cuatro Caminos tout se modifie. Les roches de sédimentation rythmique s'imposent, le flysch crétacé parvient à son développement maximum. Les formes de dissection dominent dans le paysage fait de petits reliefs à versants convexes. Ces reliefs se succèdent dans tout le couloir sans grandes différences d'altitude. Ils grimpent doucement sur les flancs de la montagne paléozoïque sans qu'on puisse trouver entre les deux une vraie coupure.

- - - - -

(52) - LAMARE P., 1936, *Thèse*, p.80.

2 - LES GLACIS D'EROSION DANS LE FLYSCH CRETACE.

Malgré la dissection, on parvient à reconstruire la topographie ancienne du glacis, à la faveur des simples jeux d'ombre et de lumière obtenus d'un angle d'observation favorable (53). Bien que ces glacis apparaissent en Guipuzcoa et en Navarre étroitement liés à des roches tendres ou altérables, c'est-à-dire aux zones où le travail de l'érosion latérale a pu être le plus efficace, cela ne veut pas dire que les systèmes d'érosion du Quaternaire ancien aient respecté tous les affleurements massifs de roches dures (calcaires). On observe que les contacts morphologiques sont moins bien marqués que les contacts structuraux. En fait, la surface du glacis déborde avec discrétion sur les roches dures, mais elle ne les ronge que si les conditions sont exceptionnellement favorables: faible altitude relative, forte fracturation ou schistosité. Les effets de cette corrosion sont visibles dans les calcaires jurassiques d'Oyarzun, dans les calcaires jurassiques et crétacés du dôme de la Martutene ou encore dans les calcaires schisteux du crétacé inférieur de Fagollaga. La topographie actuelle du glacis combine alors des formes de dissection et de réglage, de dénudation et de remblaiement. Nous examinerons les témoins dans l'ordre de succession chronologique pour essayer ensuite de reconstruire l'histoire morphologique de cette région côtière.

a) Les témoins de l'évolution morphologique.

Une grande partie du glacis ne porte pas de dépôts superficiels, ceci sûrement en raison de l'ampleur du démantelement qui a suivi sa construction. Sûrement aussi à cause de la qualité calcaro-marneuse du flysch qui n'a pas fourni des matériaux capables de résister à la violence du transport ni aux phénomènes d'altération dans les accumulations résiduelles. Malgré tout, les dépôts que nous avons réussi à localiser nous offrent des caractéristiques assez claires pour que nous puis-

- - - - -

(53) - A ce sujet, la crête d'Urcabe où l'on arrive par le chemin minier qui conduit aux carrières de marbre de Choritoquieta, et l'incomparable plateforme de Santa Barbara sont des points d'observations que nous nous permettrons de recommander vivement.

sions définir le système d'érosion qui les a engendrés.

1. Les restes d'alluvions anciennes de l'Urumea.

L'Urumea nous offre tout au long de son cours moyen et inférieur une succession de fragments alluviaux qui restent associés étroitement au glacis. Du point de vue typologique, ces matériaux présentent une très large variété de calibres qui vont des argiles fines aux blocs de 1-1,50 m. de grand axe. A Fagollaga, les matériaux de la partie supérieure de la coupe sont de calibre modeste et deviennent franchement argileux dans la section la plus haute (54). La faible étendue des affleurements ne nous permet pas de donner des indications plus précises, mais nous constatons vers la base (25 à 30 mètres au-dessous des termes supérieurs) la présence d'un fort pourcentage de blocs quartzitiques dont les dimensions varient entre 0,50 et 1 mètre. Au point de vue pétrographique, ne se sont conservés que les éléments siliceux : grès rouges, conglomérats du Permo-Trias et quartz filoniens paléozoïques; ils forment l'essentiel des galets et blocs du dépôt alluvial. Les autres éléments, schistes paléozoïques principalement, sont réduits à l'état de masses informes à moitié digérées, d'argiles ocres ou de cailloux fantômes. Tout l'ensemble est enrobé dans une argile sableuse parfois polychrome (grès bleuâtre, rose, brun) mais le plus souvent jaune ou ocre mélangée en proportions variables à des oxydes de fer. Les veines de ferruginisation sont d'ailleurs un phénomène banal dans ce pays humide où les précipitations actuelles atteignent annuellement 2000 ou 2500 millimètres. Les terrasses et les murs construits en blocs de grès et de conglomérats du Permo-Trias bien roulés, les entassements de ces mêmes cailloux que les paysans ramassent périodiquement, illustrent à la fois le calibre et la composition pétrographique des dépôts.

Bien que la section supérieure de la coupe de Fagollaga

- - - - -

(54) - Pour arriver à la coupe que nous décrivons, il faut prendre la route de San Sebastian à Pamplona par Hernani et Goizueta. En face de l'hôtel Fagollaga, traverser le pont prendre le premier chemin à gauche et monter pour atteindre la surface du glacis. D'autres coupes sont visibles dans le petit sentier qui descend vers la rivière quelques 300 mètres en aval.

nous permette de découvrir un étagement en lits minces - argileux vers le haut, lenticulaires et caillouteux vers le bas - les tranchées du secteur inférieur et celles d'aval (Osinaga et Hernani) ne nous donnent pas l'occasion de corroborer cette observation. Les matériaux visibles à Hernani (55) n'ont pas de stratification claire et leur trait le plus caractéristique est la coloration rouge oxyde de fer semblable à celle que nous avons décrite à Fuentarrabia. Ce trait, nous le verrons, devient la caractéristique la plus constante et presque invariable des sédiments de cette époque. D'autre part les sédiments d'Hernani nous montrent que ces alluvions fossilisent une topographie accidentée de ravins taillés sur l'ophite qui se trouvait à ce moment-là assez altérée. En résumé, nous avons un dépôt sans ordre constant mais qui semble plus fin dans les sections supérieures. D'autre part, la couleur rouge de ferruginisation, l'altération vigoureuse et la digestion de toute roche non siliceuse, le gros calibre moyen, semblent être les principales caractéristiques des dépôts alluviaux laissés par l'Urumea. Nous irons maintenant à l'extrême Nord de notre zone, sur les rives de la Bidasoa à la recherche d'éléments de comparaison.

2 *Les restes d'alluvions anciennes de la Bidasoa.*

Les deux coupes qui vont retenir notre attention sont très proches l'une de l'autre, aux abords du massif de la Haya. Ces positions étant presque identiques à celles des coupes de Fagollaga sur l'Urumea, la comparaison semble donc possible. La première coupe celle de Lapice se trouve sur le chemin local d'Irun à Olaverria (56) sur la tranchée d'un interfluve ou le glacis est conservé. Cette coupe nous permet d'observer un ensemble de lits assez minces où alternent des horizons d'argile grise et rose de structure foliacée et des petites couches de flysch en minces plaquettes. Ce flysch détritique, altéré et de couleur brique claire ou grise est par-

- - - - -

(55) - La coupe se trouve au Sud-Ouest de l'église derrière le bureau de l'assistance sociale.
(56) - Voir feuille topographique 1/50.000° n° 41, Irun.

couru par des veines ferrugineuses de tracé assez sinueux. Les couches les plus épaisses atteignent un mètre, les veines à peine trois millimètres. L'ensemble conserve une disposition horizontale (57). La deuxième coupe se trouve sur le chemin qui conduit à l'ermitage de San Martial et recoupe perpendiculairement un interfluve de glacis semblable au précédent (58) Lentilles de cailloux, argiles et sables forment des unités inclinées de quelque 20° vers le Sud. Les matériaux sont bariolés avec une tendance au rouge et ils sont souvent traversés par des veines ferrugineuses qui atteignent un pouce de largeur. Les matériaux grossiers (15-20 cm dans le plus grand axe) mettent côte à côte des exemplaires roulés et d'autres moins usés, de composition pétrographique variée. Les granites sont en général pourris de même que les ophites et les schistes qui s'effritent au moindre coup de marteau. Les quartz filoniens et les grès siliceux du Permo-Trias sont les seules roches qui gardent leurs formes originales. Ces lentilles sont intégrées dans une masse amorphe de couleur ocre et plus ou moins ferruginisée. Elle est tantôt argileuse tantôt sablonneuse ; parfois on passe latéralement à un faciès caillouteux de petit calibre, aux coins mal arrondis. La comparaison entre ces sédiments et ceux de l'Urumea nous permet de maintenir les traits généraux que nous avons résumés plus haut.

En outre, nous avons eu la chance de préciser quelques données complémentaires intéressant l'évolution morphologique dans une coupe située près d'Andoain sur les marges de notre domaine, dans le bassin de l'Oria en amont de la gorge que ce fleuve s'est taillée à travers l'écaille de Bolunza. Les environs d'Andoain appartiennent à une zone affectée par de multiples dislocations ; quelques-unes affectent le contact Trias-flysch crétacé, les autres font apparaître les calcaires du Jurassique au milieu des argiles du Keuper. Le petit som-

- - - - -

(57) - Dans les coupes de l'intérieur domine le faciès de gros cailloux (0,25, 0,30 m de grand axe). Les coupes sont masquées par une couverture herbeuse très fournie qui empêche toute étude détaillée.
(58) - Pour arriver, il faut prendre le chemin de San Martial. A la sortie d'Irun, près du km 19, à côté d'un bâtiment appelé Aillaran-Berri se détache un petit sentier à droite qui monte par une tranchée à la surface du glacis.

met qui porte l'église d'Andoain n'est qu'un lambeau du calcaire jurassique qui dessine une forme en amande dont l'axe principal orienté d'ENE-WSW présente une extension en longueur de 700 mètres pour 400 mètres de largeur (59). Le paysage est celui d'une surface de glacis qui se raccorde en large fond de berceau aux versants de Bolunza. Le bas de ce glacis est excavé latéralement par le ruisseau Bazkardo. Entre le fond du Bazkardo et la hauteur d'Andoain il y a une dénivellation de quelques 60 m. Les anciennes coupes d'une exploitation d'argile ouverte des deux côtés de la racine d'Hernani, nous montrent la superposition de deux formations fort différentes : celle du haut est une plaque d'énormes blocs de grès et de poudingues permo-triasiques dont certains atteignent 0,80 m. - 1 m. de grand axe. Doux au toucher et arrondis, ils sont enveloppés, en vrac avec d'autres alluvions quartzeuses plus petites, dans une matrice argileuse de couleur brune très abondante. La formation du bas est une masse argileuse dépourvue de cailloux, légèrement plus claire dans les coupes ouvertes du côté d'Andoain. Dans celles que l'on peut voir du côté de Bolunza la couleur change selon la qualité de la roche sur laquelle elle repose. Elles sont rose sale dans les cargneules et bleuâtres ou grises sur les calcaires marneux et gréseux. Latéralement et en profondeur elles passent graduellement à un grès léger ou à des débris de roches qui entourent des chicots de roche en place de 1 à 2 mètres de hauteur. Dans les creux séparant les chicots on a trouvé des fossiles non roulés (petites ammonites surtout) encastrées dans la masse argileuse, ce qui prouve qu'il s'agit d'une décalcification «in situ». En fait, nous avons là un karst fossile antérieur à la phase de morphogénèse semi-aride qui a taillé le fond de la dépression en glacis et déposé sur les argiles de décalcification les grands blocs de grès et de poudingues. Ainsi après les diverses phases humides et chaudes qui ont provoqué l'altération des calcaires, des granites et des ophites, il s'est produit un ralentissement de l'altération chimique tandis que s'opérait le façonnement des roches météorisées en glacis, sous l'action d'un climat semi-aride pendant le Quaternaire ancien.

- - - - -

(59) - LAMARE P. *Thèse*, 1936, p.89.

Mais la Zone d'Andoain nous apporte encore une autre donnée qui est fondamentale pour interpréter l'évolution de notre région au Quaternaire. Sur les versants du flysch crétacé derrière les anciens bâtiments du dépôt de matériel des Chemins de fer, au km 67, de la route d'Hernani une coupe nous montre un flysch brunâtre à lits fins entièrement altérés, entaillé par un ravin fossile profond de 4 à 5 mètres. Sur les versants, une couche d'argile bleu-clair conserve la structure du flysch décomposé et décoloré. Elle est ceinturée d'une auréole orange et, à la base, apparait une croûte ferrugineuse. L'épaisseur de cette couche augmente vers le talweg du ravin et atteint un demi-mètre. Le modelé en creux du ravin est rempli d'une masse détritique de grèzes de couleur brune claire uniforme. Parmi les grèzes on trouve quelques paquets d'argiles bleues arrachées au versant. En fonction de cette coupe, nous pouvons considérer que la couverture régulière du glacis a été modelée au cours d'une double phase de destruction et de régularisation La première correspond sûrement à une récurrence chaude qui serait survenue pendant la phase terminale de la grande crise glaciaire Une végétation put alors occuper temporairement les versants et engendrer le sol fossile que nous avons examiné. Les grèzes qui fossilisent l'ensemble sont des matériaux qui se rencontrent partout ; elles représentent en fait une phase importante de la régulation des versants qui clot la grande crise glaciaire du Quaternaire.

Ces éléments nous permettent d'esquisser une vue d'ensemble des épisodes morphogénétiques que nous allons analyser séparément dans le cadre de la chronologie du Quaternaire.

3. *L'évolution morphologique au Quaternaire.*

Dans l'état actuel de nos connaissances, le flysch et les ophites auraient déjà subi avant le Quaternaire Ancien, une violente altération chimique dont les traces sont conservées

dans les calcaires d'Andoain, les ophites d'Hernani, etc... L'explication de cette phase d'altération chimique active peut être seulement imaginée dans des conditions d'humidité et de température très différentes de celles qui prédominent pendant la phase de construction des glacis. En effet l'observation montre que ces glacis sont des formes d'érosion en roches tendres. L'érosion qui les a sculptés comporte à la fois des processus de dénudation et des processus de remblaiement. L'analyse des matériaux qui habillent les glacis nous a montré l'existence de fortes épaisseurs d'argile, sables et blocs roulés, ces derniers d'un calibre moyen considérable. Les dépôts, ainsi constitués sont disposés de manière désordonnée au débouché des vallées issues de la montagne (60). Ces caractéristiques nous conduisent à penser que ces matériaux étaient transportés par des appareils fluviaux doués d'une grande capacité de transport ; mais ceux-ci au moment de quitter la montagne se trouvaient déjà saturés. La sortie du massif ancien marquait à la fois une rupture de pente et un brusque élargissement du couloir, faits qui obligeaient les cours d'eau à abandonner une partie de la charge et à la disposer sous forme de placages alluviaux. Cependant, en aval, la pétrographie tendre et fragile du plancher du flysch pourvue d'une couverture végétale pauvre et discontinue, soumise à des pluies violentes et concentrées fournissait tout de suite un pourcentage supplémentaire de matériaux fins aux nappes d'eau et saturaient constamment leur capacité de transport. Incapables d'approfondir vigoureusement leur talweg, ces nappes d'eau armées de cailloux siliceux, se déplaçaient latéralement, rongeant les obstacles, retouchant constamment le dispositif d'écoulement et, nivelant une rampe à faible pente et au profil régulier Un tel système d'écoulement ne peut se réaliser que dans deux milieux physiques fort dissemblables : en pays semi-aride de température élevée, ou dans des régions semi-arides sub-polaires. Les études réalisées dans les ré-

- - - - -

(60) - Il y a lieu de penser que la couche d'alluvions semi-arides était bien plus étendue. Le fait d'avoir trouvé des accumulations du même type au pied du chafnon tertiaire et à mi-chemin entre le massif ancien et San Sebastian vient s'inscrire en faveur de cette interprétation.

2 —

COULOIR IRUN-SAN SEBASTIAN ET BORDURE DU MASSIF DE LA HAYA.

Vue prise du col de Gainchurrizqueta vers l'Est.
Au centre de la photographie le dos de baleine du brachyanticlinal de San Narciso (A1) séparant les compartiments Ouest du glacis taillé dans le flysch, d'un compartiment Est élaboré sur les calcaires schisto-gréseux de l'Albien-Aptien. La continuité transversale peut être rétablie en suivant l'abcisse 1. Tout autour de San Narciso on constate l'important défonçage réalisé par les eaux de l'époque glaciaire des affluents du Jaizubia qui ont défiguré le paysage villafranchien. Sur la ligne de l'horizon, de droite à gauche, on reconnait le petit sommet de grès triasiques qui porte l'Ermitage de San Marcial (D2) ; dans la brume, la Rhune (C2) et les sommets granitiques de Peñas de Haya (B2).

gions environnantes (61), nos propres conclusions dans les bassins de l'intérieur (voir Troisième partie) nous conduisent à repousser la deuxième hypothèse et à adopter celle d'un climat où alternaient des périodes ou des saisons sèches et chaudes avec d'autres plus humides à précipitations violentes et concentrées. L'irrégularité des chutes d'eau et leur caractère plus ou moins torrentiel selon l'année, nous permettent d'expliquer la cœxistence de laves torrentielles et de lentilles à matériaux grossiers, indices d'un écoulement toujours violent mais déjà mieux organisé.

Ainsi donc, le paysage du Quaternaire Ancien (Villanfranchien) a dû apparaître comme un ensemble assez uniforme de grandes rampes à végétation maigre, inclinées longitudinalement vers la côte, doucement courbées transversalement. Entre ces grands couloirs concaves il y avait des interfluves (62) de basse altitude : le tout était dominé d'un côté par la bordure du massif ancien et de l'autre par l'abrupt du chaînon tertiaire côtier (photo IV). Mais ce régime dominé par la corrosion fluviale n'avait pas nivelé tout le relief ni remblayé d'alluvions tous les secteurs déprimés. Au milieu de ces topographies uniformisées se dressaient diverses coupoles calcaires à profil écrasé. Cependant à la fin du Quaternaire ancien, le système d'érosion va changer ; un nouveau style et une nouvelle famille de formes vont s'inscrire dans cette topographie semi-aride.

a) La dissection et le remblaiement de l'époque glaciaire.

Les coupes de Fagollaga et de Lapice semblent indiquer que la période semi-aride se termine par un lent épuisement de l'écoulement. C'est ainsi qu'on peut interpréter la dégradation vers le haut du système alluvial (cailloux plus petits) et la présence des lits d'argile dans les termes supérieurs. Les

---

(61) - Taillefer F. *Le Piémont*. Thèse 1951, p.119. Enjalbert H. *Pays aquitains*, Thèse 1960, p.118 et passim. Viers G. *Le pays Basque*. Thèse 1960 pp.373-476 et passim. Barrère P. *Reliefs mûrs*. 1962 RGPSO. p.331. Hazera J. *Les cailloutis*. III Congr. Int. Et. Pyr. 1962, p.148, Glacis valle Mena, RGPSO. 1964 pp.67-84.
(62) - Les interfluves: Gainchurrizqueta et Alza se trouvent placés dans les secteurs où quelques unes de ces unités secondaires s'approchent au maximum du chaînon tertiaire côtier.

eaux tranquilles et boueuses de l'écoulement terminal remplissent les parties basses accentuant ainsi le caractère mal défini du réseau hydrographique de l'avant-pays. Tout de suite après, parallèlement au retour de l'humidité, à l'abaissement de la température et à l'avance de la glaciation dans la haute montagne il se produit sur la côte une forte régression de la mer. A partir de ce moment le tracé du réseau hydrographique semble se fixer avec une extrême netteté. Toutes les phases de l'évolution postérieure vont se développer, sauf dans les détails, en fonction des chenaux qui s'établissent à cette période. La vigueur de l'encaissement, le tracé hiérarchisé du réseau hydrographique nous invitent à poser deux questions préalables :

Quel est le rôle de la structure capricieuse du flysch dans cet encaissement (63) ? La réponse à cette question exigerait une étude détaillée du flysch crétacé étude dont nous avons déploré l'absence (64).

Cet encaissement correspond-t-il à la seule descente du niveau marin ou faut-il faire intervenir un mouvement de compensation isostatique qui aurait équilibré la nouvelle distribution des masses soulevant le continent (65).

Nous ne pourrions apporter des réponses à ces deux questions qu'en élargissant notre domaine d'étude. En fait il nous suffit d'observer que du côté des matériaux comme du côté du niveau de base les conditions étaient favorables à l'érosion fluviale linéaire. Aussi bien nous pouvons nous limiter à constater que l'entrée en scène des climats froids du Quaternaire glaciaire change le style aride, dominé par la corrosion

- - - - -

(63) - Le tracé anarchique du ruisseau d'Articuza qui prend naissance au Mont-Mendizorrotz. ainsi que les innombrables détails dans les tracés des rivières, semblent démontrer l'ampleur de son importance.

(64) - Du côté français, M.G.Viers a réalisé une étude systématique de la structure du flysch nord-pyrénéen (voir *Esquisse géologique de la zone du flysch entre la Bidouze et le gave d'Oloron (B.P.)* 2e congrès international Et Pyr. Luchon 1954 T.2. pp.184-201 - et *Pays Basque français* 1960. Thèse. Chap.XIII. pp.423-466). Les résultats que M.Viers a pu obtenir lui ont parmis d'arriver à des conclusions très solides sur l'évolution du réseau hydrographique et sur la morphologie du flysch lui-même.

(65) - La position élevée des alluvions Villafranchiennes de Fuentarrabia, l'inclinaison à 20° des lentilles caillouteuses villafranchiennes de Béhobie, l'évidente anomalie de la position des cailloux roulés de MEIPI à Pasajes de San Juan sembleraient appuyer l'hypothèse d'une retouche tectonique quaternaire, mais aucun de ces dépôts ne nous donne sur ce point les données irréfutables qu'il nous faudrait.

latérale, en un style pluvio-nival où domine l'incision verticale. La fusion annuelle de la neige à l'intérieur du pays et les précipitations liquides qui arrosent la région côtière, provoquent de fortes crues des rivières qui transportent une forte charge. Armées de matériaux allogènes, rechargées à la traversée des nappes alluviales du Villafranchien qui se démantèlent, les rivières attaquent violemment le talweg et les rives, réalisant à la fois l'approfondissement et le calibrage de la vallée ; ce dont les grands méandres portent témoignage. En rapport avec cet approfondissement des artères principales, se déclanche tout un système d'érosion régressive dans des petites vallées latérales. Les cours d'eau exploitent les lignes de faiblesse de la structure et retaillent les épandages caillouteux anciens. Le réseau dendritique qui s'inscrit à l'heure actuelle dans le flysch se développe à ce moment-là. La surface plate des glacis est transformée en croupes arrondies de versants convexes en raison de l'approfondissement accéléré des petites vallées ceci, en rapport avec le nouveau niveau de base et plus encore avec le changement de climat. Tout le matériel altéré qui n'avait pas été évacué au cours de la phase antérieure et la plus grande partie des alluvions déposés sous le climat semi-aride vont disparaître dans la mer, emportés par la puissante vague d'érosion fluviale. Le contraste qui oppose la vigoureuse incision du réseau hydrographique à l'insignifiant remblaiement alluvial que l'on observe dans les vallées s'explique de cette manière.

Dans les grandes vallées, les seules coupes dont nous disposons pour voir les formations alluviales du Quaternaire moyen se trouvent à Otsiñaga, sur la rive Nord de l'Urumea, en amont d'Hernani, et à la gare de chemin de fer d' Irun sur la Bidasoa (66). A première vue, devant ces alluvions, on a l'impression d'être en présence de matériaux frais, bien arrondis, enrobés dans une matrice sableuse faiblement ferru-

- - - - -

(66) - Otsiñaga se trouve situé au km 11 de la route de San Sebastian à Pamplona en passant par Hernani. La coupe se trouve dans un petit sentier qui s'avance en direction de la rivière, tout de suite au SE de l'usine de papier Guipuzcoana de Zicuñaga. Pour voir la coupe d'Irun il faut pénétrer dans la gare et s'avance jusqu'à l'extrême limite du trottoir.

ginisée. La stratification est visible ainsi que l'inclinaison des cailloux dans le sens du courant. La position altimétrique est intermédiaire entre la surface du glacis et le fond alluvial flandrien, mais le dépôt manque de continuité et les affleurements sont sporadiques, ce qui interdit toute restitution complète. Heureusement, la rivière Oyarzun, petit cours d'eau qui jette ses eaux dans le bassin de Pasajes, nous permet de reprendre le problème dans de meilleures conditions.

- L'exemple de l'Oyarzun.

Le petit bassin de l'Oyarzun occupe une position intermédiaire entre la Bidasoa et l'Urumea, il jouit de conditions assez exceptionnelles au contact avec le massif ancien : son axe n'est que la prolongation de la grande faille Est-Ouest qui marque la limite entre le massif granitique de la Haya et le môle schisteux de Cinco Villas En traçant cet axe nous trouvons à l'Est, entre Alcibar et Ergoyen, les ophites et les argiles du Keuper ; à l'Ouest, vers Oyarzun, Iturriotz et Ugaldecho (67) les calcaires du Jurassique. Un peu plus loin vers l'Ouest, ces calcaires jurassiques entrent en contact avec le flysch crétacé et vers le Sud-Ouest et le Nord-Est avec les calcaires de l'Albien-Aptien qui reposent sur les argiles du Keuper. Dans le relief, on retrouve sans difficulté ces divers éléments : en amont d'Elizalde la vallée de l'Oyarzun se détache nettement des gorges qui pénètrent dans le massif ancien en suivant l'axe de la grande fracture. La vallée est large et dissymétrique (plus d'un kilomètre entre le village d'Oyarzun et celui d'Iturriotz). Le versant Nord se décompose en deux secteurs, l'un vers le haut, incliné de 20° - 30° ; l'autre, vers le bas, qui correspond à la surface du glacis, atteint à peine 5° d'inclinaison vers l'axe de la vallée. Le versant Sud présente en moyenne des déclivités rectilignes à 20° et de temps en temps on découvre à mi-hauteur des restes du glacis défoncé par l'érosion. La dissymétrie semble s'expliquer par la répartition inégale des masses de Keuper et

- - - - -

(67) - Voir feuilles 1/50.000° N°64, San Sebastian et N°65, Vera de Bidasoa.

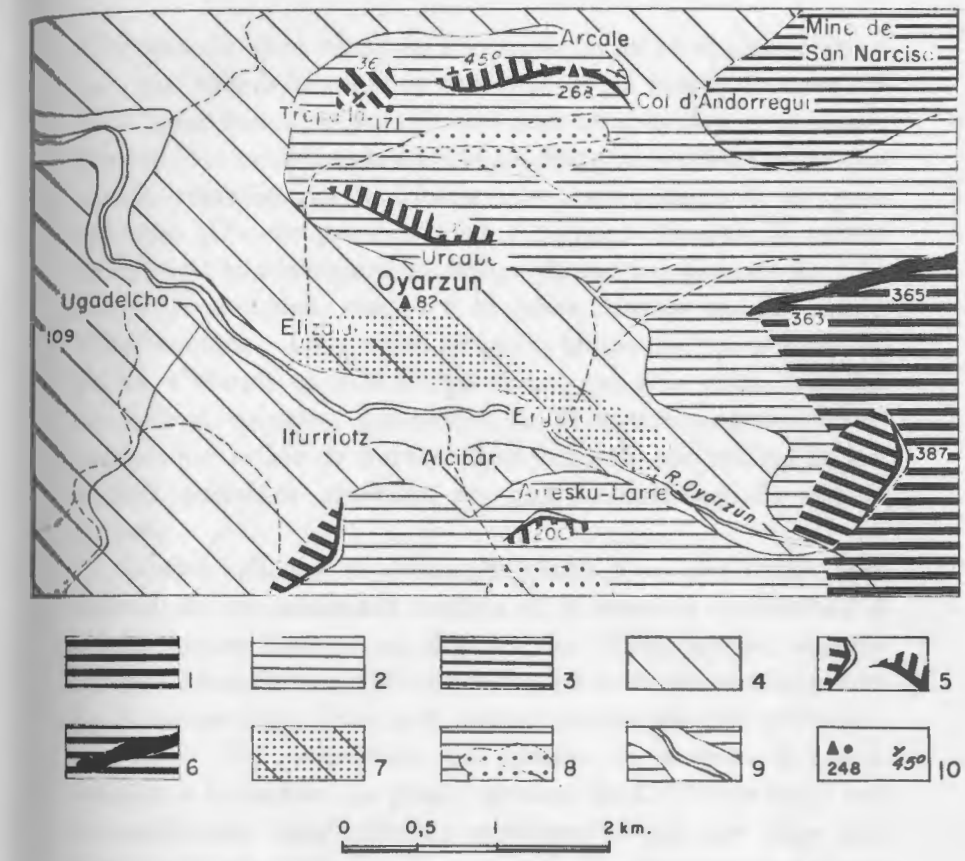


Fig. 10. Bassin d'Oyarzun.

1. Massif de la Haya.
2. Auréole crétacé fortement dégradé.
3. Massif satellite de San Narciso.
4. Glacis d'érosion élaboré dans le flysch.
5. Crêtes et chevrons.
6. Serres.
7. Dépôts contemporains des glacis.
8. Cuvettes intérieures.
9. Terrasse aluviale.
10. Points cotés et pendages.

d'ophites de deux côtés de l'Oyarzun, mais en réalité, l'Oyarzun suit trop fidèlement la direction de la grande fracture de Vera pour que l'on puisse nier une intervention structurale directe. Sur cet ensemble évidé se dressent au Nord plusieurs barres crénelées et ruiniformes de conglomérats et de grès crétacés. D'autre part, en aval d'Iturriotz-Elizalde la vallée se retrécit et s'encaisse au milieu de lourdes croupes de calcaires jurassiques, rongés à la même hauteur que le glacis villafranchien. La rivière dessine plusieurs courbes et la vallée s'élargit en aval d'Ugaldecho, une fois qu'on a quitté le secteur calcaire. La vallée de l'Oyarzun apparait alors comme une vallée de fracture dans laquelle les ophites et les argiles bariolées pénètrent en coin à l'intérieur du massif ancien.

Comme ailleurs, la surface du glacis s'est développée aux dépens de ces matériaux tendres et le manteau d'alluvions y atteint, entre Oyarzun et Ergoyen, un développement exceptionnel. Deux formes d'accumulation cachent une grande partie de la roche-mère ; d'une part, les accumulations colluviales et alluviales (68) semi-arides qui forment un manteau presque continu à la surface du glacis versant Nord. D'autre part, les accumulations longitudinales représentées par une large terrasse subhorizontale où s'inscrit le fond caillouteux de l'Oyarzun actuel (Fig.10 (69). Ces témoins se sont conservés sans doute grâce aux caractéristiques pétrographiques du bassin de l'Oyarzun. Au premier chef, grâce au pouvoir de fixation des argiles du Keuper qui une fois modelées en glacis vont conserver dans leur pâte plastique un pavage d'éléments colluvio-

- - - - -

(68) - Dans un petit sentier qui longe le talus d'Oyarzun, aux environs du cimetière nous avons trouvé des cailloux roulés de quartz, conglomérats et grès du permo-Trias, schistes paléozoïques pourris ainsi que les granits.

(69) - Deux points d'accès facile permettent de voir ces formations colluviales: la petite incision qui traverse le chemin d'Ergoyen, à la sortie d'Oyarzun et le lieu dit Emparan, terminus du chemin vicinal qui commence à Castañequi. Nous y avons trouvé des grès siliceux, calcaires bleus, conglomérats et quartz roulés de couleur vineuse, enrobés dans une matrice argilo-sableuse jaune. Quant à la formation alluviale, l'endroit le plus accessible est Iturriotz, sur le chemin en face du petit parc du village. La coupe montre des cailloux roulés de 15 à 30 cms. d'axe majeur et une matrice ocre rougeâtre. La pétrographie est composée de grès rouges de schistes micacés plus ou moins pourris. Les granits et les ophites sont également décomposés.

-alluviaux qui datent de la période semi-aride. En second lieu, grâce aussi aux caractéristiques de bassin semi-fermé que prend la vallée de l'Oyarzun une fois réalisée la grande incision par les eaux de l'époque glaciaire, et qui est en rapport avec le barrage que constitue à l'aval un petit canon de calcaires jurassiques. Mais l'action des eaux de l'époque glaciaire a causé aussi d'autres dommages aux affleurements calcaires.

b) - Caractéristiques de l'évolution karstique.

La reprise d'érosion que connait le Quaternaire moyen parait agir ici d'une manière sélective. Le travail de creusement suit de très près les contacts stratigraphiques et les roches tendres ou tectoniquement fragilisées. Les couches les plus dures restent en saillie comme le démontrent les petits reliefs armés de couches calcaires dans le flysch d'El Faisan. Le dôme évidé de la Martutene qui résulte de l'exhumation de son contour calcaire et de l'évidement de son noyau argileux représente l'image la plus parfaite de ce creusement sélectif (Fig. 11).

Sur les petits massifs calcaires qui restèrent en relief ainsi que sur le crêt de Bolunza, les eaux de fonte de la neige retouchent partiellement un modelé karstique qui est en partie l'héritage d'un climat pliocène. Ce karst constitué par des pointes de calcaires coniques ou pyramidales est recouvert d'une couche épaisse d'argile de décalcification dans les secteurs les plus profonds. Sur les versants les eaux de fonte des neiges quaternaires sculptent des lapiez en cannelures. Vers la fin de la première crise climatique glaciaire, sous climat sec et froid ce lapiez est recouvert partiellement par des matériaux de solifluction et il ne reste en relief que les sections les plus hautes du modelé karstique. Sur ces pointes émergées va s'exercer l'action de la deuxième phase nivale qui laissera comme témoin de son passage le lapiez en repoussé qui est menu et superficiel si on le met à l'échelle des formes karstiques antérieures. L'évidement par les eaux de fonte des neiges lors de la grande phase froide et humide

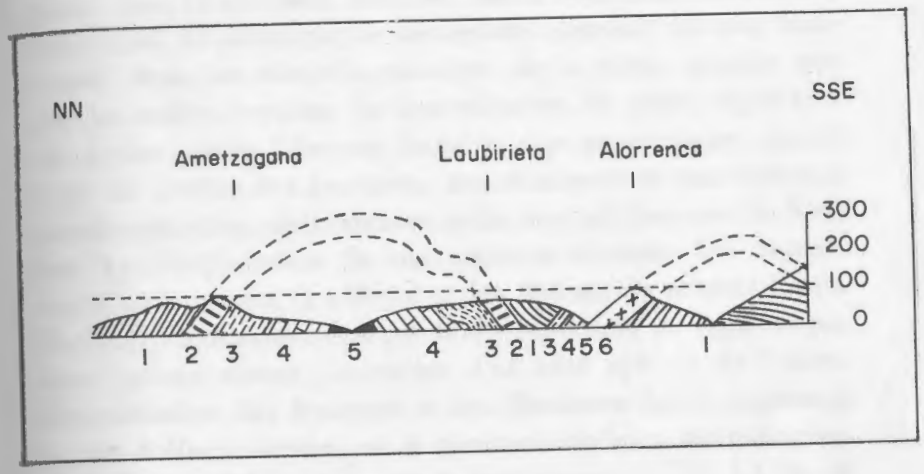


Fig. II. Dôme évidé de la Martutene et racine du lambeau de Santiagomendi. D'après M.P.Lamare. Thèse p. 73.

I. Flysch crétacé.
2. Calcaires et grès crétaciques.
3. Jurassique.
4. Lias.
5. Keuper.
6. Ophites.

n'a pas été poussé jusqu'à l'évacuation complète de l'argile qui remblayait le modelé karstique hérité du Pliocène. Ceci parce que l'évidement était en partie compensé par l'apport solifluidal et parce que le mécanisme régressif n'a pas fonctionné dans les massifs calcaires de la même manière que sur les autres terrains. Sur les calcaires, la vague régressive se traduit, outre l'érosion linéaire, par un soutirage souterrain qui profite des fractures, des diaclases et des contacts stratigraphiques, spécialement celui des ophites avec le Keuper. De l'exploitation de ces contacts résultent les dépressions en baignoire (La Hoya) et les dolines de contact (Santa Barbara) reconnaissables par leur disposition en ligne et par leurs parois mixtes, calcaires d'un côté ophites de l'autre. L'exploitation des fractures et des diaclases donne naissance à des dolines élevées et à quelques dolines périphériques (San Marcos et Choritoquieta et Santiagomendi (70). La fin de la grande phase humide et froide nous laisse donc un paysage transformé fortement disséqué par l'encaissement des talwegs, discrètement habillé par des dépôts solifluidaux et marqué de l'empreinte karstique. A la fin de cette période, les dépôts mis en place par l'alternance gel-dégel s'accumulent sur les versants et dans les fonds des vallées. L'écoulement maigre qui règne alors, sous climat froid et sec se révèle incapable de les évacuer (71).

Tout se remet en mouvement à l'arrivée de la seconde phase nivale et froide, beaucoup moins forte mais mieux caractérisée que la précédente. Son action est en grande partie une reprise de l'érosion antérieure ; elle s'achève également par le réglage des versants. Les grands effets de son action se voient d'ailleurs beaucoup mieux dans le massif ancien et dans les bassins intérieurs que dans la dépression. Cependant les eaux de fonte sapent par érosion latérale les restes

- - - - -

(70) - Les calcaires jurassiques d'Ugaldecho (vallée de l'Oyarzun) nous montrent de nombreuses dolines de type. D'autre part, à Béhobie la surface du glacis apparait elle aussi trouée de dolines assez petites (5-10 m. de diamètre) étroitement liées à une couche calcaire du flysch crétacé très fissuré, exploitée dans la carrière d'El Faisan.

(71) - L'étude des terrasses de la Bidasoa et les coupes du massif ancien nous permettent d'avancer ces caractéristiques sur lesquelles nous reviendrons dans notre deuxième partie.

de la haute terrasse et donnent naissance à un nouveau fond large et plat. Vers la fin de la période froide du Quaternaire, la transgression flandrienne relevant le niveau des eaux marines provoque l'ennoyage d'une grande partie de cette basse terrasse ce qui dérègle l'écoulement du secteur aval des rivières. Il en résulte la formation de méandres d'estuaire qui divaguent un certain temps sur les fonds sablonneux et marécageux avant de se fixer dans leur lit actuel (72).

Les paysages des couloirs de la côte traduisent alors le profond creusement de la dépression du flysch nord-pyrénéen. Ces couloirs portent les traces d'une morphologie de glacis semi-arides recoupés postérieurement par une profonde incision fluviale. Les glacis disséqués ne donnent finalement que des formes de versant (73) ; elles passent insensiblement aux grandes tuiles de grès rouges qui ourlent les flancs du massif ancien.

- - - - -

(72) - C'est à la fin du XVIIIe siècle que se sont effectués les derniers travaux de drainage des marennes dans les dits rivages de Santiago, vallée de Loyola, bas Urumea. Le périmètre drainé était de 600 estados (chaque estados équivaut à 49 pieds carrés). Furent desséchés 21 Yugadas de terre (1 yugade équivaut à peu près à 32 hectares). Voir à ce sujet: *Izaguirre: El Urumea* .... 1930, Mono. Soc. d'Océanog. p.40.

(73) - Dresch J. *Sur les pédiments* .... 1950. Cong. Inst. Géog. Lisbonne, p.24.

DEUXIEME PARTIE

LES MASSIFS ANCIENS

Pour celui qui fait un parcours sur les sommets du chaînon tertiaire côtier, comme pour celui qui traverse les couloirs du flysch, le massif ancien n'est qu'un écran sombre. L'aspect rude, boisé et peu accessible, la hauteur à peu près uniforme des sommets, la monotonie des versants ne lui confèrent qu'une personnalité assez effacée. Cependant les pitons du Peñas de Haya et les crêtes gréseuses qui renforcent la bordure des Cinco Villas, font exception. L'intérieur ne modifie pas l'impression de solitude et de monotonie qu'on ressent de l'extérieur. Les quelques routes qui y passent sont tortueuses et décrivent d'incroyables tournants pour profiter d'un chemin mesquin, ouvert à la dynamite dans le fond des vallées ou à flanc de coteau. Les fermes sont clairsemées, les petits bourgs se logent dans les bassins étroits, les uns haut perchés les autres encaissés. A travers le massif ancien proprement dit les vallées trop étroites n'ont jamais été des axes de communication (74). C'est aux lignes de crête que cette fonction a toujours été réservée. Les sommets à peu près horizontaux, doucement arrondis, sont faciles à atteindre, l'horizon est dégagé et l'œil reconnait sans peine des formes originales et pointues de la bordure. Il n'en est pas de même en ce qui touche l'inextricable réseau des sentiers qui vous conduisent n'importe où ... à condition de prendre le bon. Le massif ancien est un pays difficile dont la connaissance exige un apprentissage dur. Dès qu'on quitte la route (et il n'y en a que deux) le sentier fait la loi. Vouloir s'en passer, essayer de joindre un objectif en suivant un tracé personnel signifie à coup sûr un énorme et inutile effort physique et - expérience faite - la quasi certitude d'être contraint à des traversées de bois à la boussole. Le danger est alors de tomber dans la

- - - - -

(74) LAMARE P. Milieu physique et condition humaine .... 1954. pp.70-81.

broussaille impénétrable qui est reine au fond de quelques ravins. Si l'intérieur reste difficile, les marges, pour d'autres raisons, le sont presque autant. De tous les côtés les escarpements se renforcent de grandes tuiles de grès rouge d'autant mieux détachés que l'évidement des sillons périphériques a été plus vigoureux.

Deux grandes rivières traversent le massif ancien. La Bidasoa qui a ses sources dans les montagnes du Baztan et l'Urumea qui descend des sommets calcaires de la nappe de Marbres. La Bidasoa, après avoir drainé le bassin ophitique de Maya et une partie du sillon du flysch d'Elizondo-Leiza traverse en coup de hache les dalles de grès et de conglomérats quartzitiques du Permo-Trias. Son tracé Nord-Sud, s'allonge de méandres et se replie en coudes rectangulaires dès que la rivière s'enfonce dans les granites de Peñas-de Haya. L'Urumea a un tracé plus tortueux encore principalement au Nord-Est d'Arano, tout de suite après sa confluence avec l'Añarbe.

Solitaire, monotone, médiocre voie de passage des rivières et des routes, les montagnes du massif ancien sont encore le domaine des bois de hêtres ou de chênes et des landes. Dans le fond des vallées profondément encaissées murmure l'eau des ruisseaux et dans le silence des serres (75), seules les sonnailles des moutons viennent interrompre la tranquillité de ces montagnes sauvages. Nous y reviendrons pour essayer de rendre compte de leur morphogénèse après avoir passé en revue les connaissances dont nous disposons. Elles sont limitées pour tout ce qui a trait à la géologie de ces massifs.

- - - - -

(75) - «Sierras», serres, ne dérivent pas du latin «sera», scie. Ces mots désignent des reliefs allongés dont le sommet peut être plat aussi bien qu'aigu. Baulig, H.Vocabul. Franco-Anglo-Allemand de morphol. 1956. p.12.

A. ESQUISSE GEOLOGIQUE.

Ces massifs primaires, bastions extrêmes de la zone axiale pyrénéenne sont mal connus dans tous les domaines. Le problème de l'accès, la monotonie pétrographique des séries schisteuses, le manque de fossiles, l'épaisse couche colluviale qui noie les versants, la vigueur de la végétation y sont pour beaucoup. Seuls les contours ont été étudiés de façon convenable. Avec un minimum de documentation qui pour la plus grande part date d'un demi-siècle nous nous efforcerons d'ébaucher le cadre structural dont il faut dire dès le départ qu'il reste sujet à révision.

Les cartes de M.P. Lamare (76) soulignent le contraste aigu qui apparait entre l'extraordinaire précision des détails de la bordure et le vide à peu près complet de la région intérieure (77). La feuille géologique de Saint-Jean-Pied-de-Port, au 80.000e, note la présence dans cette région de calcaires coblenciens et de filons de diorites, mais les contours sont trop stylisés et les points d'interrogation qui accompagnent les affleurements trop fréquents pour ne pas inciter le chercheur à la prudence. Seule la zone granitique de Peñas de Haya échappe à cette ignorance généralisée. Une dizaine d'articles et références assez anciens accordent au granite une place privilégiée.

1 - Le massif granitique de la Haya.

Ce massif apparait sur la carte comme ayant un noyau de roches massives que cerne une auréole métamorphique, large parfois d'un kilomètre et qui englobe les schistes carbonifères. Cette image cartographique peut induire

- - - - -

(76) - Lamare, P. 1/50.000e San Sebastian, Irun, Maya, Elizondo 1934.
(77) - M.Lamare écrit dans son article Eléments structuraux Pyr.Basq.BSGF 1931. p.103. «Les couches primaires sont si difficiles à identifier et le terrain si couvert de végétation que nous n'avons pas réussi à découvrir les dislocations antépyrénéennes...»

en erreur; en réalité il s'agit plutôt qu'une auréole, d'une aire granitisée (78) où les schistes carbonifères apparaissent modifiés seulement sur quelques mètres: autour des apophyses qui les traversent. Les traces du métamorphisme sont directes : c'est la tache d'une aile de mouche imprimée sur la feuille de schiste. Pour les découvrir, il faut beaucoup d'attention. Le granit nous présente un mélange cristallin presque toujours allotropique et souvent pegmatitique où le mica noir et l'albite, parfois sous forme de grands cristaux, ont leur place. La dimension de grain est variable quelquefois de type porphyroïde ; par contre les apophyses sont, en règle générale, de grain très fin (79). Les secteurs de grain grossier apparaissent les plus altérés et les plus attaqués par l'érosion. L'ensemble de la masse alcaline se résoud le plus souvent en de grands filons dont l'image la plus parfaite est celle des pitons de Peñas de Haya. Dans la zone périphérique, les apophyses de pegmatites et les porphyres quartzitiques donnent naissance à une zone de transition souvent confuse. On a l'impression que la roche intrusive comprime le milieu schisteux où elle prend place. L'altération post-tectonique des pegmatites et des schistes complique encore le dispositif structural visible dans de nombreuses coupes le long du chemin Lesaca-Arichulegui.

Les caractères pétrographiques du granit, le raccourci de ses marges à peine métamorphisées et les caractères propres des pegmatites et des porphyres suggèrent à P.Termier l'hypothèse d'une mise en place au cours de laquelle le fluide refroidi était, en conséquence incapable d'agir chimiquement sur les terrains qu'il traversait. Les grands filons de granite venus d'un noyau batholitique situé en profondeur quelque part à l'Est se seraient mis en saillie par injection intrusive sous la forme d'une masse fondue (80).

- - - - -

(78) - D'une façon habituelle les auteurs prennent l'ensemble Rhune-Haya. Le massif de la Rhune ayant été décrit avec une grande précision dans la thèse de M.Viers nous nous permettons de donner sa référence : Pays Basque ... pp 354-359.
(79) TERMIER P. *Le granite de la Haya.* BSGF. 1907. pp 11-12-15.
(80) TERMIER P. *Le granite de la Haya* ... 1907, pp. 16-17.

L'opération semble se placer dans la période intermédiaire entre le Lias et le Néocrétacé. Les poudingues du Stéfanien et du Permien proches de Peñas de Haya ne portent pas des cailloux de granite. Ils n'apparaissent que dans les poudingues de la base du Cénomanien (81).

Au Sud de la grande ride synclinale de Vera-Oyarzun les affleurements granitiques se poursuivent sur une étendue de dix kilomètres. Les intrusions y apparaissent sous forme de nodules logés au milieu des schistes grenus, psammitiques ou luisants. Dans d'autres cas le granit passe latéralement à des gneiss où l'on aperçoit des amygdales ou des nodules très aplatis conformément aux plans de schistosité (82). En surface, le granit injecté apparait sous les traits d'amas de formes et de dimensions variées. Nulle part les affleurements n'ont la netteté et la vigueur qu'on leur voit à Peñas de Haya.

2 - Le massif schisto-calcaire des Cinco Villas.

Le plus étendu des massifs basques manque presque entièrement d'études géologiques. La couverture des photographies aériennes que nous avons pu examiner ne projette pas non plus beaucoup de lumière sur l'architecture de cette masse paléozoïque. En raison de son échelle dans ces photographies tout semble étouffé sous une végétation serrée et sous une couverture colluviale qui adoucit les aspérités. Sur le terrain, en s'aidant de la carte géologique on arrive finalement à ordonner dans un cadre vraisemblable les données très fragmentaires tirées de la photographie aérienne.

Trois types d'accidents apparaissent en surface : de grandes anomalies Nord-Sud, qui canalisent la Bidasoa et l'Uruméa ; de larges bandes synclinales orientées Sud-Est - Nord-Ouest habillées de plaques gréseuses permotriasiques ; finalement, quelques dépressions basses ou haut perchées en rapport avec des affleurements de calcaire primaire sans dou-

- - - - -

(81) - FOURNIER E. *Etudes sur les Pyr.Basques...* BSGF 1908, p.493 ; TERMIER *Le granite...* 1907, p.11. Feuillée P. *Observations crét.Moy. bassin Vera-Ainhoa.* 1960, p.138.
(82) - Hernandez Sanpelayo P. *Geologia vasco Articuzza.* Munibe 1957, p.59.

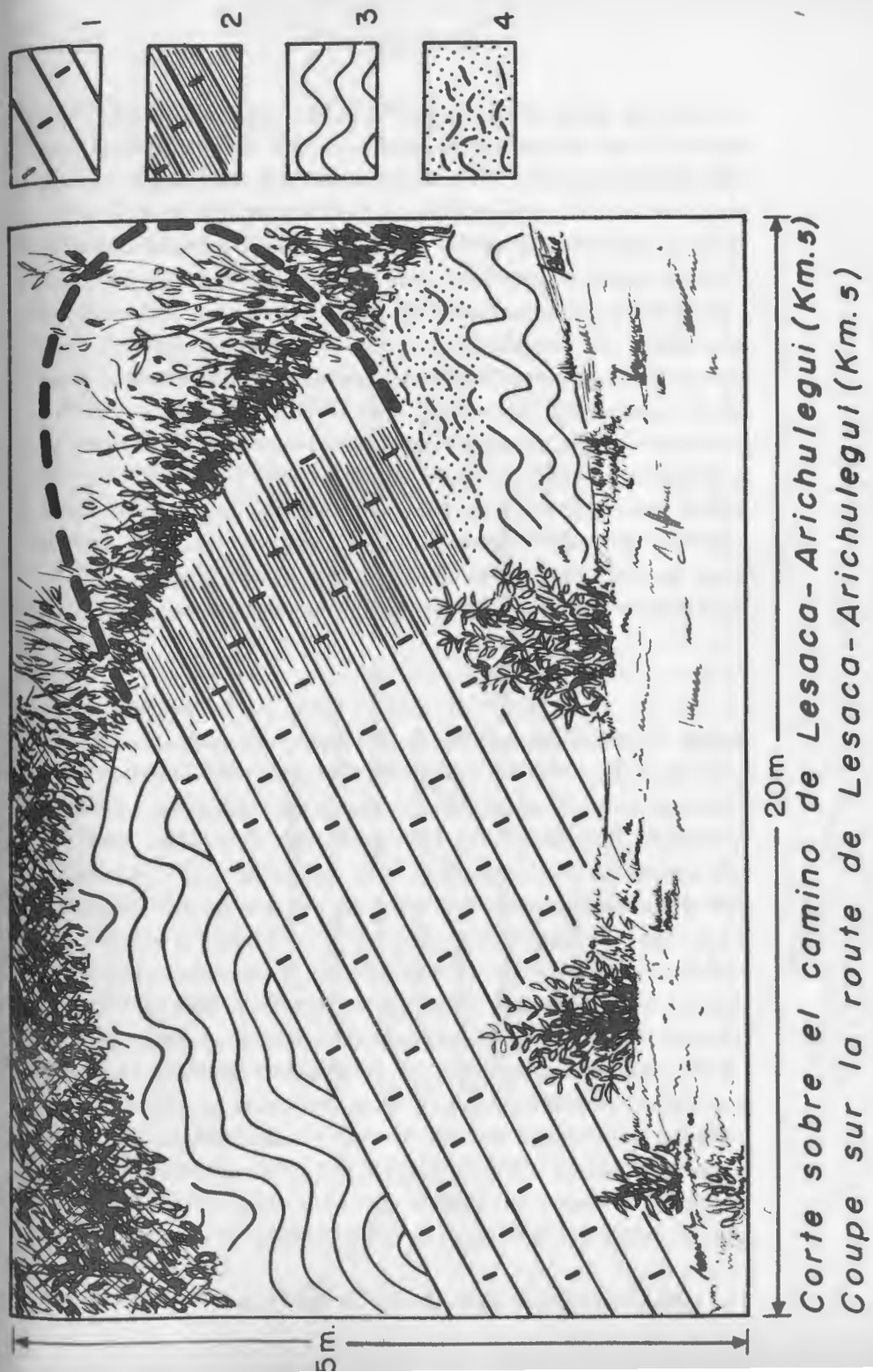
te aussi avec des accidents tectoniques. Les accidents semblent être en étroite relation avec certaines qualités de roches, celles-ci se classent autour de trois types de matériaux : d'une part, les schistes dinantiens et les calcaires coblenciens qui forment le massif ancien proprement dit, d'autre part les grès permo-triasiques qui constituent la couverture. Les schistes se présentent toujours violemment plissés et fracturés. Les couleurs vont du gris au brun foncé voire au noir. Ils sont tantôt siliceux ou graphitiques tantôt ampélitiques ou argileux. Sans faire mention des affleurements rouillés des filons minéraux, l'ensemble schisteux est traversé en tous sens par de petites veines, lames ou filons de quartz blanc. Ces derniers peuvent atteindre 25 mètres de largeur (ferme Ucua, Urumea) (83). Les calcaires coblenciens apparaissent en noyaux anticlinaux (ou en anticlinorium) orientés d'Est en Ouest. Presque toujours cristallins, de couleur bleue, gris clair avec des veinules de calcite ou doucement gris et dolomitiques; ces calcaires sont souvent hâchés de diaclases verticales (Fig.12). Le groupe des grès permo-triasiques rassemble des grès quartzitiques et une gamme très riche d'argiles brunes ou rougeâtres, à quoi s'ajoutent les conglomérats de base. Les grès permo-triasiques représentent sans doute l'élément le plus caractéristique de ces ensembles pétrographiques. Leur présence est toujours liée aux accidents de surface du massif ancien et, à l'occasion, aux ophites et aux argiles bariolées du Keuper.

3 - Les grands accidents de surface.

Les caractéristiques les plus notables du relief sont en rapport d'une part, avec les matériaux du Permo-Trias et, d'autre part avec l'opposition partout sensible entre la massiveté de l'intérieur du massif et la dissection de certaines portions de la bordure (84). Pour comprendre cette position il faut tenir compte de la rigidité du bloc hercynien dans son

- - - - -

(83) DOORNIK J. *Quelques observations sur le Haut Urumea.* Munibe 1961 p.13.
(84) LAMARE P. *Struct. Pyr. Basq. Esp.* BSGF. 1923 .p. 187.



Corte sobre el camino de Lesaca-Arichulegui (Km.5)
Coupe sur la route de Lesaca-Arichulegui (Km.5)

fig. 12

Fig. 12. Coupe sur la route Lesaca-Arichulegui (km 5).
1. Calcaires dévoniens.
2. Griffures parallèles et superficielles.
3. Schistes carbonifères.
4. Schistes arénisés.

ensemble mais aussi des faiblesses de la zone de flexion sur la bordure, où l'on a affaire localement à des jeux de blocs inégalement gauchissants. Aussi l'explication doit-elle faire la part qui revient à l'orogénèse hercynienne dont les efforts étaient orientés d'Est en Ouest et celle qui a trait aux mouvements alpidiques dont les compressions étaient de direction dominante Nord-Sud. Toutes deux s'entrecroisent orthogonalement (85). Si les synclinaux de l'intérieur sont presque toujours longs, de grand rayon de courbure et n'intéressent que les sédiments permo-triasiques; ceux de la bordure Nord-Ouest sont courts et brutaux et s'y incorporent; ils affectent tous les matériaux jusqu'au Crétacé inférieur; c'est le cas dans les plis déversés de l'Alsusta. Les différences de style et d'âge des sédiments intéressés permettent d'attribuer ces derniers accidents au post Crétacé mais il semble que des mouvements postérieurs ont encore remanié le dispositif ancien.

a. Les ondulations et les cassures de l'intérieur.

Bien que le réseau des fractures qui divisent le massif ancien se découvre dans les tranchées des chemins et dans les nombreux accidents du relief (coude de la Bidasoa en aval de Vera, réseau de méandres de l'Añarbe et de l'Urumea à Arrambide, fractures des pans gréseux dans le revers du Mendaur) il n'existe pas de carte géologique convenable où ils aient été reportés : ce qui nous permettrait de juger leur influence réelle sur le relief. Du point de vue morphogénétique il faut donc s'en tenir à quelques hypothèses de travail en attendant la publication de travaux géologiques détaillés. Les grandes ondulations ne laissent planer par contre aucun doute sur leur existence. Exception faite de celles qui orientent la Bidasoa et l'Urumea, et des ondulations qui produisent la hernie du flysch crétacé de l'Ezcurra ou la disparition du Permo-Trias à Bertiz, toutes les autres s'orientent du Sud-Ouest au Nord-Est dans un dispositif en général paral-

- - - - -

(85) RICHTER D. *Uber Quarfaltung in ... Westpyrenäen.* Geol.Mitt.1963 p.185.

lèle au bord Nord-Ouest du massif des Cinco Villas. Leur continuité, matérialisée par les pans de grès triasiques s'avère variable. Dans la bordure Ouest, deux ensembles synclinaux prennent place, très proches l'un de l'autre (deux kilomètres). Au Nord les synclinaux d'Alsusta et de Houyi s'orientent de façon plus ou moins parallèle vers le Nord-Est. Mais tandis que la partie périsynclinale de Houyi se place sur l'Urumea aux environs de la bordure Est du massif, la prolongation du synclinal d'Alsusta disparait plus loin avec les derniers témoins d'une charnière des grès triasiques au Mont Urdaburu (Voir carte structurale). Au Sud les synclinaux d'Adarra et d'Argarate dessinent un Y dont la tige de conjonction est dirigée vers le Nord-Est. Comme les autres elle est accompagnée d'une série de minuscules pans de grès triasiques entre Echolaberri et Arbitante.

A une dizaine de kilomètres au Sud et en direction Ouest - Sud-Ouest - Est - Nord-Est, se déploye, long de vingt kilomètres, le grand synclinal Plazaola-Ituren. Dans le creux synclinal il n'y a que des sédiments antérieurs au Keuper que l'Ollin sépare en deux ensembles. Le segment situé à l'Ouest (Plazaola-Ollin) large de deux kilomètres présente toute la variété des matériaux triasiques : grès bigarrés, Muschelkalk, Keuper et en plus des ophites. De l'autre côté de la rivière, l'aspect est tout autre. Le Trias est représenté, seulement par les séries inférieures en raison d'une élévation d'axe. Les grandes plaques de grès et d'argillites s'organisent dans une série de brachysynclinaux fortement disloqués qui se succèdent jusqu'au massif de Mendaur. Le massif primaire d'Eracurri prend place entre cette longue ride synclinale et la dépression Leiza-Elizondo (86).

Comparable au synclinal Plazaola-Ituren, le synclinal d'Echalar-Urdax (87) long de quinze kilomètres, s'étend en direction Nord - Nord-Est, Sud - Sud-Ouest en grande partie dans la zone des sources de la Nivelle. Dans le secteur de la

- - - - -

(86) LAMARE P. *Thèse* 1936, pp.203-204.
(87) - Dans la carte géologique 1/80.000° Saint-Jean-Pied-de-Port, Echalar apparait décalé de 1500 m. vers le Sud-Est.

Bidasoa, l'extrêmité occidentale du synclinal apparait violemment fragmentée. Les derniers témoins des grès triasiques ne sont plus que des grandes plaques serties dans les schistes carbonifères où toute autre trace de l'accident a disparu. (Dans l'autre sens, la ride plonge lentement et disparait sous les sédiments crétacés de la zone Zugarramurdi-Urdax (88) qui font partie du grand synclinal de Vera (89). Nul accident de bordure n'aura l'importance de ces plis de l'intérieur, mais sur le plan morphologique sa présence est bien mieux mise en valeur.

b. Les multiples accidents de la bordure.

Au premier coup d'œil, la carte géologique montre que la périphérie des massifs basques et leur couverture permo-triasique sont affectées, de nombreux accidents de divers types mais qui appartiennent tous au style cassant. Ils prennent soit la forme de torsions, de flexures ou de cassures qui séparent des segments tordus d'une manière fantaisiste, soit un dessin en grands pans monoclinaux bousculés de manière inégale. Sur la bordure Nord-Ouest trois types d'accidents se succèdent du Nord au Sud. En premier lieu, au Sud de la Bidasoa, deux massifs satellites primaires font escorte au môle granitique et schisteux de la Haya. San Marcial est le plus septentrional et reste séparé de la Haya par une simple bande mylonitique. San Narciso, mieux individualisé présente une auréole de grès crétacés suivie d'une bande de flysch large de deux cents mètres ce qui établit une coupure nette entre le massif granitique et San Narciso. Ainsi, se détache au milieu du flysch une masse brachy-anticlinale, de quatre kilomètres de longueur sur deux de largeur qui apparait comme un pli de fond auquel ont adhéré les sédiments du Crétacé.

- - - - -

(88) LAMARE P. *Thèse*, 1936, pp. 147-148-151.
(89) - Pour expliquer la contiguité de ces deux synclinaux et le caractère transgressif du Crétacé sur le Trias. M.P. Lamare propose l'existence de deux synclinaux logés dans le massif ancien avant l'Albien. L'un d'entre eux, reste exhumé pendant le Crétacé (Echalar-Urdax), l'autre plus profond est envahi par la transgression de l'Albien et du Cénomanien, Lamare P. *Thèse*, 1936 p.151.

A l'embouchure de l'Oyarzun, face à la ride synclinale de Vera, se détache une seconde zone fortement disloquée. Là les grès crétacés se comportent bien différemment. La présence des argiles du Keuper engendre un ensemble structural assez particulier qualifié par P.Lamare de « structure en glaçons » et que nous avons déjà décrit (90).

En direction du Sud-Ouest, le Trias réapparait et marque le début de la troisième zone aux environs de Landarbaso. A partir de ce moment, les anomalies de la structure et les complications sont la règle. La tectonique cassante atteint son expression maximale. Ainsi dans quelques coupes particulièrement accessibles, M.P.Lamare a pu constater des fréquences de l'ordre de cinq à dix accidents par cent mètres (91). Cette fragmentation est en rapport avec de violents plissements qui affectent la marge du massif, plissements que la rigidité des grès permotriasiques ne permet pas toujours de suivre ; la cassure, le cisaillement deviennent alors la règle. Les accidents sont en général parallèles à la marge et incorporent des matériaux du Crétacé inférieur à l'ensemble des plis imbriqués et déversés sur lesquels nous reviendrons dans les pages suivantes (92). Ainsi depuis l'Urumea et jusqu'à Urriondo, la bordure Nord-Ouest se place sous le signe de la menue fracturation et des plissements courts et vigoureux. La bordure Sud et Sud-Est échappe à ce style et on voit apparaître les grands plans monoclinaux et cassés.

Sur la bordure du massif d'Eracurri, entre Plazaola et Ezcurra les matériaux triasiques font défaut. Les schistes carbonifères du massif d'Eracurri apparaissent pour un moment soudés au moyen d'un appendice aux calcaires de la nappe des Marbres. Cet appendice dû à un bombement Nord-Sud étrangle le flysch du couloir Leiza-Elizondo. A l'Est de cet accident, le Trias réapparait progressivement. Il y constitue un ensemble de grandes tuiles plates et monoclinales

- - - - -

(90) LAMARE P. *Thèse* 1936, pp.118-119.
(91) LAMARE P. *Eléments structuraux Pyr.Bas.* 1931, p.98.
(92) LAMARE P. *Thèse*, 1936, pp.157-162.

qui plongent sous le flysch du couloir intermédiaire sous la forme de segments faillés ou courbés par une flexure. Ces grands pans gréseux se succèdent côte à côte jusqu'à Zubieta où ils disparaissent sur six cent mètres puis, jusqu'à Ituren où le synclinal Plazaola-Ituren vient butter contre le massif de Mendaur.

Le massif de Mendaur présente sans doute une des plus puissantes accumulations de matériaux permo-triasiques de la région. Bien que le Permien conserve l'aspect sporadique qui lui est habituel, le Trias inférieur atteint ici son maximum d'épaisseur: 20 30 mètres pour les poudingues, 20 - 30 mètres pour les grès dans la zone que la Bidasoa coupe en gorge. A cet ensemble, il est nécessaire d'ajouter deux couches de basaltes spilitiques, l'une lenticulaire, reposant sur les schistes carbonifères ; l'autre (de 10 mètres de puissance) qui repose sur les grès friables du Permien (93). Cette puissante masse s'organise en grandes planches inclinées vers le Sud-Est (20° - 45°) et compartimentées par de longues fractures. Les sédiments du massif de Mendaur disparaissent à l'Est dans la zone du Señorio de Bertiz. Dans l'espace de 1500 mètres les schistes carbonifères et dévoniens sont en contact direct avec les couches calcaires du Jurassique, puis elles disparaissent à nouveau sous une épaisse couverture de grès permo-triasique qui s'étend sans solution de continuité jusqu'au Maya de Baztan.

Aux environs de Legate et d'Azpilcueta, la couverture permo-triasique est affectée d'une inclinaison assez régulière (20° - 30°) qui ne présente pas de grandes variations jusqu'au col de Maya. Mais à sa base apparait un secteur tabulaire s'étendant entre Lecaroz et Azpilcueta. Le contact entre ces deux ensembles est souligné par une zone de fractures. Entre ces accidents qui restent toujours localisés et superficiels et la grande ride du synclinal pincé de Vera; il est bien difficile d'établir des comparaisons. C'est pour cette raison qu'un paragraphe spécial est consacré à ce dernier.

- - - - -

(93) LAMARE P. *Thèse* 1936, pp.224-226.

Formée de flysch crétacé pincé entre deux blocs primaires, longue de 30 kilomètres, la bande synclinale de Vera s'étend d'Est en Ouest, entre la dépression d'Ainhoa en territoire français et le couloir espagnol d'Irun-San-Sebastian. Sa largeur est variable, voire inexistante par endroits en raison de l'étranglement des terrains crétacés, étranglement produit par la compression des massifs paléozoïques. Dans cette zone synclinale il est possible de distinguer trois secteurs séparés par le col de Lizuriaga et la Bidasoa. Le secteur oriental appartient entièrement au bassin de la Nivelle. C'est le mieux développé à cause du grand épanouissement des sédiments crétacés dans la dépression de Sare. La tranche intermédiaire dénommée couloir d'Alzate présente entre le col de Lizuriaga et la Bidasoa une largeur régulière d'un kilomètre. Il s'y loge une série stratigraphique qui va du Crétacé inférieur au Campanien et dont la puissance atteint près de 1000 mètres (94). Entre la Bidasoa et Ergoyen (vallée d'Oyarzun), les sédiments crétacés du synclinal ne sont qu'un chapelet de témoins, comprimés, étirés, triturés, ou tout simplement éliminés par la violence du broyage. La compression atteint sa valeur maximum au col d'Arichulegui, zone où l'étranglement momentané des sédiments crétacés coïncide avec l'apparition des terrains durcis par l'injection granitique de la Haya et de Biandiz (95). L'influence de ces changements de dureté va se révéler fondamentale pour la compréhension des formes du relief.

B - LES GRANDS TRAITS D'ENSEMBLE DU RELIEF.

Les vues rasantes sur le massif ancien offrent d'habitude l'image d'une surface plus ou moins horizontale que l'on pourrait interpréter comme une pénéplaine disséquée. Mais cette image de platitude donnée par un plan tangent idéal s'atténue ou disparait quand on parcourt les sentiers des sommets ou quand on essaie de reconstruire la dite surface à partir de la carte topographique. En vérité les aplanissements culminants n'existent pas sur le terrain. Bien qu'elles conservent dans le détail une certaine horizontalité, les lignes des crêtes sont toujours aigües et tortueuses. Elles sont plutôt des crêtes de recoupement que des lambeaux d'une ancienne surface. Or, si nulle part dans notre zone de travail ne se conservent des traces d'une haute surface, et à plus forte raison des matériaux qui puissent nous permettre de la définir et de matérialiser son existence, il est dangereux de chercher à la reconstruire en tenant seulement compte d'un plan tangent aux plus hauts sommets suivant la méthode des profils projetés. Un tel procédé nous conduirait, par voie de conséquence, à donner une importance comparable à l'ensemble des replats intermédiaires sans dépôts qui s'échelonnent d'une manière discontinue en contre-bas des sommets. Notre interprétation statistique risquerait alors d'être abusive, faute d'informations sur la structure. Nous serions incapables de déterminer si ces replats sont des formes de surbaissement développées en terrain tendre, des gradins substructuraux soutenus à l'aval par des filons de quartzites ou encore des échelons structuraux, associés à des blocs faillés (96).

Pour éviter toute situation ambigüe nous n'intégrons dans la chronologie que les éléments qui ne souffrent pas de discussion. Cela ne signifie d'ailleurs pas qu'ils soient suffisants pour que la restitution proposée soit pleinement satisfaisante.

Au système des crêtes de recoupement s'oppose un réseau de vallées qui vient compléter la définition morphologique de nos massifs anciens. En effet, la morphologie granitique de Peñas de Haya, mise à part, ce qui est fondamental dans les formes du terrain des Cinco Villas et de Peñas de Haya, c'est l'opposition des serres chauves, doucement arrondies et les vallées encaissées à versants réglés dont la pente oscille entre 20° et 30°, c'est-à-dire que nous sommes en présence

- - - - -

(94) RICHTER D., *Die Flyschmulde von Vera de Bidasoa in den Westpyr.* Geol. Mitt. 1964, p.275.
(95) -LAMARE P. *Thèse.* 1936 pp.119-136.
Présentation de la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port, 2° Cong.Et.Pyr.1954. T.II p.98 99.

(96) -BIROT P. *Morphol. des Pyr.Orient. - Thèse*, 1937. p.7.

d'un relief du type Cévennes. Mais il serait abusif de généraliser sans faire la distinction entre les formes simples et les éléments qui détruisent l'uniformité des serres et des vallées en V plus ou moins ouvert. En particulier, le modelé en pitons granitiques de Peñas de Haya et les cuvettes basses ou perchées échappent au schéma cévenol.

1. Le modèle granitique en pitons de Peñas de Haya.

La silhouette de Peñas de Haya vue de l'Ouest ou du Nord-Ouest est sans doute un des éléments les plus familiers du paysage pour tous ceux qui habitent dans la zone côtière comme pour ceux qui se réfugient dans les contrées de l'intérieur pendant l'été. Ces rochers en forme de dents pointues et inclinées vers le Sud, ont des versants raides (Photo V.) et offrent, vus de près, un modelé en rapport avec des plans de stratification dont les plus remarquables s'inclinent vers le Nord-Ouest. D'autres plans que les grandes diaclases dénonceat, plongent vers l'Est et le Nord-Est. Le premier caractère nous conduit à penser que la stratification se trouve en relation avec les données structurales des schistes carbonifères au milieu desquels pénètrent les filons intrusifs. Profitant de ces lignes de stratification, des diaclases ou des accidents mineurs apparaissent tout autour des sommets chauves des couloirs en partie noyés sous des blocs et des sables que la végétation colonise. Ces couloirs sont, souvent la tête de vallée de ruisseaux qui font partie d'un réseau hydrographique assez développé. Cependant, vu du chemin d'Oyarzun à Lesaca en direction Nord Nord-Est, l'aspect du massif granitique de la Haya est tout autre. Le versant Sud, au pied duquel passe le tunnel d'Arichulegui, n'a plus l'allure fine et élancée des pitons. Les affleurements granitiques à grain moyen de couleur rose, constituent un groupe de gigantesques verrues coalescentes. Cet ensemble affecte la forme d'une coupole écrasée dont les versants sont souvent recoupés à la verticale.

Exception faite du Risco de San Anton qui reproduit timidement la forme en pitons de Peñas de Haya, les autres af-

PLANCHE V

MASSIF GRANITIQUE DE LA HAYA.

Vue prise du Monteaya vers le Nord-Ouest.
Le piton central appelé Ayako arieta (A1) permet de distinguer le groupe des sommets arrondis à sa droite (SSW) où l'on constate une véritable stratification (B2 et C3) soulignée par les versants, stratification transmise aux granits par la roche schisteuse encaissante. Le groupe à gauche (NNE) a des formes plus lourdes. Y domine un réseau de diaclases en sens inverse (D4, D5, E5) ; plans de stratification et zones de faiblesse occupés par les couloirs d'éboulis.

fleurements granitiques ne donnent pas une morphologie particulière. Il y a quelques épaulements vers 500 mètres, mais l'ensemble des formes se relie rapidement au système dualiste serres-vallées. La roche est souvent profondément pourrie et la proximité de pitons en roche saine et des vallées où rien ne tient, pose dans le cadre étroit de notre secteur d'étude, le problème plus général de l'altération des roches granitiques.

a. L'altération des roches granitiques.

La juxtaposition de ces deux morphologies, est-elle en rapport avec des réactions différentes de la roche ou avec un équilibre qui varie selon les époques ? La réponse n'est pas facile à donner faute d'études détaillées sur la pétrographie du granite, faute aussi de renseignements suffisants sur les climats qui régnèrent antérieurement à l'époque glaciaire du Quaternaire.

La première constatation que l'on peut faire, a trait à l'arénisation des granites de tous les secteurs qui se trouvent autour des pitons de Peñas de Haya. Le chemin qui conduit d'Oyarzun à Lesaca, est taillé dans le versant du massif granitique et montre partout des tranchées où plusieurs mètres de roches se trouvent transformés en une masse grenue, de couleur jaunâtre ou rouille. Là-dedans, on retrouve le réseau originel des diaclases, mais la roche a perdu toute consistance. L'albite qui se présente sous forme laiteuse, poussiéreuse ou farineuse, est transformée en kaolin. Les quartz et les feldspaths sont rouillés par l'altération des micas noirs réduits à l'état de petites taches sombres et sans formes. Ailleurs il ne reste de ces micas qu'un simple coup de pinceau rose. Les filons métallifères portent en écharpe des rubans de kaolin. Celui-ci accompagne aussi les fissures (97). Le trait le plus remarquable de ce granit arénisé a été découvert à Descarga dans une coupe du chemin vicinal qui joint le castillo del Ingles à Irun. Le granite de grain

- - - - -

(97) TERMIER P. *Granite de la Haya*, BSGF. 1907. p. 14.

moyen (les quartz mesurent de 3 à 10 millimètres), coloré de jaune rouille, montre des taches de formes quelconques dont le noyau entièrement blanc est auréolé d'un ruban orange plus foncé que l'ensemble de la roche. Il n'y a pas d'ordre particulier dans la répartition de ces taches et nous inclinons à penser que ce phénomène est dû aux eaux de percolation. Nous avons observé des phénomènes identiques dans les éboulis de schistes du bassin de Sumbilla. Les filons de pegmatite montrent aussi une altération avancée mais de faciès différent. Le sable est gris, fin et argileux souvent parcouru par des veinules d'argile blanche qui ressemblent au réseau de fissures que fait un réticule grossièrement orthogonal avec la texture laminaire de la roche. Cette disposition orthogonale est aussi visible dans le granite affecté par la décomposition en boules.

Au pied de Peñas de Haya, dans le secteur d'Arichulegui la roche est de grain plus petit (les quartz mesurent de 1 à 3 millimètres). Elle est en même temps riche en quartz et en feldspaths, par contre les ferromagnésiens ne représentent qu'un pourcentage réduit. Dans quelques secteurs la texture est fine, comme celle du micro-granit ; la roche est tachetée de paillettes de mica noir qui peuvent atteindre un millimètre. Les granites des sommets de Peñas de Haya présentent à peu près les mêmes caractères, les variations minéralogiques, étant toujours accompagnées de signes plus ou moins marqués d'altération. Ainsi, ceux du Monteaya (832 m.) sont de grain homogène (1-2 mm, pour les quartz) l'altération du mica lui transmettant une couleur rose. Le sommet Churrumura (821 m) possède un granit à haut pourcentage de quartz et de feldspaths. Le grain est un peu plus grossier mais la proportion de mica est moindre. L'altération de celui-ci tache a peine la roche qui a un aspect frais. Seuls quelques cristaux laiteux de couleur vert-jaune trahissent l'altération des feldspaths. Dans l'ensemble tous les types présentent, en proportions variées, une couche laminaire et discontinue de couleur brun mat. La surface est douce au toucher, caractère dû peut-être au lavage continu auquel se trouvent soumises

ces roches. Peñas de Haya un jour d'orage semble une énorme cathédrale de granit dont les murs subverticaux et lisses sont zébrés de rigoles écumeuses dont le pouvoir de nettoyage n'a pas besoin d'être démontré quand on connaît la la fréquence et la violence des averses en Pays Basque.

Par opposition aux schistes et à partir d'une certaine valeur de la pente, le granit n'engendre pas des formations colluviales. Les matériaux détritiques retenus dans les gradins structuraux ou ceux qui tapissent le fond des couloirs font exception. Les coupes que nous avons observées sur les pentes modérées montrent la roche altérée in situ, coiffée d'un sol squelettique, jamais par une formation épaisse. Les coupes visibles dans les anciennes casernes d'Endara (98) expliquent à notre avis le comportement du granit désagrégé. Sur un versant de 20° exposé au Sud le granit à gros grains se montre totalement désagrégé. A quelques deux mètres de profondeur, la masse jaunâtre se stratifie en plans parallèles à la surface, plans soulignés par des couches très minces de terre végétale qui s'est infiltrée à travers les fissures de la roche. A quelque 0,80 m de la surface on voit que les veinules de quartz et les grains libérés dessinent une inflexion courbe conforme à la pente, forme typique des phénomènes de reptation. Ce modelé de versant semble conserver dans les plans parallèles à la surface le souvenir du processus rythmique gel-dégel qui agissait au Quaternaire. Mais ce phénomène n'explique pas la désagrégation massive des granits, décomposition qui, à ce qu'il semble, est en partie tout au moins antérieure à l'érosion qui s'est développée au Quaternaire, et qui de ce fait ne mériterait pas le nom de météorisation.

Ajoutons qu'il existe tout autour de Peñas de Haya une ébauche d'aplanissement dont l'altitude se situe entre 400 et 500 mètres. Cette ébauche de surface est limitée du côté Nord-Ouest par des bancs de grès triasiques qui forment une barrière assez continue entre le ruisseau de Elorrasarko et

- - - - -

(98) - Kilomètre 11 de la route Oyarzun-Lesaca.

l'Oyarzun. Une situation assez semblable se présente du côté Nord. Nous pensons que la présence de cette barrière explique en partie l'existence de ces aplanissements et qu'elle enlève beaucoup d'importance à la signification cyclique qu'on pourrait lui attribuer, surtout si on tient compte que le granit pourri fait figure de roche tendre. Dans cette roche pourrie il semble que l'encaissement des vallées se réalise par l'exploitation systématique du réseau de fractures. Les coudes de la Bidasoa épousent ou suivent de très près les fractures Nord-Sud. C'est cela que démontre la cartographie de M.D. Richter (99) où apparaissent les fractures que l'on voit se reproduire dans la couverture triasique du côté français ou dans les filons de quartz des mines de fer d'Ibardin (100).

b. Essai d'interprétation.

En ce qui concerne les sommets, nous avions déjà constaté que le réseau de plans de discontinuité et de fractures avait été exploité par l'érosion qui y inscrit des couloirs et des têtes de vallées. Si dans la zone en saillie comme dans celle où se sont encaissées les rivières au Quaternaire, on découvre un même type d'exploitation des accidents structuraux par l'érosion on pourrait penser que l'aération du massif granitique s'est faite de haut en bas en une seule fois les systèmes d'érosion qui se succédaient profitant des zones de faiblesse préalablement établies. Or on sait que la fin du Tertiaire et principalement le début du Quaternaire jouirent d'un climat semi-aride à dominante chaude comme le montre l'analyse des dépôts détritiques. Ces climats étaient-ils capables de provoquer une altération profonde du granite ? Le réseau hydrographique de cette époque, le premier dont on peut restituer les artères, agissait sur un relief pourri d'avance et réalisait un premier creusement. C'est à cet ancien réseau hydrographique qu'il faudrait demander des comptes au

- - - - -

(99) - RICHTER D. *Die Flyschmulde*, 1964, fig. 3, p.281.
(100) VIERS G. : *Thèse*, p. 358. 1960.

sujet du dégagement des sommets granitiques de la Haya, sommets qui dominent les cuvettes évidées elles aussi au Quaternaire ancien. L'analyse des dépôts arénisés ne décèle ni corrosion du quartz, ni altération massive en kaolin, ni rubéfaction importante qui puissent faire admettre un climat tropical.

Cependant il a fallu de l'humidité et de la chaleur pour altérer à grande profondeur la roche granitique. Un climat chaud et sec ne serait sans doute pas capable seul de réaliser cette altération. Il faut donc admettre un climat chaud et humide de type tropical ou tout au moins un climat intermédiaire qui s'en rapproche. Nous n'avons pas de preuves qu'un tel climat ait régné à une époque géologique récente. Il faut donc le reporter assez loin dans le Tertiaire probablement à l'Eocène. Des différences d'ordre minéralogique ont pu guider l'altération initiale et de même les diaclases et les plans de fracture. Ces plans correspondent, sur les sommets de Peñas de Haya, à de véritables surfaces de stratification dans des roches à grains fins qui ne sont pas très riches en ferromagnésiens. Par contre, tout autour on découvre des granits à gros grains, très riches en mica noir ou en feldspaths. La juxtaposition de ces deux types de granit se révèle favorable à l'altération et donc au dégagement de promontoires dans la roche reste saine, ceci pour les raisons à la fois pétrographiques et structurales.

Après la phase chaude et humide qui provoque l'altération des granits, après le ralentissement de l'altération chimique qui marque le Quaternaire ancien, on arrive au Quaternaire froid et humide qui établit un style d'érosion à incision verticale. Dans la roche pourrie d'avance cette érosion travaille sélectivement en se laissant guider par les données structurales.

C'est ainsi que la Bidasoa, au lieu de profiter du couloir d'Alzate développe sa vallée dans le granite. Au début du travail de l'érosion fluviale linéaire le granite était tendre et plus facile à exploiter que les roches voisines. Mais cette roche pourrie en surface cache en profondeur une roche saine

dans laquelle par un phénomène d'épigénie les talwegs prisonniers s'encaissent dans d'étroites vallées. Le processus d'évidement entamé au Quaternaire ancien dans le massif granitique n'est pas allé très loin. Faute de temps à l'échelle géologique, l'incision verticale reste elle aussi inachevée à l'époque glaciaire qui fut d'assez courte durée. Aucun processus postérieur n'aura la force de ruiner l'équilibre ainsi réalisé. Seules quelques retouches se produisent qui soulignent les imperfections de détails de l'érosion linéaire à l'époque glaciaire. L'étude des phases de creusement et de remblaiement met en lumière ces changements dans les systèmes d'érosion anciens.

2. Les étapes de creusement et de remblaiement.

Les massifs de Peñas de Haya et de Cinco Villas sont entourés de dépressions évidées principalement dans les roches friables du flysch crétacé, dans les argiles bariolées du Keuper et dans les ophites. Les dépressions de l'intérieur canalisent plusieurs cours d'eau qui traversent ensuite le môle paléozoïque avant d'atteindre les couloirs de la côte et la mer. Il n'est donc pas étrange de constater que, de même que les couloirs de la périphérie, le massif ancien conserve des témoins fondamentaux des étapes morphologiques qui ont mis leur empreinte sur les paysages de la région. Ce rôle de centre d'enregistrement que joue le massif ancien s'explique en fonction de sa position intermédiaire entre les dépressions de la côte et celles de l'intérieur mais aussi en raison des caractéristiques structurales et pétrographiques qui lui sont propres. Ce rôle de relais apparait aussi bien sur la bordure qu'à l'intérieur où se sont taillés des cuvettes et des couloirs. Dans l'ensemble monotone et boisé qu'est le massif ancien, ces cuvettes représentent les seuls centres de vie agricole concentrée. C'est ainsi que dans le massif des Cinco Villas tous les villages à l'exception de deux (Arano et Goizueta) se logent dans le fond d'une cuvette (101). Ces cuvettes se distinguent aussi par leur position altimétrique ; quelques-unes sont restées perchées sur le talweg actuel (Yanci, Arrambide, Aranaz) d'autres ont leur fond excavé jusqu'au niveau de la rivière actuelle (Sumbilla, Lesaca, Echalar). Cette distinction élémentaire qui tient compte du seul critère altimétrique doit être complétée à l'aide des données pétrographiques (calcaire coblencien) ou structurales : réseau de fractures, axe synclinal.

a. L'AMENAGEMENT DES CUVETTES DE L'INTERIEUR ET DU COULOIR DE VERA.

1. Les cuvettes suspendues.

Ces cuvettes appartiennent à un ensemble morphologique qui s'est développé dans le cadre du massif et sans relation avec le niveau de base actuel. Recoupées par de profondes gorges, deux d'entre elles, Yanci et Aranaz, sont des exemples particulièrement expressifs de l'exploitation sélective des calcaires coblenciens par les phénomènes de dissolution. Arrambide, par contre, doit son existence à la présence d'un gril de fractures d'orientation multiple.

Dans le bassin d'Aranaz les calcaires apparaissent fortement plissés en plis droits entre les schistes carbonifères. On observe fréquemment le passage du socle schisteux aux calcaires cristallins. Malgré cela il est très difficile de se rendre compte de tous les caractères de la structure. Au point de vue morphologique, les choses sont plus claires. Le bassin calcaire évidé est dominé par un cadre montagneux de hauts commets plus ou moins uniformes (102) constitués par les schistes. De ces sommets descendent les serres lourdes et boisées, disséquées en cévennes par un puissant réseau de vallées. Les versants de celles-ci sont en grande partie rectilignes. Inclinés en moyenne à 30°, ils se ferment en V au fond de ravins à forte pente longitudinale. Exception faite des

- - - - -

(101) - Le massif de la Haya ne porte pas d'agglomération urbaine. Sur celui de Cinco Villas, il y a actuellement sept villages : Arano, Aranaz, Echalar, Goizueta, Lesaca, Sumbilla et Yanci.

(102) - Arana 1037 m., Ecaitza 1034 m., Articutza 1042 m., Izu 828 m., Paolletaco-egana 680 m., Urranue 650 m., Apaola 681 m., Azquillama 724 m.

sommets aigus que donnent les pans de grès permo-triasiques, les crêtes sont toutes des serres de dissection.

On observe une dissymétrie assez constante entre le versant nord-ouest et celui du sud-est. La coupure de la rivière Latsa laisse au versant nord la plus grande partie du fond suspendu de la cuvette. Ce fond se trouve perché à 100 ou 150 mètres au-dessus du talweg de la rivière. Dans le détail cette cuvette se trouve morcelée en cinq unités principales. Trois d'entre elles qui sont aussi les plus larges sont accolées au versant nord-ouest, les deux autres au versant opposé. C'est sur une de ces dernières que s'est implanté le village d'Aranaz (fig.1). Des lambeaux de cet ancien bassin se trouvent actuellement entourés par des formes karstiques qui se sont développées à la suite de l'enfoncement du talweg. La verticalité des couches du calcaire coblencien semble avoir joué deux rôles opposés : d'une part les plans de discontinuité verticaux ont favorisé le travail d'incision développé par la reprise de l'érosion ; d'autre part, une fois l'incision réalisée, la roche calcaire est frappée d'immunité en raison du cloisonnement dû aux murailles verticales. Grâce à ces caractéristiques il est assez facile de reconstruire les formes originelles de part et d'autre de la rivière qui s'enfonce dans une gorge étroite et profonde reliant le bassin d'Aranaz à celui de Yanci.

La cuvette de Yanci est à la fois plus petite, plus simple et mieux conservée que celle d'Aranaz. Assymétrique, la surface presque plane du bassin (inclinaison de 3° à 4° vers le sud-est) se développe entièrement sur le versant nord-ouest de la vallée. La cuvette est ainsi perchée à une centaine de mètres au-dessus du talweg du Latsa. La rivière traverse, par une gorge, le secteur inférieur du bassin et le versant sud-est. Dans le sens transversal le petit ruisseau Yosango et d'autres ravins ont disséqué le fond de la cuvette ce qui lui donne un aspect bombé à versants doucement convexes. Les murettes qui longent le chemin, les petites tranchées de la route et

la grande doline qui se trouve au Sud de Ezquerrenborda (103), dénoncent le caractère calcaire du soubassement. Malheureusement nous n'avons à son sujet que les informations constituées d'un côté par le modèle et de l'autre par la grande tache ocre figurée sur la carte géologique.

Plus que n'importe quel élément du relief, les versants d'incision portent la marque de la pétrographie calcaire. Entièrement recouverts de lapiez en cannelures, ces versants lépreux et hérissés ont un étrange aspect. Vus de près les calcaires gris bleuâtres sont parcourus de veinules de calcite. Les calcaires blancs ont une structure saccharoïde et cristalline. Tous sont durs et résistent aux coups de marteau. Il n'en est que plus surprenant de les voir corrodés de grands lapiez.

Dès que l'on remonte des ravins au fond du berceau de la cuvette, les lapiez apparaissent couverts d'une argile brune qui enveloppe les saillies du calcaire. Dans ces argiles on peut voir de gros matériaux allochtones. Ces cailloux principalement silicieux atteignent jusqu'à 0,40 m. d'axe majeur. Ils sont bien roulés et on peut considérer qu'ils correspondent à des apports fluviatiles débouchant dans la cuvette. Remaniés et mélangés à des colluvions, ces cailloux sont descendus dans les cannelures des lapiez tandis que se développait la karstification.

Le bassin suspendu d'Arrambide est à la fois moins visible sur le terrain et plus complexe dans sa genèse. La présence immédiate de la bordure métamorphique d'Articutza, la proximité des synclinaux sud-sud-ouest nord-nord-est d'Urdaburu et d'Arbitarte, donne naissance à des contrastes morphologiques bien plus remarquables que ceux des cuvettes de l'intérieur. Ces éléments structuraux annulent ou compliquent énormément la netteté du bassin primitif. Malgré tout, depuis le chemin qui conduit à Arano il est possible de reconstruire - non sans peine - une ancienne cuvette où plusieurs épaulements semblent évoquer autant de phases d'encaissement mais

- - - - -

(103) - Sur le chemin intérieur qui joint Yanci et Lesaca.

dont seul le plus bas porte des témoins alluviaux. Au Nord de Goizueta, l'accident qui guide le tracé de l'Urumea se trouve emprunté par la rivière Añarbe. Celle-ci en suivant l'axe nord--sud, fait une grande courbe en épingle à cheveux. Au point le plus rapproché les deux rivières ne sont séparées que par un mur large de 200 mètres à sa base.

Tout cet ensemble se distribue d'une manière grossièrement orthogonale, fait qui nous conduit à penser que nous nous trouvons en face d'un carrefour tectonique où les orientations à peu près Est-Ouest s'entrecroisent avec des directions Nord-Sud. Ces deux directions sont suggérées sur le terrain par l'orientation Nord-Sud de la Bidasoa et de l'Urumea, par les deux bras de l'épingle à cheveux de l'Añarbe et par le bombement responsable de l'apophyse primaire d'Ezcurra. La direction Est-Ouest apparait dans le tracé des synclinaux d'Urdaburu et d'Arbitarte, dans le haut Añarbe (Articutza), dans plusieurs filons de quartz et dans la faille ouest-nord--ouest est-sud-est d'Ibero visible des deux côtés du pont (104). Dans les détails on constate que les quartzites que l'on voyait constamment orientés au nord-est changent de direction au beau milieu du bassin et se dirigent vers le nord--ouest, dessinant ainsi un arc qui semble ne pas être étranger au réseau des méandres qui compliquent le tracé de l'Añarbe (105). Ce ne sont pas là des arguments décisifs et l'analyse structurale n'est ici qu'ébauchée. Mais toutes ces données ne sont pas nouvelles et nous avons déjà fait mention des arguments qu'apportent les travaux de M.D. Richter où sont évoquées les déformations hercyniennes et alpines qui affectent le massif ancien.

II. Les basses cuvettes.

Développé lui aussi en fonction d'un accident structural, le bassin d'Echalar apparait comme l'héritier direct de la terminaison du synclinal d'Echalar-Urdax qui éparpille ses

- - - - -

(104) DOORNICK J. *Quelques observations sur le Haut Urumea. Munibe.* 1061 p.15.
(105) - Hernandez Sanpelayo P. *Recorridos por el Urumea. Munibe.* 1951.

derniers témoins permo-triasiques jusqu'au méandre qui ferme la cuvette en aval. Quelques plaques de grès restent encore dans le versant sud tel le pan permo-triasique de Aindola qui plonge vers le nord et montre bien que l'axe du bassin coïncide avec celui du synclinal dont les témoins du flanc nord ont été entièrement détruits.

Sumbilla et Lesaca semblent bien, par contre, dériver - comme Yanci et Aranaz - des calcaires coblenciens dont la structure n'est accessible que dans les détails. Ainsi par exemple, le contact des calcaires dévoniens et des schistes carbonifères peut être observé au kilomètre 62 de la route Irun-Pamplona. Les caractéristiques pétrographiques des calcaires apparaissent assez bien dans le chantier qui se trouve derrière le couvent de Santa Teresa de Lesaca. Mais de toutes les coupes observables, celle qui nous renseigne le mieux sur les données structurales est celle du kilomètre 5 de la route Lesaca-Oyarzun. Nous trouvons là des calcaires dévoniens cristallins et bleuâtres plissés en anticlinal (N 30° W) au milieu des schistes carbonifères (fig.12). Le contact est clair et rectiligne mais sur le flan inférieur des calcaires les schistes carbonifères ont été profondément altérés. La structure foliacée se conserve, bien que confondue dans une masse sableuse de couleur bleue et un peu ferrugineuse qui ne possède qu'une cohésion élémentaire (106). Les calcaires de l'anticlinal sont très durs et cohérents quoique fendillés par des diaclases subverticales et discontinues. Le profil de cet anticlinal moulé dans les schistes primaires nous servira de fil conducteur pour bien comprendre la genèse du bassin de Lesaca.

Le fond de la cuvette comporte un remblaiement alluvial doucement incliné. La dépression est fermée en aval par une gorge qui commence aux environs de l'hermitage d'El Salvador. Le début de la gorge coïncide avec la disparition des affleurements calcaires. Si nous rapprochons les points où l'on

- - - - -

(106) - De l'autre côté de la route il y a une autre coupe qui intéresse seulement les schistes carbonifères où l'on constate une forme d'altération semblable.

voit affleurer les calcaires primaires, on s'aperçoit de la continuité de ceux-ci dans la partie basse de la cuvette, fait normal car Lesaca se trouve sur la marge des affleurements de calcaires coblenciens. Ceux-ci n'apparaissent que de façon sporadique vers le Nord. Comme il s'agit d'un ensemble qui se noie sous les schistes on peut imaginer que l'installation primitive du ruisseau de San Anton n'a eu aucune relation avec les calcaires dévoniens, ces derniers étant surmontés d'affleurements schisteux. Pendant la phase d'enfoncement, la rivière de San Anton vient au contact des calcaires, se surimpose à eux et déblaie le bassin ; c'est pour cette raison qu'il n'y a pas de cuvette perchée. On peut aussi admettre que les calcaires formaient ici une masse considérable plus ou moins écrasée par le plissement ; la karstification a été poussée jusqu'à leur destruction quasi totale, d'où la profondeur de la cuvette.

Mais de ces basses cuvettes l'exemple le plus curieux est celui de Sumbilla, non seulement par son ampleur et la beauté de son cadre, mais aussi par l'ampleur de son évidement et son caractère de bassin où se trouve résumée toute l'évolution morphologique de la région.

Nulle part ailleurs, nous ne retrouvons, aussi puissante, la croûte permo-triasique du versant sud de Sumbilla (Phot. VI) Les grandes tuiles plates du massif de Mendaur, formées d'une accumulation massive de grès et de conglomérats quartzitiques, présentent un abrupt orienté au Nord et recoupé en gorge perpendiculairement, par la Bidasoa. L'abrupt vertical qui domine la gorge souligne le contact de cette formation avec les schistes paléozoïques. La crête culmine dans le sommet du Mendaur (1000 m) et dans celui d'Oleson (600 m). Ces sommets s'élèvent au-dessus d'une série de hauts replats sans dépôts et des formes plus basses coiffées d'alluvions anciennes dont nous aborderons l'étude plus tard. De ces abrupts naissent aussi de grandes coulées boueuses, seuls exemples que nous ayons aperçu de ce type de modelé dans notre étude des photographies aériennes. Sumbilla apparait donc comme un bassin d'érosion différentielle, évidé en

BASSIN DE SUMBILLA. MASSIF DES CINCO VILLAS.

Vue prise vers le Sud-Ouest.
Au centre de la photographie (A1) agglomération urbaine de Sumbilla. La rivière Bidasoa perce le massif de Mendaur dans l'entonnoir de Sumbilla (B2) et étale une plaine alluviale visible encore à l'extrême inférieure droite de la photographie. Sur cette plaine alluviale gradins nus (A3, C3) dominés par les sommets de Mendaur (1136 m., C4) et Asquin (521 m., A5). Le petit col de Elgorriaga (D3) qu'interrompt la continuité de ces sommets, s'établit en rapport avec une faille Nord-Sud. Ces sommets tombent en abrupt vers l'intérieur à cause de l'opposition qui s'établit entre la dureté des roches composant la couverture permo-triasique et celle de la masse schisteuse sous-jacente, opposition très visible dans le secteur de la gorge de la Bidasoa.

fonction de la vigoureuse opposition des conglomérats ou grès permo-triasiques et des schistes carbonifères. Toutefois de façon sporadique, on voit là aussi des affleurements de calcaires dévoniens. Or après la disparition des dernières traces calcaires en aval de Sumbilla, la rivière s'encaisse violemment ce qui nous conduit à attribuer un rôle non négligeable aux calcaires dans le modelé en creux du bassin de Sumbilla même si à l'heure actuelle les témoins calcaires sont d'une extrême discrétion.

La vallée de la Bidasoa forme un train de méandres presque continu de Sumbilla jusqu'au couloir de Vera. Ce trait n'appartient pas de manière exclusive à la Bidasoa. Plusieurs rivières de la région présentent dans un lit encaissé, à la fois des méandres et des secteurs encaissés rectilignes. Ce caractère, valable aussi pour de petits ruisseaux (Arroyo Arreguiko entre Vera et Echalar, Barranco Zumarresta au Sud-Est de Goizueta), nous fait penser à un rapport entre la structure (107) et le tracé des méandres. Le dispositif structural des schistes et leur fracturation soulignent d'une certaine manière la superposition des deux axes des plissements. Il y a là des lignes de faiblesses, qui à notre avis, donnèrent au réseau hydrographique un tracé aux angles plus ou moins orthogonaux. La mécanique des eaux courantes perfectionna ce dessin élémentaire au cours de l'encaissement des vallées. Dans le massif ancien le processus de régularisation des méandres s'est particulièrement développé lors de la grande incision réalisée par les eaux de l'époque glaciaire lorsqu'on est passé d'un régime semi-aride à écoulement laminaire à un régime de creusement linéaire. Cette transformation du mode d'action de l'érosion fluviale se marque aussi dans la superposition de deux éléments du paysage: l'un actuellement perché se compose de hauts couloirs d'érosion dont l'exemple le plus clair peut être observé sur l'Urumea supérieur depuis la crête d'interfluve du kilomètre 39; l'autre s'emboite en V étroit et pro-

- - - - -

(107) - Le parallélisme des méandres de la Bidasoa et de la petite Regata Iruribieta au kilomètre 61,5 de la route Irun-Pamplona peut être interprété dans ce sens.

fond mais les courbes des méandres détruisent parfois presque entièrement les formes perchées.

III. Le couloir de Vera (108).

Vue de San Anton, la bande synclinale de Vera dessine un grand fond en berceau ; large et rectiligne il se prolonge au-delà du col de Lizuriaga dans la dépression de Sare. Son cadre montagnard est dominé par la proue de bateau de la Rhune et aussi par une série d'affleurements de grès aux abrupts rougeâtres. Ces témoins sont éparpillés sur le versant nord. S'opposant à cette morphologie en abrupts imposée par les grès du Permo-Trias, le flysch du versant sud donne un profil en glacis doucement inclinés et recoupés à l'extrémité ouest par la Bidasoa. Au moment où elle débouche dans le couloir de Vera, son talweg est guidé par un réseau d'accidents orthogonaux en particulier des fractures nord-sud et par le dispositif est-ouest de l'axe synclinal. Suivant ces indications structurales, la rivière décrit un méandre avant de commencer, à angle droit, son parcours encaissé dans la masse granitique de la Haya. L'arrivée de la Bidasoa dans le couloir de Vera se marque par une rupture de pente que la rivière a matérialisée par un dépôt d'alluvions, en contrebas du glacis. Ces alluvions sont étalées dans le lobe du méandre et aussi dans le fond actuel de la rivière. On y trouve des galets, des roches fraîches de faible calibre : quartz, grès, calcaires, et aussi, presque entièrement pourris, quelques ophites et schistes. La tranchée de l'ancien chemin de fer d'Elizondo nous donne une coupe de quatre mètres de hauteur, malheureusement envahie par la végétation, ce qui ne facilite pas une observation d'ensemble. Les cailloux roulés enveloppés dans une matrice argilo-sableuse sont disposés en lentilles. Certaines sont formées exclusivement de sable gris et brun. L'épaisseur totale de la formation est à peine supérieure à 8 ou 10 mètres. Les schistes carbonifères sont en effet visibles au pont des Anglais en contre-bas des dépôts alluviaux du lobe.

- - - - -

(108) - M. G. Viers a fait dans sa thèse une description de cette région (pp.357-359) à laquelle nous nous permettons de renvoyer le lecteur.

b. L'EVIDEMENT PREGLACIAIRE ET LES TERRASSES D'AGE GLACIAIRE.

Nous ne disposons pas de fossiles ou de paléo-sols qui puissent nous informer sur les climats du Quaternaire ancien. L'étude des étapes du creusement des vallées se limite donc à l'analyse des formes et des dépôts détritiques. Bien que cette analyse soit amorcée un peu partout hors de notre région nous reprendrons avant tout les divers éléments locaux pour esquisser une restitution des anciens paysages que nous mettrons en rapport avec les familles de formes équivalentes de la région côtière.

Les dépôts corrélatifs à la surface du glacis violemment disséqués par l'érosion en raison de leur position haute, camouflés par les dépôts colluviaux qui descendent du haut des versants, sont sporadiques et de faible étendue. Dans les couloirs de l'Urumea, nous les avons trouvés sans contestation possible dans trois secteurs ; dans la confluence avec le ruisseau de Latza, dans le méandre de Eracurri, et dans le secteur de Larrain-borda (109). Ils sont toujours en position suspendue au-dessus de la rivière (110) ou logés dans un lobe de méandre. Les caractéristiques de ces plaques alluviales ne diffèrent pas de celles que nous avons largement décrites dans les bassins inférieurs de l'Urumea et de la Bidasoa. Le calibre grossier de matériaux, la digestion de toute roche non silicieuse, le dépôt en vrac, la forte ferruginisation, autant de traits qui font penser aux dépôts de Fagollaga ou d'Hernani (111). Ceux de la Bidasoa ne se distinguent pas non plus par une grande originalité. A peu près continus dans le bassin de Sumbilla, ils disparaissent pratiquement à l'aval quand la vallée se rétrécit. Seule la confluence du Latza et de la Bidasoa conserve une mince plaque détritique à 80 m. au-dessus du talweg (versant sud de la confluence). En aval le vide est complet jusqu'aux environs de Béhobie. Bien que Sumbilla

- - - - -

(109) - Kilomètre 37 de la route Hernani-Goizueta.
(110) - 40 m. de dénivellation à Eracurri, 60 m. à Larrain-borda.
(111) - Venta berri qui se place exactement dans le pédoncule du méandre d'Eraccuri sert de point de référence à qui voudra comparer les dépôts.

n'apporte pas des données nouvelles sur ces alluvions anciennes, il nous offre une coupe de tout premier ordre en amont du ruisseau Kustilan.

Placé entre deux méandres, ce segment de la Bidasoa présente la superposition de trois étapes de l'enfoncement de la rivière: sur le versant ouest à quelques 80 mètres sur la rivière, les petites coupes sur le sentier qui grimpe le versant de la montagne vers la ferme Constantena montrent les affleurements de cailloux silicieux de 0,20-0,30 m. d'axe ; les galets enveloppés dans une matrice argilo-sableuse rougeâtre, sont placés au contact direct des schistes carbonifères. La faible étendue des affleurements ne nous permet pas d'apprécier l'ancienne extension de ces dépôts détritiques. Le sentier qui descend en ligne droite vers la ferme du kilomètre 32 (112) parallèle au ruisseau Irculoerrelako recoupe une couche épaisse d'éboulis lités qui fossilisent les dépôts alluviaux. Ces éboulis lités sont entièrement schisteux et le dépôt se trouve fortement tinté de rouge (fig.13). Complètement pourris, ces éboulis présentent des taches décolorées qui ont la forme de veines ou de coins de couleur blanc-jaune. Ces coins semblent en rapport avec un délavage intense localisé dans des fentes d'eaux de percolation où les sels de fer ont été éliminés. Des taches semblables, nous en avons trouvées le long de la route Sumbilla-Echalar toujours sur le même type de dépôts. Nous les avons aussi comparées aux taches de décoloration sur les granits altérés en arène de Descarga. Ils sont la preuve d'une mise en place assez ancienne et d'une action également longue des influences climatiques sur ces dépôts perchés au-dessus des vallées actuelles.

Deux formations alluviales en terrasses occupent le fond de la vallée. La terrasse haute s'élève d'environ 10 mètres au-dessus du talweg actuel, la terrasse inférieure ne dépasse pas les 4 mètres. La terrasse supérieure présente deux faciès principaux. A la base apparaissent des matériaux d'aspect frais et bien roulés. La taille moyenne est plutôt faible, les

- - - -

(112) - Km.32, de l'ancien chemin de fer d'Elizondo. Carte 1/50.000 n°69, Vera de Bidasoa.

éléments de plus grande dimension atteignent 0,40 m. d'axe majeur. La matrice est sableuse et de couleur ocre. Dans la pétrographie nous trouvons des grès paléozoïques et permo-triasiques ; des calcaires marmoréens, des micaschistes, des ophites des quartz vineux du Permo-Trias, des quartzites filoniens, etc... En général, ces cailloux ne montrent pas de grandes traces d'altération, à l'exception des schistes paléozoïques qui sont en mauvais état. La partie supérieure de cette couche de cailloux roulés est soulignée par des veines d'oxyde de fer discontinues et moyennement cimentées. Ces veines marquent la transition avec une zone où des rangées de cailloux pénètrent sous forme de lames horizontales dans les sables et limons du faciès supérieur. A des hauteurs chaque fois plus hautes au fur et à mesure qu'on avance vers l'amont, les trainées de cailloux supérieures ne dépassent jamais la longueur des trainées inférieures. Nous retrouvons avec une certaine fréquence le faciès des sables et limons supérieur. Il constitue l'élément le plus caractéristique de la terrasse haute La rivière s'inscrit dans le fond plat de la terrasse inférieure. Large d'une trentaine de mètres, ce fond plat est formé par une couche de cailloux, petits pour la plupart et de lentilles de sable gris. L'épaisseur totale n'atteint que trois ou quatre mètres. Au-dessous du pont suspendu qui traverse la rivière, la Bidasoa court sur un fond de schistes vigoureusement taraudé de grandes marmites. La terrasse supérieure de la Bidasoa en aval du ruisseau Kustilan, n'apparait que dans trois secteurs: dans le lobe convexe du méandre de Vera, dans la petite coupe de Castañalde en face de Biriatou, et dans la coupe de la gare d'Irun. Fort heureusement en amont de Sumbilla et spécialement dans la zone d'Errazu, les témoins de cette terrasse sont suffisants pour qu'on ne puisse douter de son existence. Dans l'Urumea - nous l'avons déjà dit - la terrasse supérieure est réduite à de médiocres témoins mais il est possible qu'une large partie de ceux-ci aient été masqués par des dépôts colluviaux qui recouvrent tous les versants du Pays Basque.

c. LE FEUTRAGE RECENT DU MODELE : EBOULIS, EBOULIS LITES, COULEES DE BOUE, COULEES RAVINANTES.

Toutes les formes du terrain du massif ancien et des unités adjacentes portent un manteau de formations colluviales qui ont régularisé les versants en leur donnant leur aspect actuel. Bien que ces dépôts n'aient au total qu'un volume réduit par rapport à celui des formes du terrain, il reste que le paysage actuellement fixé par la végétation leur doit sa tonalité adoucie qui est le résultat des dernières retouches de la morphogénèse. L'absence de fossiles et de données chronologiques complètes, la rareté des formes glaciaires nous oblige à faire un sort et à rapprocher des coupes incomplètes et éloignées les unes des autres pour présenter une vue d'ensemble.

Le meilleur point de repère dont nous disposons, est la terrasse fluvio-glaciaire dont l'âge relatif peut être établi en rapport avec les dépôts glaciaires à Errazu dans le Haut Baztan. Le contact entre cette terrasse et les formations de versants peut être observé en amont du ruisseau Kustilan situé à l'extrême Nord du Bassin de Sumbilla. Sa description a été faite ci-dessus. Les deux faciès de cette terrasse semblent démontrer que la phase glaciaire principale du Quaternaire comporte deux périodes : la première a donné la base caillouteuse tandis que la deuxième a laissé des sables et des limons. La manière dont on passe de l'une à l'autre ne laisse pas de doute sur l'origine longitudinale des matériaux fins, même si l'on admet que leur partie supérieure est d'apport colluvial direct. La superposition de deux faciès opposés indique que le climat après avoir commandé au cours d'une phase humide et froide le creusement de la vallée et le transport des alluvions jusqu'à la mer a évolué vers des types de temps froids et secs qui ont vu se réduire l'écoulement. Les alluvions caillouteuses se sont alors déposées puis l'aridité s'étant accentuée les eaux ont seulement assuré le transport des alluvions fines. C'est dire que la crise climatique glaciaire engendre la terrasse fluvio-glaciaire dans sa phase finale quand elle s'acheva sous le signe de l'aridité et du froid.

1. La coupe de Castenalde.

Sans perdre de vue cette conclusion, allons à Castenalde, ferme située en face de Biriatou sur la Bidasoa inférieure. La coupe récente du chemin se trouve à 10-15 m. au-dessus du niveau des eaux, en position intermédiaire entre le fond flandrien et la surface du glacis. La coupe montre la superposition de trois types de matériaux :

a. A la base on voit des matériaux alluviaux qui par leur position correspondent aux restes d'un lobe de méandre et par leurs traits granulométriques à ceux que nous avons appelés terrasse fluvio-glaciaire (113). On y observe une forte proportion de sables gris et roses que traversent des lignes de ferritisation où l'on voit s'intercaler des cailloux bien roulés qui atteignent jusqu'à 20 cm. d'axe majeur. L'examen pétrographique révèle la présence de grès, quartzites, quartz filoniens, granites pourris et ophites. Ces dernières sont presque toutes recouvertes d'une couche d'argile grise d'altération. Quelques lentilles d'argile à la base et des petites poches de matériaux schisteux achèvent l'ensemble. Ces alluvions reposent sur des schistes carbonifères peu altérés mais très fracturés.

b. Au pied du versant et sur cette terrasse s'étend une couche de 3 à 4 mètres d'épaisseur d'éboulis lités et cimentés de couleur grise à lits alternativement rouge brique et jaune. La stratification est toujours subhorizontale à l'exception du secteur oriental où les éboulis sont disposés conformément à l'inclinaison des versants rocheux. La masse des éboulis ordonnés ne présente pas de vides, les parties comprises entre les fragments de roche étant remblayées d'argile. Cette dernière se présente aussi sous la forme de couches très minces et de lentilles allongées, subhorizontales et discontinues d'épaisseur variant de 0,10 à 0,30 m. Les éboulis sont des fragments de roches diverses et des éclats de quartz dont la dimension moyenne est de 0,05 m. D'une manière ex-

- - - - -

(113) - Cette terrasse apparait en amont à Vera en aval à Irun, donc cet affleurement n'a rien d'anormal.

ceptionnelle on trouve des cailloux roulés qui appartiennent sûrement à des restes alluviaux du glacis demeurés prisonniers d'une infractuosité de la roche, puis libérés par l'action du cryoclastisme. A la base de ces éboulis ordonnés on peut voir des veines de ferruginisation dont l'épaisseur ne dépasse pas 4 à 5 cms.

c. Inscrite dans ces éboulis ordonnés on trouve une pâte de boue et de fragments de roches intimement liés entre eux et sans aucun ordre. Cette pâte recoupe les éboulis ordonnés selon une section semi-circulaire. Ces caractéristiques sont la marque propre des coulées ravinantes mises en marche par l'imbibition nivale telles que les décrit M.P.Barrère dans les Pyrénées Centrales Franco-Espagnoles (114). Toute la coupe est recouverte d'une couche argileuse et humifère mince.

Nous retrouvons la même succession de cailloux alluviaux éboulis ordonnés dans le couloir d'Alzate aux environs de la ferme Mendigorregaraya sur le chemin de Vera à Sare. Les coulées de boue ravinante appartiennent sans doute à une épiphase humide qui s'inscrit à la fin de la période froide et sèche du post-glaciaire. Les coupes que nous avons examinées ne nous permettent pas de donner une réponse définitive à ce sujet. Elles nous permettent par contre, de compléter le tableau des formations de versants.

II. Les coupes d'Agono (Urumea) et d'Ombordi (Bidasoa).

Ces deux coupes (115) sont sans doute celles qui ont les plus grandes dimensions de toutes celles que nous avons trouvées et aussi celles qui résument le plus clairement les épisodes d'évolution des versants. Agono montre un remblaiement de presque 6 m. d'épaisseur. Dans une bouillie d'éclats

- - - - -

(114)BARRERE P.Notes sur l'évolution post glac. des versants Cong.Géog.Rio p.147 1956.

(115) - Agoño se trouve à peu près au kilomètre 45,200 entre Hernani et Goizueta. Ombordi approximativement au kilomètre 69,800 entre Vera et Sumbilla. Les secteurs indiqués ne portent pas à notre connaissance de noms particuliers ainsi nous avons pris le parti de dénommer ces endroits par les noms des lieu-dits les plus proches.

et de morceaux de schistes mélangés à des fragments de quartz et d'argile, les traits qui traduisent la descente par solifluction sont d'une clarté extrême. Il y a là des formes de replis, des structures en lits parallèles et ondulés, ou encore des masses amorphes où seuls les blocs posés à plat sur leur plus grande surface dénoncent une descente par glissement. Ombordi a une épaisseur comparable mais un aspect moins convulsionné. Dans le secteur inférieur de la coupe rien n'évoque un ordre, tout semble avoir été mis en place sous forme de boue. Seule une section riche en blocs de 0,10-0,30 m. révèle un ébauche de parallélisme en raison de la position conforme des blocs et du versant. Mais dans la partie supérieure une couche d'éboulis ordonnés, semblables à ceux de Casteñalde, fossilise tout le versant. Entre le secteur solifluidal et le secteur d'éboulis ordonnés se développe un horizon argileux, jaunâtre, cuirassé d'une croute ferrugineuse et d'une auréole intérieure. On peut estimer qu'il s'agit d'un sol mais ce n'est peut-être qu'une simple lentille décolorée par les eaux de percolation qui ont profité du contact entre les deux formations pour s'écouler.

III. Les coupes de la route Lesaca-Oyarzun.

Si nous empruntons maintenant la route qui traverse le massif paléozoïque d'Oyarzun à Lesaca, nous voyony, taillées à flanc de côteau, de nombreuses coupes dont les informations sont de grande importance. Toute la surface du versant apparait couverte d'éboulis. Les éboulis ordonnés peuvent manquer et ceci se produit spécialement au moment où apparaissent les coulées ravinantes. Le pouvoir d'érosion de ces dernières, prouvé à Casteñalde, nous permet de généraliser. On peut distinguer trois types de formations qui se présentent ensemble ou isolées.

Le premier type est une accumulation d'argiles et de blocs où l'on découvre un ordre élémentaire représenté principalement par des blocs en ligne ou isolés, toujours placés à plat sur leur surface la plus large. C'est un type qu'on avait déjà observé à Ombordi et à Agoño. Cette formation peut atteindre

plusieurs mètres d'épaisseur. Elle est couramment teintée d'une couleur rouge brique intense.

Le second type consiste en éboulis ordonnés de couleur gris uniforme. Les menus fragments de schistes sont stratifiés en lits fins, légèrement cimentés. Il s'y intercale de petites couches d'argile épaisse d'un à trois millimètres. Vers le haut, et c'est alors la surface du versant, apparait une masse argileuse brune ou rougeâtre avec quelques matériaux quartzitiques anguleux et dispersés. La structure est granulaire et l'épaisseur variable de 0,50 m. à 2 m. Le contact entre ces deux formations est irrégulier et l'on peut voir des coins verticaux ou subverticaux logés dans la masse détritique. On observe des traces du passage latéral de l'argile aux fragments de roches ce qui permet d'assurer qu'il s'agit d'une transformation in situ par action des eaux de percolation.

Le troisième type comporte les coulées ravinantes dont la section sur le versant peut être semi-circulaire ou angulaire ; dans ce dernier cas, tout se passe comme si la coulée ravinante profitait d'une fente préalable. Une coupe observée à Endara (route de Lesaca à Oyarzun) montre à la base, la roche schisteuse d'aspect satiné, de couleur gris métallique ou rouge-brique, coupée par une encoche à 90°. Entre la roche saine et le remblaiement colluvial il reste un lit d'argile rougeâtre de 0,20 à 0,30 m. d'épaisseur qui correspond sans doute à la couche solifluidale que l'on voit toujours en contact avec la roche-mère et qui disparait lorsqu'il est démantelé par les coulées ravinantes. La coulée est composée d'argile rouge et de fragments de roches dans un désordre total. Les fragments de roches de schistes ou de quartz de grande dimension peuvent atteindre 15 cm. de grand axe.

Ces trois types de dépôts se superposent souvent et fossilisent un système d'anciens talwegs. Dans plusieurs coupes on observe que le nouveau talweg inscrit péniblement son lit dans la roche laissant à quelques décimètres de là une profonde encoche remplie de matériaux détritiques. On dirait qu'après le bourrage des fonds de vallées la réinstallation du nouveau cours d'eau s'est faite, suivant la ligne de la plus

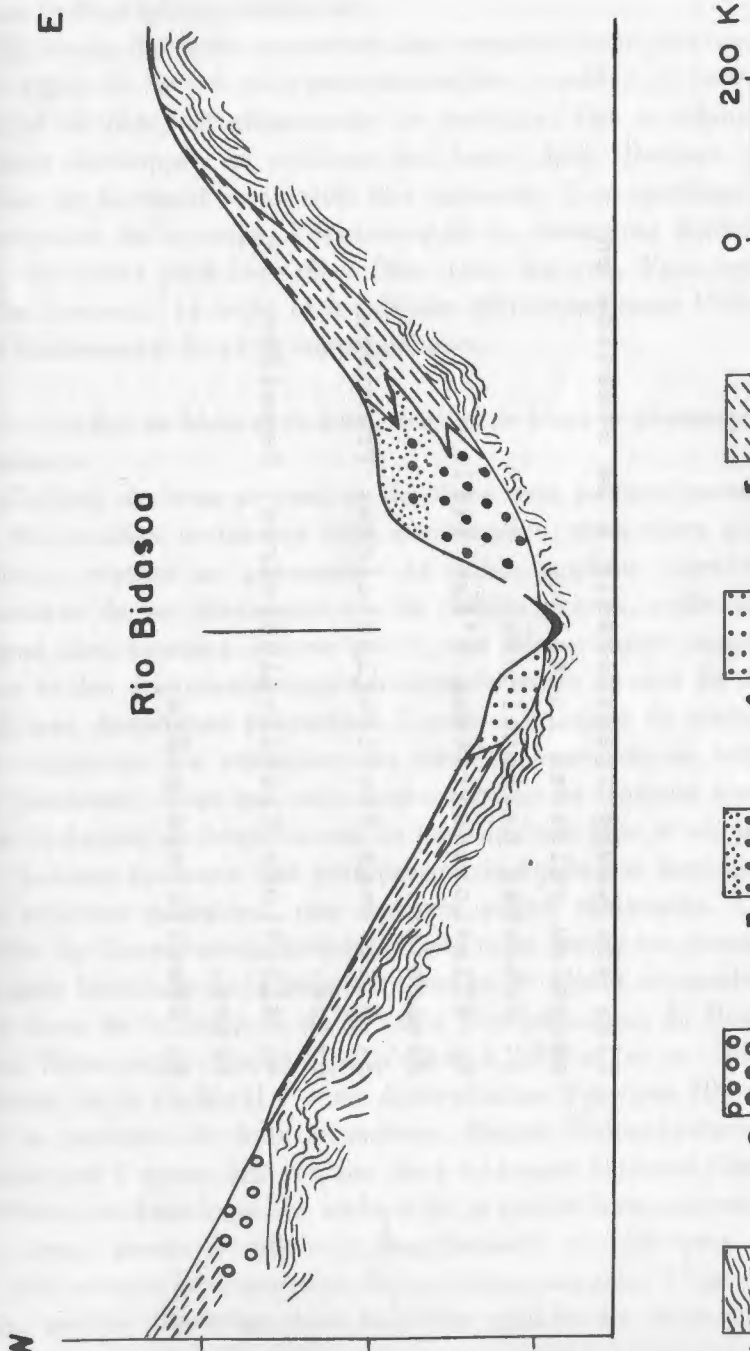


Fig. 13 Coupe transversale à la Bidasoa en amont du ruisseau Kustilan

Fig. 13. Coupe transversale à la Bidassoa en amont du ruisseau Kustilan.

1. Schistes paléozoïques.
2. Alluvions siliceux d'âge Villafranchien.
3. Alluvions fluvio-glaciaires. Première crise.
4. Alluvions fluvio-glaciaires. Deuxième crise.
5. Eboulis ordonnées.

grande pente, parfois sans aucune relation avec le tracé du réseau hydrographique antérieur.

En marge de cette couverture des versants, nous trouvons trois types de formes plus exceptionnelles : coulées de boue, coulées de blocs et glissements de versants. Ces accidents se sont développés en profitant des fortes dénivellations et parfois de la quasi verticalité des versants. Les conditions structurales de la roche, l'épaisseur de la couverture détritique, ont aussi joué leur rôle. Dans tous les cas, l'eau qui imbibe fortement la roche et les dépôts détritiques reste l'élément fondamental de cette morphogénèse.

IV. Coulées de blocs et de boue, coulées de blocs et glissements de versants.

Coulées de boue et coulées de blocs sont proches parentes des coulées ravinantes déjà mentionnées, mais alors que celles-ci restent un phénomène de faible ampleur, capable pendant de se développer sur de faibles pentes, celles-là exigent des versants à forte pente, une dénivellation importante et des épaisseurs considérables de roche pourrie ou de matériaux détritiques préparés à l'avance. A cause de toutes ces exigences les exemples des coulées boueuses ne sont pas nombreux. Ceux que nous avons repérés se trouvent tous dans le bassin de Sumbilla tout le long du front haut et abrupt des assises épaisses des grès permo-triasiques qui dominent les schistes primaires, ces derniers moins résistants. La coulée de Gorrostorezo-Asundegui que nous prendrons comme exemple bénéficie de la puissante masse de débris accumulés à la base de la corniche de la série permotriasique du Mendaur. Entre cette corniche qui s'élève à 1000 m. et le lobe terminal de la coulée il y a une dénivellation d'environ 700 m. sur un parcours de deux kilomètres. Malgré l'adoucissement produit par l'action érosive des deux ruisseaux latéraux (Gorrostorezo et Asundegui) la surface de la coulée boueuse reste chaotique, semée de blocs de conglomérats quartzitiques et de grès rouges. Quelques uns de ces blocs mesurent 10 m. de long, parfois davantage dans la partie visible. En dehors de

ces blocs, la surface apparait tapissée de cailloutis quartzitiques roulés, de couleur vineuse séparés par des conglomérats restés en surface en raison d'une érosion sélective superficielle qui élimine la portion fine. Quelques coupes permettent de constater la présence d'une masse argileuse de couleur rose ou brique plus ou moins sableuse constituant une matrice relativement abondante que l'aspect chaotique de la surface ne laisse pas supposer. Plus accessible, la coulée de boue et de blocs des versants ouest du Foz de Sumbilla permet de bien conduire l'observation depuis la route, à peu près à la hauteur du kilomètre 55. Elle apparait sous la forme d'un lobe allongé qui repose sur la terrasse de la Bidasoa.

Les coulées de blocs sont plus limitées et de moindre étendue. Elles apparaissent en étroite liaison avec les corniches de grès rouge du Permo-Trias. Leur aspect est celui d'une trainée de blocs fort hétérométriques. Elles sont disposées habituellement en trainées de structure lâche et se révèlent par l'opposition de leur végétation maigre avec les boisements de grands hêtres qui leur font une ceinture et qui arrivent à l'emporter en aval. On pourrait penser à un phénomène subactuel. En fait ces formes sont assez bien fossilisées sur leur pourtour pour qu'on puisse considérer qu'elles sont contemporaines des coulées de boue. On passe aisément des unes aux autres. Sur les versants de Mendaur nous avons pu observer que l'apparition de ces coulées sèches est en rapport avec un écoulement souterrain, qui prend son départ sur la surface rocheuse. Les eaux entrainent les matériaux fins qui remplissent les cavités ; ces matériaux, sablonneux par nature, n'opposent pas de résistance à l'érosion. La végétation lutte pour conquérir cette rigole ouverte mais le manque de matériaux fins. On retrouve ici le même processus de dégagement que dans les compayrés granitiques.

Les glissements de versants, à la différence des coulées sont un phénomène banal que nous devons signaler en raison de sa fréquence dans le paysage des versants mais aussi parce que ces glissements sont le plus souvent de type fossile. Ils correspondent à une époque humide postérieure à la phase

sèche et froide qui a engendré les éboulis de versants que nous avons décrits. Cette interprétation tient compte du fait que les glissements affectent des éboulis déjà formés. L'épaisseur des matériaux mal consolidés des versants et l'imbibition généralisée que provoquent les eaux de fonte des neiges sont à l'origine des ruptures d'équilibre qui déclanchent les glissements de versants.

A la lumière de ces données et arguments nous pouvons présenter un essai d'interprétation qui tiendra compte des principaux faits observés dans le massif ancien en ce qui concerne le feutrage récent du modelé.

V. Essai d'interprétation.

En amont du ruisseau de Kustilan nous avons constaté la présence d'une terrasse à deux faciès : l'un en position inférieure a été engendré par un écoulement longitudinal capable d'emmener des matériaux d'un certain calibre jusqu'à la mer, l'autre en position supérieure rend compte d'un écoulement incapable de transporter au loin des matériaux très fins. Ces deux faciès des terrasses ne sont pas sans rapports avec ceux des matériaux des versants. L'opposition des deux types d'origine humide et froide d'une part, sèche et froide d'autre part s'y retrouve comme nous avons pu le constater dans les dépôts d'Ombordi et d'Agoño. L'épaisse couche de débris due à une phase humide et froide qui fossilise la roche habille une topographie à forte pente (30° 40° à Ombordi) sur laquelle les couches de base des dépôts meubles se sont déplacées sous la forme d'une pâte boueuse imbibée par l'eau de fonte des neiges. Puis ces mêmes matériaux ont été fossilisés par des éboulis lités. Les débris repris aux dépôts de boue ont été remaniés par un écoulement nival laminaire qui entrainait au fond de la vallée les seuls matériaux fins. L'écoulement longitudinal qui avait assuré jusqu'à ce moment l'évacuation des matériaux des versants s'avère impuissant à transporter les limons et les sables ce qui suffit à démontrer le caractère sec du climat de cette époque. Les matériaux fournis par les versants s'entassent dans le fond de la vallée et noient le tal-

weg. Tous les éboulis lités sont plus ou moins cimentés et les interstices sont remblayés d'argiles (116). Il faut donc imaginer que la désagrégation des schistes et la cimentation des débris sont postérieures et que ces deux phénomènes sont le fait d'un climat plus humide. Les eaux de percolation produisent dans les éboulis lités le tassement de la masse, le remblaiement des cavités et la décoloration des sédiments. Cette dernière a été intense : les taches que nous avons décrites à Kustilan, semblent le démontrer. Et sans doute faut-il inscrire dans le même ordre de phénomènes le ruban jaunâtre que nous avons décrit à Ombordi. A l'humidité subactuelle correspond l'argilisation de la couche superficielle telle que nous l'avons observée à Casteñalde et dans les coupes d'Andara.

Ainsi donc, le modelé des versants a d'abord été feutré au cours d'une période froide et humide par la solifluction en nappe. Le climat devient froid et sec par la suite, comme l'attestent les dépôts ordonnés. On a alors un paysage de versants parfaitement réglés, formés de grands plans continus que la dissection postérieure va détruire en partie. La construction du fond alluvial actuel serait lui aussi le résultat des dépôts de l'époque humide à hiver encore assez rude qui correspondent au Tardi-glaciaire.

Dans cette hypothèse, sur les versants, les coulées boueuses et les coulées ravinantes font partie des processus qui modifient le paysage des versants réglés. Dès que la dénivellation est importante, la pente raide et forte, la fonte des neiges entraine le matériel préparé d'avance et les coulées boueuses s'étalent dans le fond des bassins. M.G.Viers a décrit avec beaucoup de soin de grandes coulées de ce type sur la Rhune et l'Ibantelli (117). L'humidité alors régnante sur les versants, l'épaisseur des dépôts colluviaux en équilibre instable, le caractère friable de la roche schisteuse font que, à partir du moment où se produit l'encaissement du talweg, il y

- - - - -

(116) - Quelques coupes de la Bidasoa présentent une structure lâche mais ces cas sont plutôt exceptionnels.
(117) VIERS G . Thèse, p.366.

a un appel au vide ; les matériaux des versants l'enregistrent sous forme de loupes de glissement au modelé aujourd'hui adouci par l'empâtement postérieur.

A vrai dire, dans cette région on a l'impression que les évènements qui ailleurs apparaissent marqués avec une grande netteté viennent ici se chevaucher ; la vigueur et le développement semblent assoupis, amoindris dans leurs effets. Nous pensons - dans l'optique de l'hypothèse proposée - que ces caractères sont dûs à la situation périphérique de la région par rapport à la glaciation quaternaire, mais aussi à sa basse altitude et à l'action adoucissante de la mer toute proche. Bref, tout se passe comme si des épisodes bien tranchés dans la haute montagne convergeaient dans la zone côtière du Pays Basque. Seules les différences maximales sont encore visibles ; celles qui sont plus faibles finissent par se confondre.

C - LA BORDURE.

La morphologie et les traits structuraux de la bordure nous montrent à première vue la prédominance des matériaux de la couverture permo-triasique. Celle-ci est en relief par rapport à l'auréole des roches sensibles à l'altération ou mécaniquement fragiles qui ont été largement évidées. En effet, les conglomérats de base et les grès rouges du Permo-Trias collés aux sédiments paléozoïques déterminent les principaux caractères géomorphologiques de la bordure. Les reliefs périphériques des Cinco Villas sont commandés par la présence et par l'extansion des grès permo-triasiques. C'est pourquoi l'apparition progressive du Trias au Sud de Fagollaga transforme l'aspect de la bordure des Cinco Villas. D'une marge relativement simple et arrondie on passe à une autre où se cabrent des fragments permo-triasiques violemment redressés plissés et déformés d'une manière inattendue et fantaisiste.

De même l'apparition de formes massives de type monoclinal à Mendaur et dans le Baztan va définir un autre type de bordure qui est d'autant plus saillante que la couverture est plus épaisse, que l'évidement est plus poussé dans les roches tendres voisines : ophites du Baztan ou flysch d'Ezcurrá. Tout

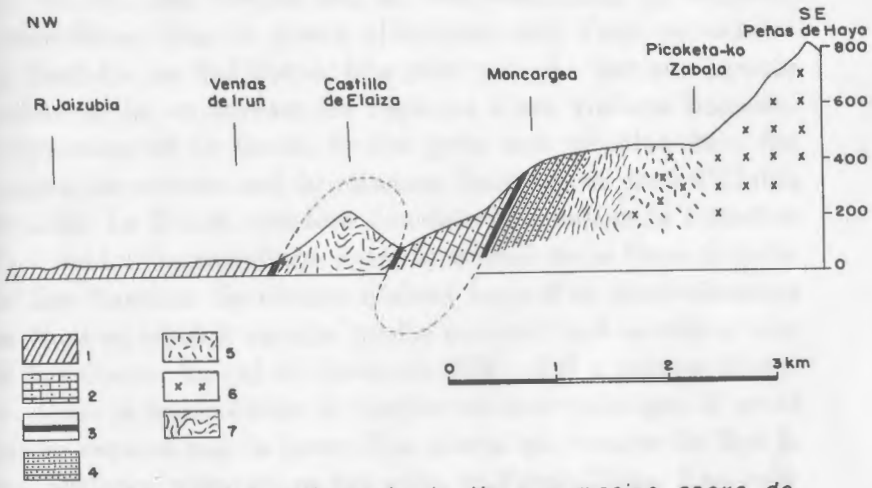
se passe comme si la couverture permo-triasique portait dans la seule robustesse de sa structure une traduction simple des données de la morphologie. Quand le Permo-Trias s'amincit ou se joint à d'autres séries sédimentaires plus récentes, la bordure devient moins contrastée et seule la vigueur de l'érosion introduit de grandes coupures dans ce chaos structural.

Le massif ancien semble avoir connu des mouvements de bascule et des jeux de blocs qui se sont prolongés très tard dans l'histoire géologique. C'est ce que tendent à démontrer l'apparition soudaine, à San Narciso, d'un brachyanticlinal à noyau primaire et à auréole crétacée et de même la présence de Crétacé dans les plis de bordure d'Alsusta. Ces accidents tectoniques peuvent aussi servir à définir le type de bordure qui prévaut au Nord-Ouest de la Haya, bordure à déformations brèves et brutales.

I - Type de bordure à massif annexe.

Entre la Bidasoa et l'Urumea, le massif de la Haya entre en contact avec le flysch crétacé dans un versant à pente régulière de la couverture permo-triasique à laquelle s'incorporent les schistes gréseux de l'Eocrétacé. Mais ce schéma se complique aux environs de San Marcial, et aussi dans le massif de San Narciso. A San Marcial les terrains triasiques et crétacés sont extrêmement disloqués et mélangés aux terrains primaires qui forment un noyau séparé du massif de la Haya par une simple frange mylonitique. Ce contact se traduit à peine dans le relief. C'est tout juste si deux petits ruisseaux rectilignes l'ont souligné. Ce détail mis à part, rien ne fait soupçonner la séparation qui s'établit entre ce massif et le môle de la Haya. San Marcial est une annexe géologique que la topographie n'a pas enregistrée.

La situation est tout autre à San Narciso. Le profil en dos de baleine de ce petit massif semble indiquer, vu de loin, qu'il s'agit d'un contrefort de la Haya. Vue de près, principalement de la route d'Irun à Oyarzun ou celui d'Olaverria, la masse paléozoïque coupée en deux par le coup de hache du ruisseau Ualdeko, montre toute la perfection de ses formes



Borde del macizo antiguo de la Haya y macizo anexo de San Narciso.
Bordure du massif de la Haya et massif ancien annexe de San Narciso

Fig. 14. Bordure du Massif de la Haya et massif annexe de San Narciso.

1. Flysch.
2. Calcaires du Crétacé inférieur.
3. Poudingues crétacés.
4. Grès bigarrés et argillites du Permo-Trias.
5. Aire granitisée.
6. Granit.
7. Schistes carbonifères.

structurales autonomes et son entière indépendance du massif ancien. San Narciso est un brachyanticlinal de schistes carbonifères long de quatre kilomètres dont l'axe est orienté du Nord-Est au Sud-Ouest. Les grès crétacés font une auréole autour de lui en suivant les caprices d'une violente poussée. L'épaisseur et le faciès de ces grès sont visibles dans les coupes du versant sud du ruisseau Ualdeko, au pied d'Elaiza (fig.14). Le flysch complète l'auréole et a permis la formation d'un couloir intermédiaire entre le massif de la Haya et celui de San Narciso. Ce couloir d'abord large d'un demi-kilomètre au Nord se rétrécit ensuite tandis que son fond se relève vers le Sud-Ouest. Au col de Borruche (204 m.) il a presque disparu. Dans la transversale le couloir est dissymétrique. Il prend sur le versant sud la forme d'un glacis qui tranche le flysch, les schistes crétacés et les grès du Permo-Trias. Les ruisseaux cataclinaux recoupent ces couches en ouvrant des entonnoirs d'où il résulte un ensemble de petits chevrons. Au Nord-Ouest du massif annexe de San Narciso, sur quatre kilomètres, le flysch, plus ou moins plissé, sépare le brachyanticlinal des couches monoclinales de l'Eocène côtier.

Ce type de bordure à massif annexe résulte d'une tectonique de poussée qui a créé le bombement anticlinal de San Narciso à une certaine distance de la retombée du massif de la Haya. Ce dispositif structural met côte à côte différents constituants pétrographiques sur lesquels divers systèmes d'érosion se sont acharnés. L'action destructrice des agents d'érosion a déblayé les roches fragiles, ce qui a rendu possible une parfaite individualisation topographique de l'unité dessinée dans la structure. Mais l'érosion ne respecte pas toujours les données de la structure; parfois elle nivelle indistinctement des roches d'âge et de dureté fort dissemblables.

2. Type de bordure en glacis.

Au Sud de l'Oyarzun et jusqu'au ruisseau de Landarbaso, la couverture permo-triasique est inexistante. Le front relativement uni que les grès du Permo-Trias et du Crétacé présen-

taient plus au Nord, est remplacé ici par une bordure de formes lourdes que les ravins ont disséquée vigoureusement. La réapparition progressive du Trias vers le Sud-Ouest, son caractère discontinu, et son recoupement par des accidents capricieux donnent un aspect nouveau aux sommets de la bordure. La surface du massif ancien se peuple de sommets coniques couronnés de fragments cassés ou plissés d'une manière surprenante (Urdaburu, Alsusta, Honyo). Mais quand on quitte ces sommets, tout de suite le versant se régularise et un large glacis descend en recoupant indistinctement des plis couchés et des écailles, des roches sédimentaires et des roches métamorphiques, jusqu'au fond doucement ondulé du couloir d'Urnieta (fig.15). Ici la structure fragmentée et capricieuse ne fait la loi que sur les sommets marginaux, les versants au contraire sont régularisés par les actions érosives.

Dans le paysage, les grands glacis - écorchés dans les détails - nous ont servi à définir un nouveau type de bordure. Toute autre est la situation sur le rebord Sud et Sud-Est du massif des Cinco Villas ; à l'Est d'Ezcurra et jusqu'à Otxondo c'est toute la morphologie qui porte le cachet original de la série permo-triasique.

A l'Est de l'apophyse primaire d'Ezcurra, la série permo-triasique réapparait progressivement et atteint rapidement une épaisseur considérable. Les grands blocs failles de grès monoclinaux se succèdent sur tout le secteur qui s'étend d'Ezcurra à Otxondo formant une cuirasse presque continue autour des Cinco Villas. Le type morphologique dépend avant tout de la vigueur du pendage. Mais il faut aussi tenir compte des accidents tectoniques qui rompent la continuité de la bordure, de la nature du contact avec les couches plus récentes de la périphérie et du style que prend le modelé imprimé par les systèmes d'érosion dans l'auréole. Du jeu de ces diverses données il résulte toute une gamme de bordures qui ont en commun deux éléments : d'une part, le revers des grandes tuiles plates de grès rouges, d'autre part le sillon périphérique simple ou complexe.

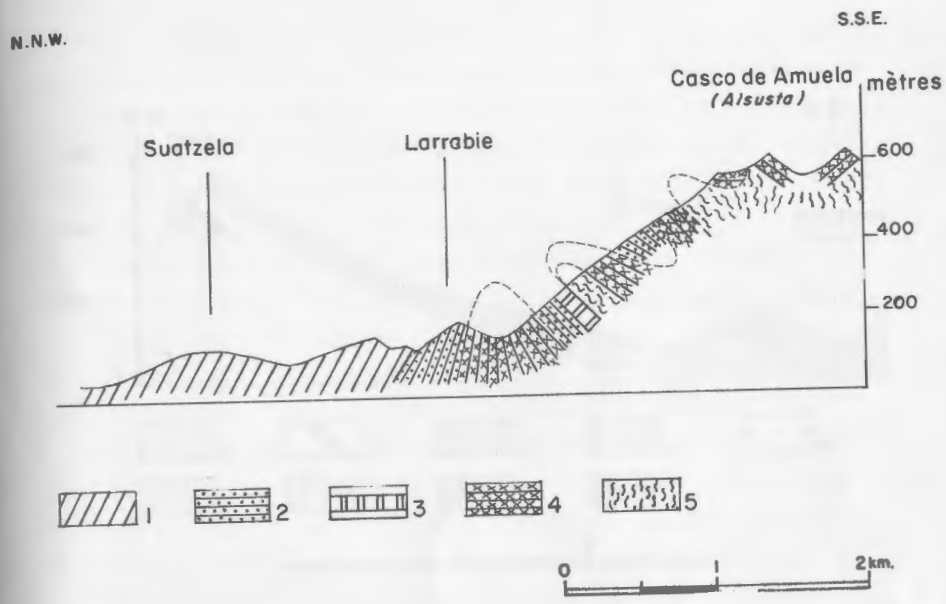


Fig. I5. Bordure du glacis du massif des Cinco Villas. D'après P. Lamare.

I. Schistes paléozoïques.

2. Grès Permo-Trias.

3. Grès et marnes gréseuses du Crétacé inférieur.

4. Calcaires zoogènes cretacées.

5. Flysch.

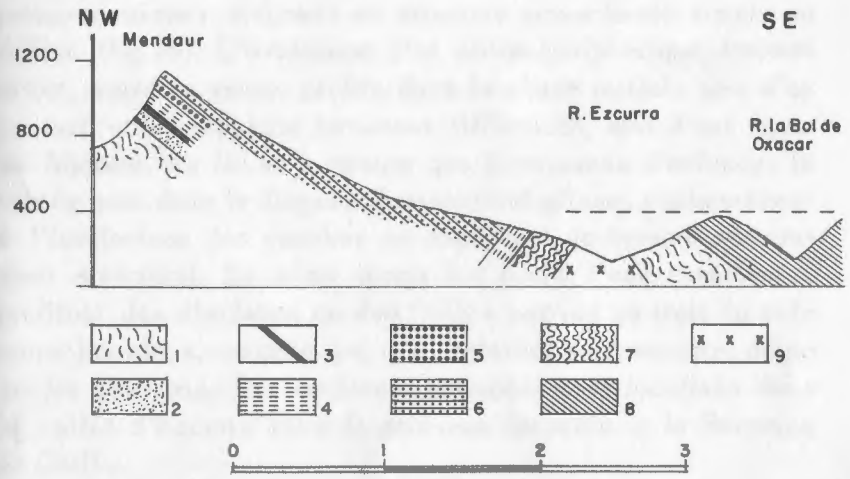


Fig. 16 .Bordure du massif ancien à grandes tuiles de grè plates et sillon périphérique. D'après P. Lamare. Thèse. fig. 125. p. 244.

1. Schistes carboniferes.

2. Poudingues polygéniques du Permien.

3. Basaltes.

4. Argilites et grès friables et graveleux du Permien.

5. Poudingues quartzeux.

6. Argilites et grès triasiques.

7. Argiles bariolées du Keuper

8. Flysch crétacé.

9. Ophites.

3. Type de bordure à grandes tuiles plates et sillon périphérique.

Le type le plus élémentaire dans cette catégorie est celui où versant et sillon se développent entièrement dans les grès permo-triasiques disposés en structure monoclinale simple ou faillée (fig.16). L'évidement d'un sillon périphérique, toujours étroit, voire en gorge, profite dans la phase initiale soit d'un contact stratigraphique fortement différencié, soit d'une ligne de fracture. Au fur et à mesure que le ruisseau s'enfonce, le talweg pris dans le dispositif monoclinal glisse, conformément à l'inclinaison des couches en dégageant un versant entièrement structural. En même temps les cours d'eau cataclinaux profitant des diaclases ou des failles ouvrent un trait de scie entre les blocs, coupure qui, s'élargissant en trompette, dégage les chevrons. Les meilleurs exemples sont localisés dans la vallée d'Ezcurra entre le ruisseau Sarocais et le Barranco de Chillo.

Ces types élémentaires ne sont que l'annonce d'un exemple encore plus classique constitué par le revers du massif de Mendaur. Vu de la descente d'Ezcurra ou des collines de flysch d'Oiz, le paysage du Mendaur se présente comme un plan redressé à forte dénivellation, 20° à 30° en général ; les sommets restent à une hauteur semblable. Les versants s'élargissent vers le bas sous la forme de surfaces triangulaires et plates semblables à une rangée de grandes tuiles rougeâtres, qui, ayant glissé, auraient perdu l'ordre originel. La végétation recouvre seulement une partie de la surface abrupte. La roche apparait à nu dans plusieurs secteurs. Ecorchée, fendillée, elle est couverte d'un manteau de blocs rectangulaires qui passent, à l'aval, à de puissantes formations colluviales.

La série permo-triasique atteint ici une puissance exceptionnelle (300 m.). Elle plonge vers le Sud-Sud-Est de 30° à 20°. Une longue pente structurale se soude au bout de 2500m. à un large sillon taillé dans l'ophite que relayent latéralement les schistes primaires, les argiles du Keuper et les argillites du Trias. Ce dernier groupe de sédiments se trouve disloqué et incliné vers le Nord. Le sillon drainé par l'Ezcurra est sépa-

ré de celui qui se trouve au Sud par un paysage de collines de flysch taillées à une hauteur uniforme. Ces hauteurs prolongées vers le versant du Mendaur permettrait la reconstitution d'un fond primitif, défoncé par la suite. En aval, aux environs de Santesteban quelques segments de cet ancien fond conservent des plaques détritiques semblables à celles qui habillent le glacis. Ce fait nous autorise à conclure que dans ce secteur le type de bordure à grandes tuiles plates et sillon périphérique n'est plus qu'une forme composée par l'emboîtement de deux familles de formes de type glacis que nous retrouverons dans le Haut Baztan.

4. Type de bordure à grandes tuiles plates et glacis.

Le plus simple de tous les types de bordure occupe une grande extension entre Elizondo et Maya bien que dans quelques segments les deux phases d'encaissement déjà observées soient aussi claires qu'à Mendaur et qu'il soit possible de relier les deux secteurs. Comme sur les autres bordures le versant de grès peut être structural ou d'érosion et la tuile plate peut avoir la bordure rabotée ou bien marquée par un abrupt. Sa vigueur reste fonction de l'épaisseur de la série permo-triasique et de la puissance de l'érosion sélective tout comme dans le type de bordure à glacis déjà décrit au Sud de Landarbaso. Dès que l'on quitte le versant, les structures les plus compliquées sont rabotées par la surface du glacis. Les figures 17 et 19 nous en donnent de bons exemples que nous n'analyserons pas ici en détail puisque nous les retrouverons dans la troisième partie.

TROISIEME PARTIE

LES BASSINS INTERIEURS

□

La haute vallée de l'Urumea raye d'un trait droit et court les montagnes calcaires de la Nappe des Marbres et tout s'enfonce de suite après dans la masse schisteuse des Cinco Villas. Au contraire le système d'affluents de la Bidasoa suit, sur un long parcours, tous les accidents de la bordure du massif ancien avant de converger aux environs de Santesteban et pénétrer dans la masse paléozoïque par la gorge de Sumbilla. Ce dispositif hydrographique tient compte pour beaucoup des données de la structure. En effet le bâti structural qui se développe au Sud des Cinco Villas, présente des caractéristiques toutes nouvelles : une longue et forte échine métamorphisée orientée d'Est en Ouest (Nappe des Marbres de P.Lamare) serre de très près la ligne d'enfoncement de la série sédimentaire qui plonge avec la bordure du massif ancien, et reste à son contact sur cinquante kilomètres. Or, cette série sédimentaire, auréolant le massif ancien, comprend des matériaux triasiques et crétacés fort tendres auxquels s'ajoutent du côté oriental une large montée ophitique profondément pourrie qui suit l'axe de l'ample synclinal d'Elizondo-Maya. C'est donc à la faveur de ces conditions structurales exceptionnelles que se sont dégagés deux grands bassins ou couloirs intérieurs que nous appellerons pour le moment et pour simplifier, bassins d'Elizondo et d'Ezcurra. Dans ces dépressions intérieures domine une morphologie de couloir. Celui-ci est toujours étroitement limité par deux masses montagneuses qui montent d'un bond à mille mètres.

Mais nous aurions tort de laisser à penser que ce couloir est une unité morphologique régulière et continue. Les caprices de l'érosion et ceux de la structure provoquent de multiples complications. La simplicité du dessin d'ensemble correspond à une vue sommaire dont nous allons essayer maintenant de préciser les nuances.

I - LA DEPRESSION EZCURRA-ARRAYOZ

Bien que cette dépression commence plus loin à l'Ouest nous ne traiterons que la partie qui intéresse directement les bassins de la Bidasoa. Ainsi notre limite occidentale sera désormais marquée par l'apophyse primaire d'Ezcurra qui nait d'un bombement méridien, accident qui arrête pour un moment la continuité du sillon de Leiza. En outre, la limite nord de toutes les dépressions de l'intérieur étant la bordure du massif ancien nous ne reprendrons pas de ce côté les détails de la structure ni ceux de la morphologie déjà analysée au-dessus dans la seconde partie.

A. LE DISPOSITIF STRUCTURAL.

La dépression intermédiaire (118) de ce secteur est une gouttière tectonique extrêmement simple et qui gagne en ampleur au fur et à mesure qu'on avance de l'Ouest vers l'Est. Mais il existe entre Gaztelu et Arrayoz une zone de dislocations que nous allons examiner d'assez près. Brusquement, à la hauteur de Santesteban, apparaissent de multiples dislocations méridiennes qui provoquent à Gollalagarre une large apparition du Keuper et de l'ophite selon un axe qui prolonge vers le Sud le tracé de la Bidasoa. A ces accidents méridiens liés au Keuper et aux ophites fait suite vers l'Est un faisceau de plis très serrés qui forment l'ossature d'un petit massif calcaire pincé entre la masse chevauchante de la Nappe des Marbres et le massif des Cinco Villas, surélevé entre la dépression d'Ezcurra et celle d'Elizondo. Notons tout de suite qu'il y a une remarquable différence d'orientation entre la dislocation triasique Nord-Sud de Gollalagarre et le faisceau des brachyanticlinaux et brachysynclinaux à flancs parallèles et à terminaison périclinale brusque qui forment un large amas autour du mont Belerte. Ce trait de la structure nécessite une explication, d'autant plus qu'à l'Est de Mocorro sur le méridien de Narvarte et principalement dans celui d'Arrayoz ces

- - - - -

(118) - Intermédiaire entre le massif de Cinco Villas et la Nappe des Marbres.

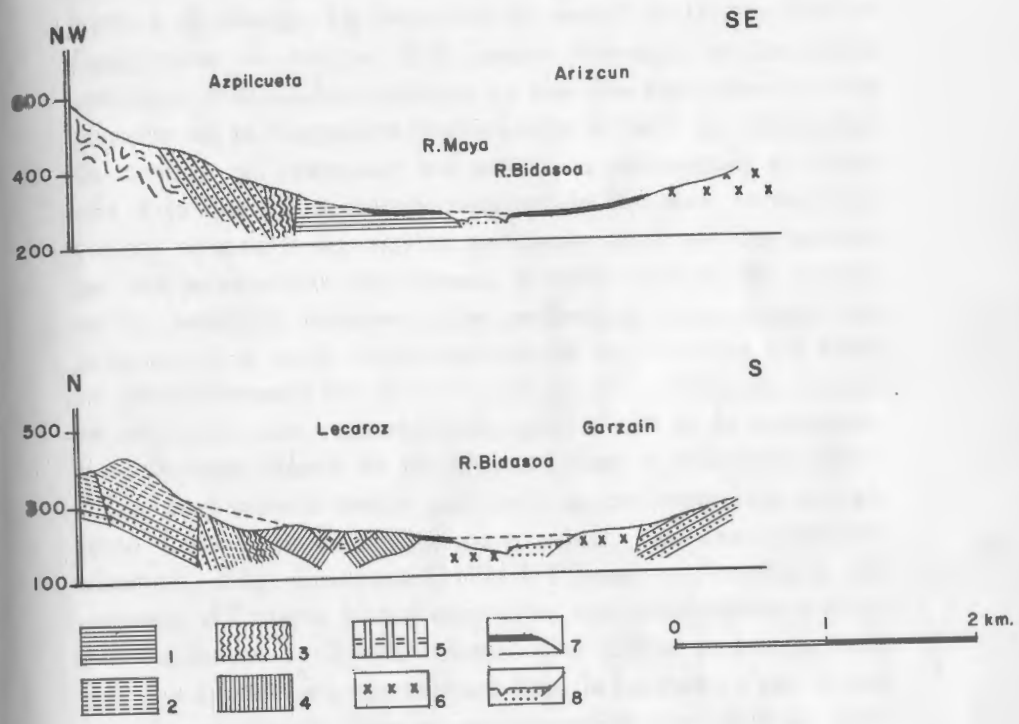


Fig. 17. Bordure à tuiles de grès plates et glacis.
D'après P. Lamare. figs.152 et 153, pp. 244-245.
1. Grès triasiques.
2. Argillites du Trias.
3. Argiles bariolées du Keuper.
4. Calcaires liasiques.
5. Clacaires jurassiques.
6. Ophites.
7. Alluvions anciens
8. Alluvions fluvio-glaciaires.

anomalies réapparaissent cette fois-ci en relation avec la disparition totale de la couverture permo-triasique dans la bordure de Bertiz. La proximité du massif de Quinto Real et l'apparition de ce que M.P.Lamare dénomme le laccolithe ophitique d'Almandoz semblent ne pas être étrangères à cette poussée de la Nappe des Marbres vers le Nord. Le phénomène de serrage qui juxtapose les matériaux jurassiques et crétacés à la couverture permo-triasique de Mendaur, le rajeunissement structural des argiles du Keuper ainsi que des ophites par les mouvements diapiriques, le style déversé des plissements semblent indiquer qu'en profondeur nous sommes en présence d'un socle localement hâché de fractures qui laisse jouer librement les divers blocs qui le constituent ; ou bien ce qui parait plus vraisemblable, qu'il s'agit de la superposition de deux phases de plissements dont la principale serait d'âge post-crétacé tandis que celle moins importante qui affecte la bordure du Gollalagarre serait, non sans quelques réserves, d'âge austrique (119). A l'Ouest de Gaztelu la dépression d'Ezcurra laisse apparaître une prépondérance presque exclusive du flysch crétacé. Les autres roches ne font que des apparitions sporadiques dans la bordure : c'est le cas pour les argiles du Trias moyen et supérieur ou pour les grès du Crétacé inférieur (120). A l'Ouest d'Arrayoz, la structure devient plus calme ; le flysch avance en coin, limité au Sud par les ophites, au Nord par les calcaires jurassiques qui forment un ruban parallèle à la bordure des Cinco Villas. Au-delà, le paysage s'ouvre sur un large couloir ou s'impose la personnalité originale de l'ophite. Celle-ci associée aux argiles bariolées, domine dans le grand synclinal d'Elizondo-Maya. La zone de dislocation de Gaztelu-Arrayoz n'a donc été qu'un accident dans le développement longitudinal de la dépression intermédiaire ; elle marque dans le paysage la séparation de deux bassins dont les traits morphologiques sont assez proches voisins.

- - - - -

(119) - LAMARE P. *Thèse*, 1936, pp.230-235.
(120) - LAMARE P. *Thèse*, 1936, pp. 114.

B. LA MORPHOLOGIE.

Serrée entre la bordure des Cinco Villas et le front abrupt de la Nappe des Marbres, la dépression Ezcurra-Arrayoz est un couloir de flysch qui s'étend d'Ouest en Est du col d'Uztarlecu jusqu'à la surface bosselée de Gaztelu-Arrayoz. Ce couloir reste, la plupart du temps, difficile à observer dans son ensemble en raison du fait qu'il est entaillé, au Nord et au Sud, par deux rivières : Ezcurra au Nord, l'Arroyo Ameztia au Sud. Ainsi le fond du couloir présente en gros un profil transversal bombé, découpé en lourds mamelons par l'action d'un réseau ramifié de petits ruisseaux. Mais ce couloir n'est, du côté ouest, depuis le col d'Uztalecu jusqu'à Zubieta, qu'un profond ravin occupé par l'Ezcurra dont les versants ont des pentes qui approchent de 40°. Le versant sud constitué par la Nappe des Marbres est rectiligne et raide. A cette vallée s'accrochent quelques petites surfaces plus ou moins plates qui portent les villages d'Erazun et de Saldia. Quoique enfoncé en gorge à la base, le paysage, vers les sommets, est plus aéré que celui qu'on découvre en aval d'Ezcaratea. A partir de cet endroit, la rivière s'enfonce en gorge dans les grès permo-triasiques, gorge que la rivière n'abandonnera qu'au-delà de Zubieta. Ce secteur est sans doute un des plus beaux de l'Ezcurra. Le paysage y est profondément marqué par la présence des grès durs permo-triasiques. Tout est coloré en rouge brique, là où les bois et les prairies ne colonisent pas les versants. Le contraste est violent entre le versant nord rectiligne et régulièrement incliné sur les dalles de grès dur et le versant sud taillé en abrupts redressés presque à la verticale et dentelés dans les fines couches des grès tendres triasiques. La rivière glisse tout au long d'un tracé sinueux dans une vallée profonde. La route suit de près le talweg, tantôt sur une rive, tantôt sur l'autre tant il lui est difficile de se faire une place à côté de la rivière. Après Zubieta, le paysage change : seul le versant nord reste abrupt ; celui du Sud est constitué par un ensemble de lourdes croupes ; le flysch y est présent et la rivière s'étale dans un fond d'ophites ; en aval ce paysage se développe jusqu'à l'entrée de la gorge de Santesteban.

La vallée de l'Arroyo d'Ameztia qui entaille le couloir de flysch du côté sud est bien loin de présenter une variété de formes de terrain semblable à celle de l'Ezcurra. Les sources de la rivière sont situées dans la haute chaîne de la Nappe des Marbres. A peine formé, le cours d'eau coupe en gorge les barres calcaires et ophitiques qui séparent le bassin intra montagnard de Beinza-Labayen du couloir du flysch. Aussitôt débouché dans la masse de flysch crétacé l'Ameztia dessine un coude à 90° et son tracé occupe par rapport au massif des Cinco Villas une position périphérique suivant, à peu de choses près, le contour des affleurements du flysch jusqu'à Santesteban. Le long de son talweg, on peut voir quelques restes d'accumulations alluviales presque entièrement noyées dans les argiles de décomposition, état de choses plus fréquent ici que dans l'axe de l'Ezcurra en aval d'Ituren. Aucune des deux vallées ne nous apporte des faits nouveaux, pouvant servir à l'interprétation d'ensemble du modelé, c'est pourquoi nous avons renoncé à faire un inventaire détaillé de leurs particularités. Nous nous arrêterons, par contre, aux environs de Gaztelu pour relever les traces d'un ancien glacis et pour analyser la morphologie karstique.

- Le petit massif calcaire de Gaztelu-Arrayoz.

Prenant place dans un ensemble structural enchevêtré de brachyanticlinaux et brachysynclinaux très serrés, le massif calcaire de Gaztelu-Arrayoz présente, aux environs de Santesteban un relief qui gagne en hauteur, au fur et à mesure que l'on se déplace vers l'Est. En même temps la structure devient plus calme en raison de la présence massive des calcaires crétacés. Cette unité que nous avons séparée des montagnes de l'intérieur en fonction de certains de ses caractères morphologiques forme comme une grande bosse au milieu de la dépression intermédiaire basse qui, d'autre part, est entaillée longitudinalement par la coupure de la Bidasoa sur sa bordure nord, et découpée transversalement par les ravins qui descendent de la sierra calcaire du Sud.

- Les environs d'Arregui.

Arregui tire sa personnalité géomorphologique de la présence d'un faisceau de plissements courts orientés d'Est en Ouest et qui entrent en brutal contact structural avec une zone de dislocations Nord-Sud allongées entre Santesteban et Doñamaria. Ces dislocations intéressent surtout les argiles du Permo-Trias et les ophites qui font comme une auréole autour des affleurements du flysch crétacé. Quelques lentilles de brèches et de mylonites font de la limite géologique avec le flysch un contact nettement tranché. Cependant la coupure, dans le paysage, n'est claire que sur l'axe de la Bidasoa. La rivière taille au net les rebords du massif calcaire qui dresse un abrupt haut de 40 à 60 mètres. Ailleurs, le contact est beaucoup moins dégagé à cause des faibles dénivellations et de la morphologie monotone qu'engendre le flysch ; car les affleurements des matériaux permotriasiques et ophitiques sont trop limités pour donner naissance à une morphologie particulière.

L'examen de quelques coupes nous vient en aide pour une meilleure intelligence des formes. En descendant du sommet de l'Arregui, vers l'Ouest on passe par une sorte de rampe doucement inclinée, taillée dans les argiles du Keuper, à une surface à peu près plane mais caillouteuse aux endroits que les paysans ont délaissés. On y trouve surtout des blocs de grès dont les dimensions atteignent parfois 45 centimètres de grand axe. Ces blocs enveloppés dans une matrice argileuse jaune, forment un placage facile à repérer. Ils reposent sur le flysch finement lité et visible dans la tranchée de la route à Doñamaria (121). Ordinairement ces dépôts dominent le talweg de la rivière d'une soixantaine de mètres. Quelques kilomètres en amont, à l'embouchure de la Regata Charuta et sur la route qui conduit à Gaztelu, on retrouve ces mêmes matériaux siliceux mélangés à des ophites. Le placage de cailloux roulés réapparait à deux cents mètres au Sud de Gaztelu en pleine surface tabulaire, sur un grand pointement ophitique. Il est

- - - - -

(121) - Km 1,5 de la route Santesteban-Beinza.

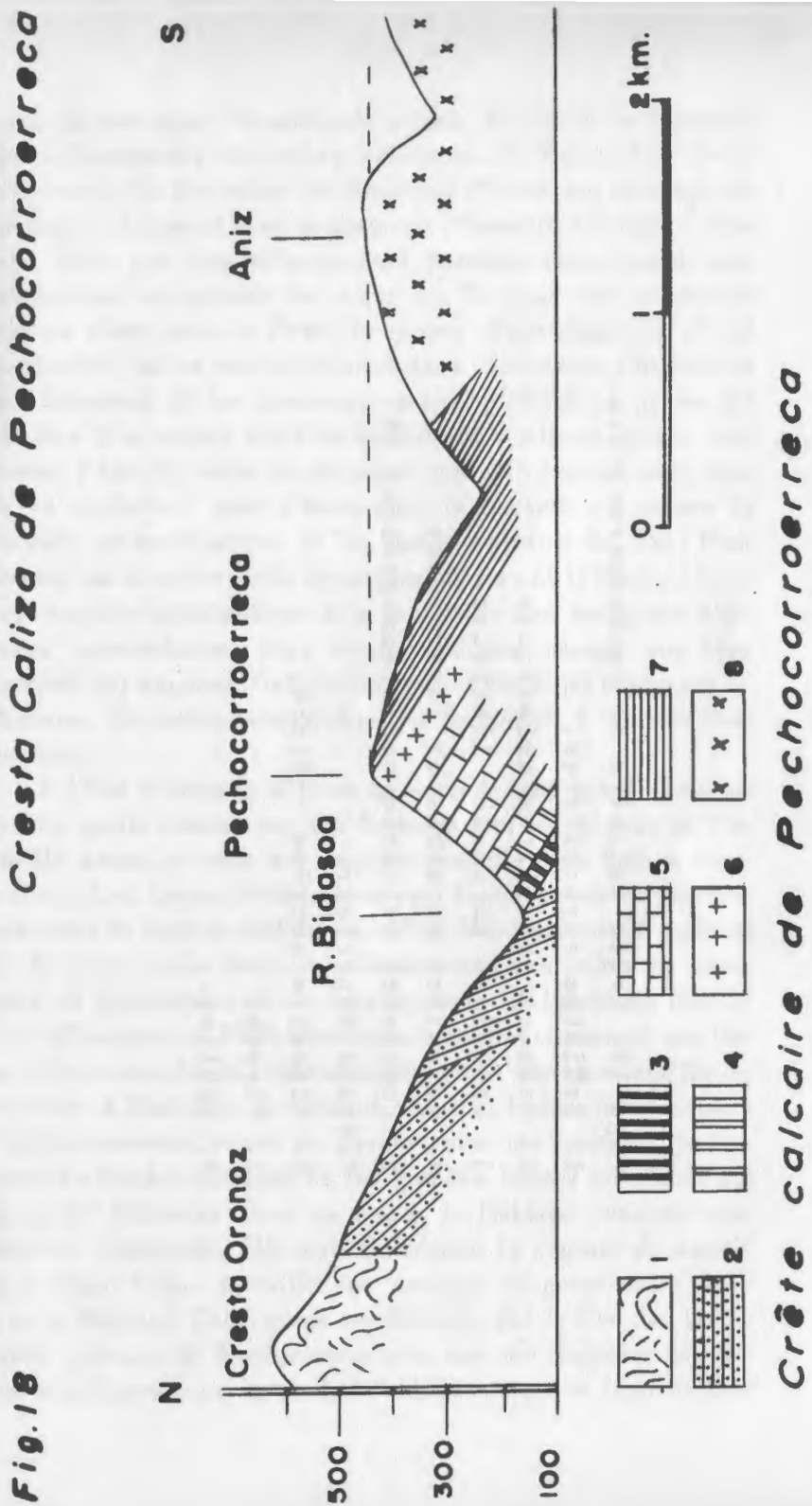


Fig. 18. Crête calcaire de Pechocorroerreca.

1. Schistes carbonifères.
2. Grès et argillites triasiques.
3. Calcaires et marnes liasiques.
4. Calcaires et schistes jurassiques.
5. Complexes calcaréo-schisteux-gréseux du Crétacé Supérieur.
6. Clacaire zoogène crétacé.
7. Flysch.
8. Ophites.

sans rapport avec l'écoulement actuel. Au Sud de la Bidasoa, les affleurements de roches gréseuses du Permo-Trias sont très rares. On les trouve au Nord-Est d'Urroz sur la marge de la Regata Arripe et dans la gorge de l'Ameztia à Beinza-Labayen. Bien que ces affleurements puissent nous fournir une explication acceptable au sujet de l'origine des matériaux mis en place sous la forme de nappes d'épandage, en climat semi-aride, on ne saurait écarter sans discussion l'hypothèse qui interpréterait les lambeaux anciens d'alluvions comme les témoins d'un ancien tracé de la Bidasoa. Celle-ci aurait contourné l'Arrégui avant de perpétrer une auto-capture sans doute en exploitant, pour s'encaisser, la fracture qui sépare la bordure permo-triasique de la masse calcaire du Sud. Pour écarter ou accepter cette hypothèse de travail il faudrait faire une enquête systématique à la recherche des matériaux alluviaux intermédiaires dans le sous-sol des champs trop bien épierrés qui séparent Gaztelu du couloir raide qui tombe sur la Bidasoa. Du moins peut-on dire que le couloir y est très bien dessiné.

A l'Est d'Arregui, s'ouvre un secteur dont le relief est en grande partie dominé par des formes structurales mais où l'on décèle aussi, et avec une ampleur nouvelle, des formes construites. Les formes structurales sont tantôt nettes et grandioses dans la bordure sud du massif de Mendaur, tantôt confuses et de petite taille dans les affleurements des calcaires liasiques et jurassiques de la rive opposée. A l'extrême Est de ces affleurements, Pechocorroerreca se dresse comme une forte crête monoclinale, puissamment armée par une lentille de calcaire à Rudistes du Crétacé (fig.18). Palier intermédiaire Pechocorroerreca remet de l'ordre entre les hauteurs bosselées de Gaztelu-Arrayoz et les grandes formes en glacis qui dominent Elizondo. Dans ce cadre, la Bidasoa conserve une position marginale. Elle suit fidèlement le contour du massif des Cinco Villas et taille son passage en gorge entre Arrayoz et Mugaire. Cette gorge est dominée sur la rive Sud par la crête calcaire de Pechocorroerreca, sur une longueur de quatre kilomètres puis, en aval, la vallée occupe un large couloir

bien calibré, à fond plat, d'où se détache à peine une étroite bande surélevée, reste de la haute terrasse. Aucun caractère vraiment original n'apparait ici. Les coupes (122) nous révèlent la succession de deux faciès, l'un caillouteux, l'autre limoneux, que nous avons déjà décrits ci-dessus.

Au total, rien de très nouveau ne ressort de l'étude de ce secteur, sinon que les complications de la structure ne marchent pas de pair avec celle des formes de relief d'une assez belle simplicité. L'étagement des formes d'érosion que nous avons rencontré ailleurs se répète ici mais en sourdine. Il est loin d'avoir les développements grandioses que nous allons découvrir dans le bassin d'Elizondo-Maya.

II - LA CUVETTE ELIZONDO-MAYA (Vallée du Baztan).

Aucune des «Vallées» (123) environnantes ne jouit actuellement de la renommée du Baztan, aucune sans doute n'est arrivée non plus à disposer dans le passé de privilèges économiques comparables et de l'autonomie qui ont fait en partie sa fortune. Cette unité économique et historique n'est pas sans liaison avec l'unité physique qui saute aux yeux, aussi bien pour le voyageur qui descend du col d'Otxondo comme pour celui qui s'arrête au Belvédère du Baztan (124). L'ensemble de la vallée est d'une grande harmonie : c'est un large fond de berceau qui ignore les abrupts. Ce caractère découle d'un dispositif structural à larges traits constitué par une grande gouttière synclinale orientée grosso modo du Nord au Sud. Deux autres synclinaux transverses à faible courbure ouvrent l'Est deux diverticules : Bearzaun et Errazu. Cette harmonie de l'ensemble découle aussi de la distribution des roches tendres

- - - - -

(122) - L'une d'elles très accessible se trouve sur la route, au km 52 sur la rive Nord.

(123) - La «Vallée» est un centre de peuplement dont les limites tiennent compte d'une manière toute particulière des facilités de communications. Cela fait que ses frontières ne coïncident pas avec celles du bassin d'une rivière. Ainsi, une gorge difficile coupe un bassin en deux Vallées», un col facile réunit dans une seule «Vallée» deux bassins différents.

(124) - Km 5,5 de la route locale Irurita-Berroeta. Endroit appelé le «Mirador del Baztan».

concentrées dans les axes synclinaux et du cadre vigoureux que dessinent les crêtes gréseuses. C'est sur cette structure originale que se fonde en grande partie la personnalité de la cuvette.

A - L'ORIGINALITE DE LA STRUCTURE.

Le bâti structural de la cuvette Elizondo-Maya n'est qu'un synclinal à grand rayon de courbure orienté du Nord-Nord-Est au Sud-Sud-Ouest. A cet axe viennent se souder comme les dents d'un râteau deux synclinaux transverses assez lâches, séparés par le bombement anticlinal d'Autza.

Le synclinal d'Elizondo-Maya apparait au col d'Otxondo. Le secteur périsynclinal est constitué de matériaux paléozoïques sur lesquels reposent vers l'Ouest, les matériaux permotriasiques qui revêtent d'une façon régulière la retombée des Cinco Villas. Une seule anomalie parvient à déranger l'uniformité de cette retombée gréseuse monoclinale à pendage régulier : au Nord-Nord-Est d'Elizondo, à mi-hauteur entre le fond alluvial et les crêtes du sommet, se détache une masse gréseuse tabulaire, longue de quatre kilomètres, large de deux, séparée des pans monoclinaux par une zone de dislocation qui marque d'une nette rupture de pente dans le paysage, le contact des deux structures. Sur le flanc Est, la situation n'est guère comparable : entre Maya et Errazu, les grès du Permo-Trias ne font leur apparition que plus loin vers l'Est dans le bloc de Gorramendi. Ils sont en grande partie remplacés par les roches schisteuses du Dévonien.

Au Sud d'Errazu, des accidents transverses bouleversent le dispositif structural qui dans le détail peut se montrer extrêmement confus. Dans l'axe du synclinal, les ophites s'assurent une large représentation. Les calcaires du Muschelkalk ainsi que les argiles du Keuper, assez molles, complètent de façon sporadique la trilogie des roches tendres largement déblayées tout en conservant les traces de l'histoire morphologique. Dans le domaine structural ce qui attire le plus l'attention c'est la faible puissance des ondulations. Les plis lâches sont la règle aussi bien dans l'accident principal que

dans les axes transverses ; le bombement d'Autza est un pli à longue courbure et à voûte cassée dont l'axe s'oriente d'Ouest en Est. Ses deux flancs de grès bigarrés coïncident, à quelques détails près, avec les versants Nord et Sud de la montagne bien qu'une grande partie de ces surfaces structurales reste cachée sous de longues trainées de blocailles sèches et sous une couverture solifluidale bien garnie.

Pour sa part, la cuvette triasique d'Izpegui semble correspondre à une ride plus importante qui prend la suite du bombement d'Autza. Le flanc Nord est moins simple. Des fractures y apparaissent en rapport sans doute avec la flexure bordière du bloc de Gorramendi. Cette zone où les matériaux gréseux du Permo-Trias ont un développement exceptionnel prend tout de suite, au Nord de la flexure, une allure subhorizontale soulignée par de profonds bouts du monde, reculés où se logent les têtes de vallons des ruisseaux d'Urrizate. Quant au synclinal de Bearzaun, ride orientée du Nord-Ouest au Sud-Est, il se présente comme un pli droit plus lâche que ne le sont les dislocations pyrénéennes. L'inclinaison de ses flancs ne dépasse jamais 45°, même celui du Sud, qui correspond à l'auréole triasique du massif de Quinto Réal. Cette souplesse dans les ondulations transverses et le fait que la couverture gréseuse n'enregistre pas un grand nombre de cassures font penser à P. Lamare que ces ondulations ne sont qu'une zone de transition où vient s'amortir la poussée de la Nappe des marbres. Le massif de Quinto Real solidaire de la Nappe aurait été poussé vers le Nord en même temps que cette dernière contribuant ainsi à façonner le synclinal de Bearzaun (125).

B - L'EVOLUTION MORPHOLOGIQUE PRE-GLACIAIRE.

Originale dans les traits de sa structure, l'ample cuvette synclinale d'Elizondo-Maya, se révèle aussi dépositaire d'un trésor de formes d'une grande richesse pour tout ce qui a trait

aux données morphologiques. En prenant pour repère, à la fois l'emboîtement des niveaux et les dépôts détritiques qu'ils portent, nous pouvons pour la première fois, preuves en main, poser le problème de l'âge relatif de certaines formes et confirmer ou rejeter les hypothèses que l'étude des régions déjà traitées nous a permis d'avancer. Cette possibilité tient à la fois à l'étendue des niveaux, à l'importance relative des accumulations et à la présence d'un puissant placage de matériaux périglaciaires, issus du Mont Autza, et qui s'étalent sur un beau glacis d'érosion ce qui permet de déterminer exactement quelles sont les formes du terrain antérieures ou postérieures au Glaciaire.

Au pied des grandes tuiles gréseuses ou des versants rectilignes, les glacis s'étalent largement. Cette famille de formes que nous connaissons déjà assez bien, présente ici les traits bien définis qui font d'elle l'un des ensembles morphologiques les mieux définis du Pays Basque. Ce n'est donc pas sur les caractères propres du glacis que nous reviendrons, mais sur les caractéristiques du soubassement, principalement ophitique, sur lequel il a été modelé (126). Pour y parvenir, nous prendrons quelques coupes assez éloignées les unes des autres, choix qui va nous montrer à la fois la diversité des conditions locales et l'unité des traits propres aux glacis. En premier lieu, ce qui frappe l'observateur c'est l'étendue de la masse ophitique et la constatation qui n'est pas discutable, d'une complète argilisation in situ. Toutes les coupes proches de l'axe de la vallée depuis Arizcun jusqu'à Irurita et d'Irurita à Berroeta en suivant le contour du massif de Quinto Real, laissent voir une masse argileuse jaunâtre et sèche ou brun rougeâtre et regorgeant d'eau que la carte géologique signale comme de l'ophite. Ainsi les ophites du Baztan n'ont rien de la belle couleur verte et de la roche dure que l'on découvre de temps à autre dans quelques cailloux qui n'ont pas subi d'altération, elles constituent au contraire une masse spongieuse brun clair ou rougeâtre, piquetée de taches brun foncé, par-

- - - - -

(126) - Les argiles du Keuper n'apparaissent massivement qu'au Nord d'Arizcun sans qu'on puisse leur attribuer, sur le terrain, des caractères particuliers.

fois avec une ébauche de dégradation en granules roses d'aspect variable selon le degré d'humidité. La masse se présente dans l'ensemble coupée en blocs rectangulaires par un réseau de diaclases fort serré. La roche, imbibée d'eau, «suce» le marteau ; sèche, elle donne un son sourd et se découpe en morceaux rectangulaires ou en boules à structure foliacée semblables à des oignons. L'observation de détail est extrêmement riche et à ce sujet la coupe d'Aniz est l'une de celles qui résume le mieux l'ensemble des données que l'on peut retenir sur les ophites du Baztan (127).

La masse ophitique d'Aniz, vue de loin, n'a rien de particulier par rapport aux innombrables coupes du même type que l'on trouve un peu partout. Vue de près, elle donne parfois la fausse impression de former une masse détritique de type alluvial qui aurait été profondément altérée et où les processus de digestion auraient été très poussés. En effet, on y découvre mélangés à la masse jaune et rose des menus morceaux (5 millimètres pour les plus grands), de schistes mauves, des lentilles allongées et déformées qui contiennent des morceaux d'une roche gréseuse indéfinissable, ou encore des veines de couleur rose de un à deux millimètres qui alternent avec d'autres veines de cailloutis siliceux et rubéfiés, bien roulés, dont l'interstratification à la roche ophitique argileuse est incontestable. Comme dans les lentilles allongées et déformées, on constate dans ces veines une certaine déformation qui a été transmise à la masse lors de sa mise en place définitive. Ces matériaux pseudo-allogènes font partie de la roche et ils ont du être incorporés à la masse ophitique au cours de la mise en place de celle-ci. Cette coupe est couronnée par moments d'une couche argileuse d'épaisseur variable (1-3m) de couleur chocolat qui enveloppe en vrac un épandage de matériaux gréseux ou quartzeux allant des petits cailloux roulés à des blocs de même type qui atteignent parfois 1,5m. Ces matériaux, dont la présence est fréquente à la surface du glacis, occupent de larges surfaces dans cette cuvette si bien que l'étude de leur

---

(127) - Aniz, coupe sur la route locale Irurita-Berroeta, km3.

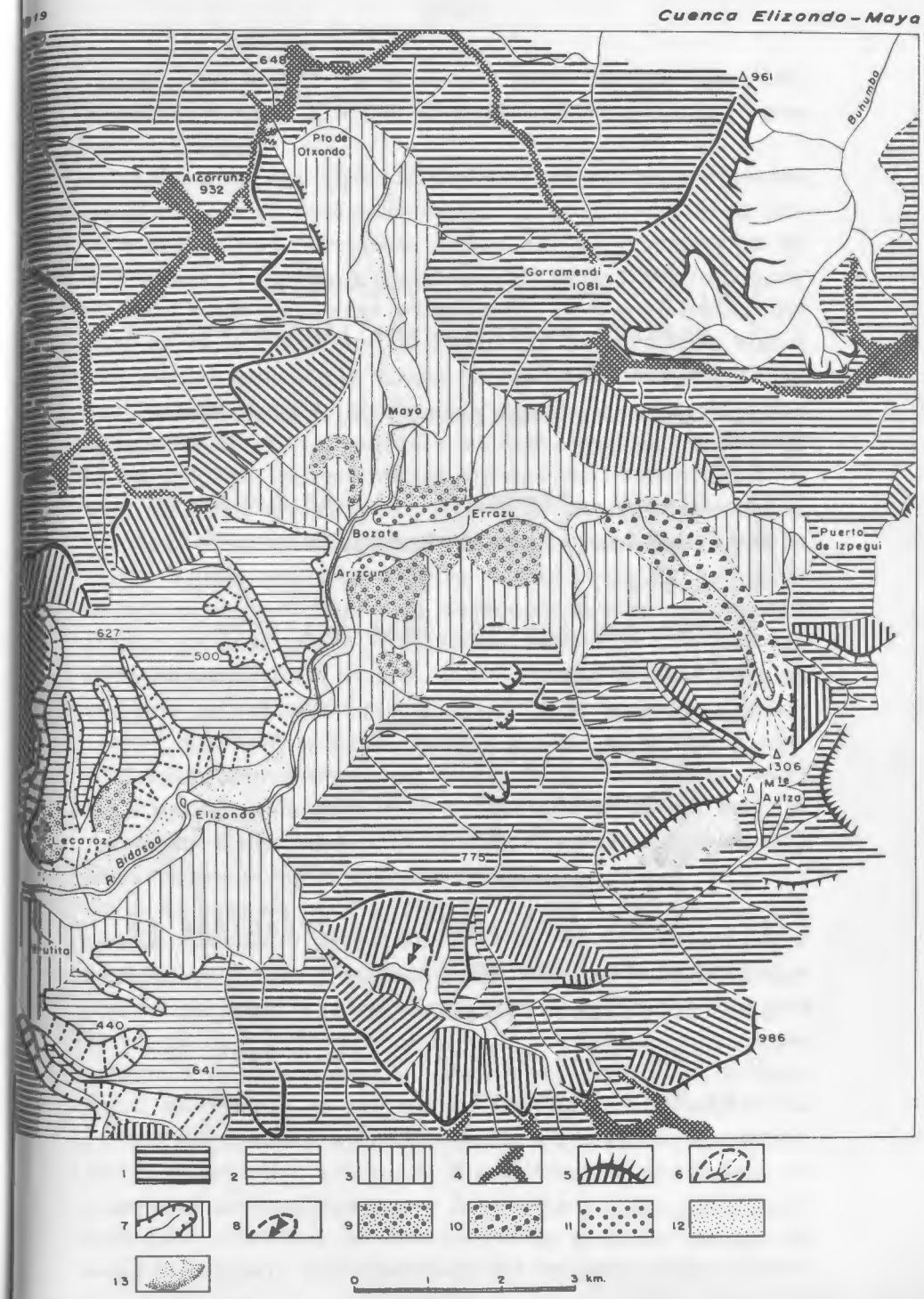


Fig. 19. Bassin Elizondo-Maya.

I. Massifs paléozoiques (Aldudes et Cinco Villas).

2. Surfaces tabulaires substructurales.

3. Glacis d'érosion taillée dans les ophites et argiles bariolées.

4. Serres.

5. Abrupts dégagés dans les grès triasiques.

6. Cirque glaciaire.

7. Talus d'érosion.

8. Glissements de terrain.

9. Alluvions siliceux d'âge Villa-franchien.

IO. Dépôts périglaciaires organisés en langue de boue et blocs.

II. Alluvions fluvio-glaciaires.

12. Fond plat alluvial (sauf dans le cas du r. Buhumba).

I3. Eboulis de pied de versant.

contact avec la roche en place peut nous renseigner sur l'état physique de cette dernière au moment où le glacis se façonnait.

A Lecaroz, ces dépôts de surface occupent toute l'étendue du glacis qui va depuis le Sanatorium de N.S. del Pilar jusqu'à la rive Nord du ruisseau Harte. Une large interruption de 500 mètres ou presque s'établit dans l'axe de l'Arroyo Baguerdi, petit cours d'eau sans arrière-pays, qui a ses sources tout près de là, à 3 km, dans le revers des pans gréseux, soit à 200 m. plus haut que la surface du glacis. L'examen des coupes, à la surface du glacis nous montre toujours la même superposition ; roche argilisée et couverture de cailloux et blocs siliceux, fait qui devient banal. C'est la coupe de l'Arroyo Baguerdi qui va nous apporter de nouveaux arguments, car deux éléments d'intérêt s'y trouvent côte à côte. Dans la vallée extrêmement large pour un si petit cours d'eau et à 10-15 mètres en contrebas de la surface du glacis, une terrasse dessine un large gradin intermédiaire entre elle et le fond actuel, lui aussi large et plat. Cette terrasse intermédiaire ne présente qu'une mince plaque alluviale de un mètre d'épaisseur. Formée, en gros, de cailloux gréseux et quartzeux souvent de couleur vineuse et d'aspect frais elle comporte quelques ophites mélangées à l'ensemble alluvial et qui sont recouvertes d'une couche d'altération. Le tout est enveloppé dans une masse argilo-sableuse rubéfiée.

A la base de cette couverture alluviale, se détache une couche blanchâtre de sables micacés et de cailloux roulés semblables à ceux d'en haut. Puis, c'est la roche ophitique pourrie qui prend le relais. Cet aspect de vallée emboîtée dans le glacis et à terrasse intermédiaire démesurément large par rapport à la dimension d'un cours d'eau aujourd'hui insignifiant, se retrouve un peu partout dans la roche ophitique du bassin Elizondo-Maya. Quelquefois il n'y a pas de couverture détritique comme c'est le cas à Azpilcueta. D'autres fois, la couverture intermédiaire passe de manière presque continue au fond plat subactuel. La rare perfection qu'atteint parfois la surface du glacis et la dimension des terrasses portent à pen-

ser qu'au moment où le glacis a été taillé, les ophites étaient déjà pourries profondément, mieux encore que le granite de Peñas de Haya. En fonction de cette altération préalable et sous un climat semi-aride à grands contrastes mettant en œuvre des mécanismes que nous avons décrits dans la Première Partie, la construction du glacis a été réalisée avec la plus grande facilité.

Les débuts de l'époque glaciaire imposent un nouveau style. Mais il semble que contrairement au modèle d'encaissement vertical que produisent partout ailleurs les actions érosives des eaux à l'époque glaciaire, et en particulier en aval dans la traversée du massif ancien, ces mêmes eaux modèlent dans le bassin d'Elizondo-Maya, des vallées larges et à fond plat. Ce trait est en relation avec le niveau de base local constitué par les roches résistantes du massif calcaire Gaztelu-Arrayoz mais surtout avec la roche ophitique profondément pourrie.

Les eaux de l'époque glaciaire travaillent selon un style particulier dans ce matériau de choix. Celui-ci à cause de sa consistance argileuse saturait très vite l'écoulement et poussait les rivières, même les plus petites à éroder latéralement. De plus, la couverture alluviale du glacis fournissait des matériaux préparés d'avance et de calibre varié que les eaux utilisaient dans l'attaque des berges avant d'étaler en plaques les divers débris mélangés aux argiles qui forment le soubassement. Ainsi, lors d'une même crise climatique et le long d'une même rivière nous constatons que des phénomènes morphologiques fort différents sont presque juxtaposés et qu'on pourrait les interpréter séparément comme des formes résultant de système d'érosion dissemblables alors qu'en fait le responsable de cette diversité est à chercher du côté des données lithologiques.

Les formes résiduelles des anciens glacis nous permettent de conclure que le paysage du bassin Elizondo-Maya s'organisait au Quaternaire ancien dans l'axe des synclinaux comme un large ensemble en fond de bateau. Habillés de blocailles et de dépôts plus ou moins fins ces amples couloirs

avaient des talweg anastomosés et l'on passait sans rupture de pente des aplanissements du bas aux longs versants des grandes tuiles de grès desquamés de la bordure. D'autres formes plus ou moins abruptes apparaissaient sur les versants ou émergeaient dans le fond du couloir. Sur les versants les accidents étaient et sont encore en rapport avec l'apparition des filons de quartz ou de couches dures de poudingues ou de grès dans une masse de schistes plus tendres. Dans le fond de la cuvette des buttes en forme d'inselberg de petite dimension sont en rapport avec des blocs cassés et bousculés de grès permo-triasiques ou avec des noyaux ophitiques qui avaient résisté à l'altération. La butte gréseuse qui domine Maya et les versants rocheux d'Aldauromalda sont à cet égard les exemples les plus parlants. Ces résidus structuraux montrent la vigueur des processus d'érosion semi-arides qui ont détruit les formes structurales même les plus compliquées. C'est sur ce paysage hiérarchisé construit en partie sur des roches très altérées que l'époque glaciaire va imprimer un style nouveau et une famille de formes facilement reconnaissables.

C. L'EVOLUTION MORPHOLOGIQUE A L'EPOQUE GLACIAIRE

Dans les Pyrénées occidentales les dernières montagnes entaillées par les cirques glaciaires se trouvent à l'Est de Roncevaux: Otzanzourieta (1.570 m.), Astobizkaira (1.506 m.) et Bentarte (1.485 m.). A l'Ouest de ce col, seuls deux appareils glaciaires isolés viennent éventrer les pentes du massif des Aldudes sur le versant français ; ce sont les cirques d'Adi (ou Ahadi) (1.459 m,) et de Pohiluz (1.259 m.) (128). La montagne a perdu sa vigueur, les sommets sont émoussés. Aldudes et Cinco Villas ne possèdent pas de hautes crêtes capables d'arrêter et d'emmagasiner la neige. L'ensemble des massifs anciens ayant été nivelé à des altitudes à peu près voisines de 1.000 mètres du côté espagnol tout le paysage se

- - - - -

(128) - VIERS G. *Thèse*. 1960: pp.249-250.

trouve empâté par de puissantes accumulations de versant qui ont feutré et adouci les formes anciennes du modelé. Dans le massif des Cinco Villas nous avons constaté la présence de ces épaisses accumulations de versant mises en place en fonction du cryoclastisme et de la fonte des neiges, phénomènes de type périglaciaire qui ont donné leur marque aux versants jusqu'aux abords de la mer (129). Au-dessus de ces phénomènes périglaciaires (au sens propre de ce mot) qui n'intéressent que la surface des versants, il y a, à petite échelle, de véritables phénomènes glaciaires sur le mont Autza qui fait exception. Placé à l'extrême limite occidentale de la glaciation quaternaire pyrénéenne, il porte le dernier cirque glaciaire des montagnes basques.

1. UNE GLACIATION MARGINALE: GLACIAIRE ET PERIGLACIAIRE D'AUTZA.

Le mont Autza culmine au Sud du col d'Izpegui à 1.306 m. sur la ligne de faîte qui sépare la Nive de la Bidasoa. Burinée par les Regata Elordza et Mainuch et par le Barranco Istauz, tous affluents de la Bidasoa, sa voûte cassée se détache comme une lourde coupole bleuâtre, partiellement boisée et couverte de coulées de blocailles. C'est le domaine des brebis dans un paysage de landes qui reste sauvage tandis qu'à ses pieds les terroirs ont été profondément aménagés par l'homme. Le flanc sud de la voûte a été vigoureusement attaqué par les têtes de vallons de l'Istauz qui échancrent la couverture gréseuse et taillent des corniches à talus de blocaille et des cirques d'érosion en «bout du monde». Le versant nord est beaucoup plus doux. Depuis le sommet et sur une longueur de 3 km,5, le versant passe régulièrement d'une inclinaison de 30° près du sommet à un glacis doucement concave dans l'ensemble et qui dans sa partie basse ne s'incline guère que de 10°. Tous les sentiers qui grimpent vers le sommet montrent de temps en temps soit une masse de sable rose et de blocaille souvent à surface bosselée fixée par

- - - - -

(129)- La coupe de Castenalde se trouve à 5 km. de la mer à vol d'oiseau.

PLANCHE VII

MONT AUTZA. VERSANT NORD.

Vue prise vers l'Ouest depuis la route du col d'Izpegui.
Sur l'abscisse 1, les sommets gréseux de la bordure des Cinco Villas et, dans les brumes du fond, à gauche, la môle calcaire de la Nappe des Marbres. Sur l'abscisse 2, l'axe de la vallée de Maya qui épouse le fond du synclinal Elizondo-Maya allongé du Nord au Sud.
A gauche se trouvent le sommet de l'Autza (1306m.) et le cirque glaciaire. On aperçoit la pastille morainique à la limite supérieure du bois (A3). Sur les versants quelques détails de la structure : en haut (A1, B1) grès triasiques plongeant conformes à la pente du versant, plus bas (C2) les pans de grès permo-triasiques en position presque verticale ont été raboutés par l'érosion et fossilisés par les dépôts périglaciaires. A droite de la photographie, (E3) le glacis est entaillé par la rivière d'Erraza et on y distingue le fond alluvial

la végétation, soit les affleurements de roche à nu conforme à la pente, soit des blocs rectangulaires sans matrice, organisés en bandes ondulées, occupant de larges cavités en fond de cuillère. Ces lanières de blocailles envahissent une grande partie de la terminaison amont des ravins qui drainent actuellement les versants. Moins imposantes que celles que nous avons décrites dans le bassin de Sumbilla en rapport avec la bordure interne du massif de Mendaur, ces coulées de blocs sont un processus subactuel qui se développe suivant le même principe qu'à Mendaur. Les eaux d'infiltration s'écoulant entre la roche-mère et la couverture colluviale enlèvent par soutirage les particules fines et laissent un amas de blocs secs allongés suivant la ligne de plus grande pente. Nulle végétation ne peut y tenir. Cependant le versant nord du Mont Autza présente, fait bien plus important que ces détails morphologiques, un cirque glaciaire assez émoussé par la puissance du feutrage postérieur mais dont les caractères morphologiques ne sont pas discutables de même que les dépôts morainiques qui l'accompagnent.

a) Le cirque glaciaire du Mont Autza et ses accumulations. (Ph. VII)X Logé dans un creux qui s'étage entre 900 m. et le sommet, sur la face Nord, le cirque glaciaire du Mont Autza étale largement ses matériaux sur le glacis d'érosion taillé dans les ophites, vers l'axe du couloir d'Izpegui orienté d'Est en Ouest. En dehors de la forme très large mais peu profonde du cirque qui porte dans la zone inférieure une petite pastille de matériaux morainiques, la présence d'un appareil glaciaire n'est que très discrètement indiquée. C'est à l'examen des coupes de la Regata Mainuch que l'on décèle toute l'ampleur de la couverture détritique exportée hors du cirque glaciaire. Il s'agit d'une couche épaisse de 15 à 40 m. de couleur jaunâtre, formée de boues et de blocs anguleux qui peuvent atteindre 4 à 5 mètres sur leur grand axe. Ces matériaux sont en vrac et fossilisent, en aval, les argiles bariolées et la roche ophitique entièrement pourrie' en amont, des grès toujours en position conforme au versant. Le talweg de la Regata Mainuch coule dans plusieurs secteurs sur un lit de

roche en place ou couverte d'une mince couche détritique. Le talweg est ourlé de bourrelets latéraux de crue formés de blocs secs, plaqués contre les versants raides du ravin (30° à 40°). Celui-ci, profond parfois de 40 mètres, finit en amont en bout du monde. L'érosion a taillé dans la masse détritique un mur vertical déchiré par des bad-lands et haché de crevasses géantes. Celles-ci résultent de glissements qui affectent la zone bordière du ravin. La surface du dépôt est plane et boisée ; elle s'inscrit dans un hémicycle de versants à pentes très douce (15°) qui ont produit en grand nombre des coulées de blocailles blanchâtres. Au contact des versants latéraux et de la pastille détritique on voit s'organiser des surfaces doucement ondulées qui portent des secteurs en creux, de petites formes étagées en pied-de-vache et des bourrelets de blocs, parfois dissymétriques, que tranche la pente raide du ravin de rajeunissement. La morphologie de surface du dépôt détritique en partie envahie par la végétation, était sans doute en rapport avec la neige dure qui formait une plaque le long des versants. Celle-ci était logée dans l'angle formé par le versant et la surface plane du cirque permettant ainsi le glissement de blocs au-delà du versant.

Dans le ravin, on constate que les matériaux détritiques sont entaillés selon deux phases d'emboîtement (fig.20). La première phase inscrit une encoche dont l'angle peut varier de 130° à 150°. Latéralement, on passe de la surface du versant à l'entaille par une forme doucement convexe habituellement couverte d'herbe. Cette entaille est, de plus, caractérisée par la présence d'une couche de réglage formée de matériaux remaniés et en partie cimentés dans un dispositif grossièrement ordonné. Inscrit dans cette première entaille, s'installe un ravin aux versants raides (80° - 90°) en partie fixés par la végétation et en partie couverts d'une couche d'éboulis de gravité mais aussi disséqués par des bad-lands. Ceux-ci, larges à la base, deviennent de vraies lames de couteau en haut. Ils sont assez étroitement localisés et n'occupent qu'une place réduite. Les autres formes des versants sont fixées depuis longtemps par la végétation de même que les formes d'alluvion-

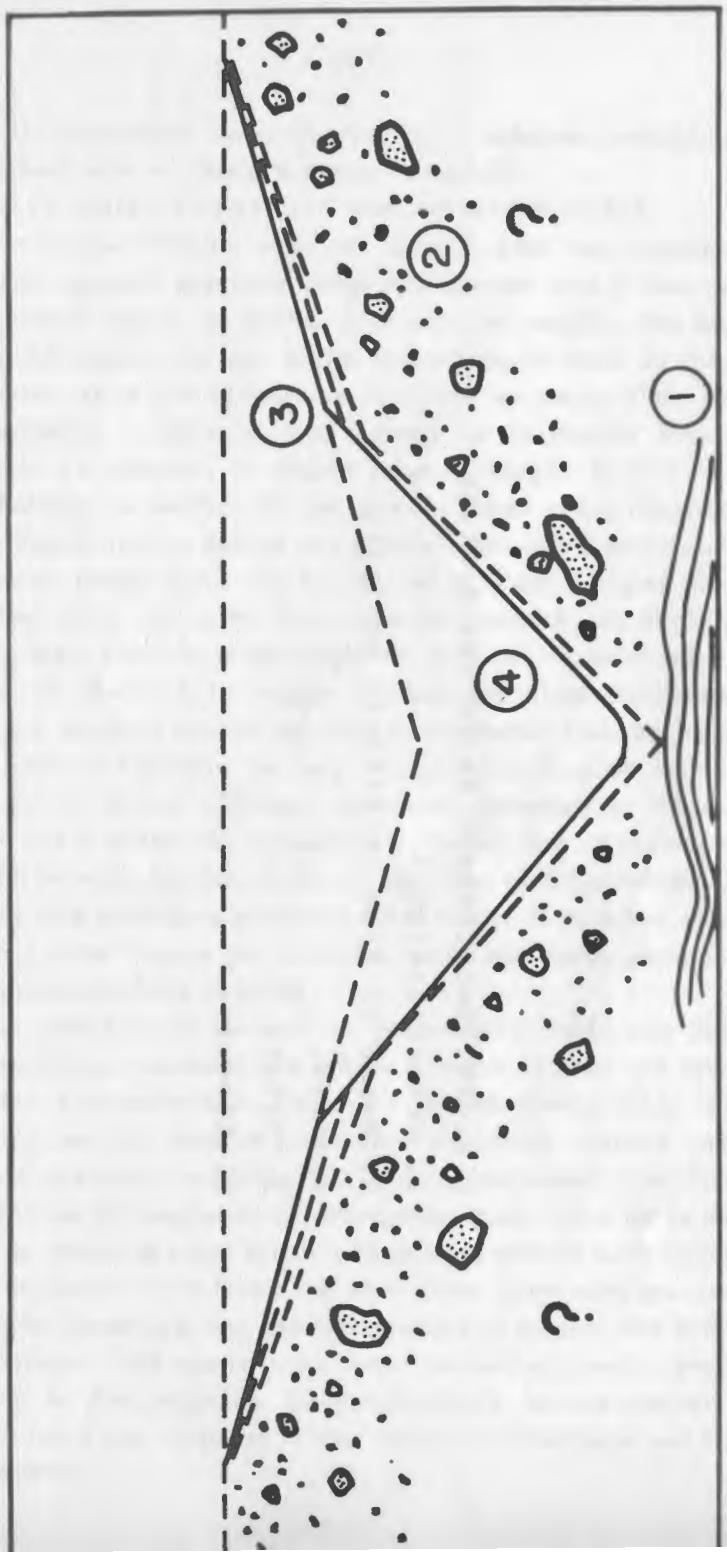


Fig.20 Encajonamiento de formas en Autza

emboîtement de formes à Autza

Fig. 20. Emboîtement de formes à Atuza.
1. Grès triasiques.
2. Masse de boue et bloques périglaciaires.
3. Grèses.
4. Eboulis.

nement construites en aval avec les matériaux arrachés au ravin dont nous venons d'analyser le modelé.

b) Le couloir d'Errazu et l'emboitement des formes.

Le cirque d'Autza nous est apparu avant tout comme un modeste appareil glaciaire capable d'envoyer vers le bas pays une grosse masse de débris. Sauf dans la pastille des matériaux détritiques qui est restée logée dans le fond du cirque glaciaire, nulle part ailleurs on ne trouve les traces d'une masse morainique ordonnée. Les coupes de la Regata Mainuch révèlent la présence de dépôts boueux chargés de blocs. La morphologie de surface ne met pas en cause cette interprétation. En réalité, en dehors des grands blocs que l'on trouve de temps en temps épars sur les pentes et d'une certaine forme ondulée qu'on découvre dans certains endroits, on distingue assez mal, dans la morphologie de surface, la zone où l'on passe du glacis à la langue boueuse qui vient de l'Autza. Celle-ci apparait comme un placage largement étalé et jamais très épais à l'échelle du long versant. Sur l'axe du Mainuch, près de la rivière d'Errazu, la couche boueuse ne dépasse guère 3 à 5 mètres de puissance et surtout les caractères de ses blocs ainsi que leur taille ne semblent plus les mêmes. Le calibre des matériaux grossiers s'est réduit et en même temps on peut noter l'usure des cailloux, usure qui donne parfois un arrondissement bien ébauché.

Le problème qui pourrait se poser de la distinction entre les matériaux provenant du cirque d'Autza et ceux qui appartiennent à la surface du glacis est immédiatement éludé. Les premiers ont une matrice jaune-clair abondante, matrice enveloppant des blocs anguleux qui sont exclusivement constitués de grès ou de conglomérats permo-triasiques. Ceux de la surface du glacis ont une matrice rougeâtre, parfois mélangée de brun ou jaune ; on y trouve en plus d'une large représentation des grès triasiques, des ophites pourries et grises, des schistes farineux, des quartz sous forme de cailloux roulés provenant de la désagrégation des conglomérats, le tout portant la la marque d'une usure et d'une altération inconnues sur l'autre matériel.

Au pied du long versant, dans l'axe de la cuvette d'Errazu, la masse boueuse devait abandonner une partie de sa charge, tandis qu'une autre part poursuivait son chemin vers la zone creuse d'aval où les matériaux mieux triés et usés s'étalaient en forme de terrasse fluvioglaciaire. A cette terrasse s'incorporaient aussi des matériaux détritiques repris sur les étendues plates du glacis. Ces derniers matériaux recouvrent encore des surfaces importantes autour de Bozate. Azpilcueta, Arizcun, Lecaroz et Aniz ce qui nous conduit à penser que la couverture alluviale semi-aride devait tapisser la presque totalité du fond de la cuvette. Or, nous constatons que cette couverture a disparu, en grande partie, emportée par la dissection fluviale qui s'est opérée à l'époque glaciaire. On constate que, en outre, si la vigueur du démantèlement d'âge glaciaire a été remarquable, la capacité d'alluvionnement était sensiblement plus faible puisque la terrasse fluvio-glaciaire n'a qu'une faible étendue.

Emboitée d'une quinzaine de mètres en contre-bas de la surface du glacis elle nait au niveau du hameau Bozate d'Arizcun. D'abord étroite elle s'allonge sur un kilomètre jusqu'à la confluence de la Regata de Maya (ph.VIII). Un autre lambeau reste accroché aux versants d'Arizcun sur la rive sud de l'Errazu, puis nous n'avons plus que de menus échantillons qu'on reconnait à leur position altimétrique et à l'allure fraiche et ordonnée des alluvions. Dans l'axe de la Regata de Maya, la haute terrasse n'apparait pas, c'est le fond actuel, large et plat qui se développe partout. Il en est de même en aval d'Errazu. Ce fond bien calibré que nous avions déjà remarqué en amont de Santesteban (et que l'on retrouve dans les couloirs du secteur côtier) semblent évoquer un climat très humide à crues violentes capables de réaliser d'abord un puissant travail de creusement puis une action de sapement latéral qui allait de pair avec l'étalement d'une masse considérable d'alluvions.

Sur les versants, la masse de débris est partout considérable quoique, en cette matière, aucune coupe ne nous donne un ensemble de renseignements aussi riches qu'à Ombordi ou

A E C PLANCHE VIII B D

CUVETTE D'IZPEGUI ET LA VALLEE DE MAYA.

Vue vers le Nord-Nord-Est depuis Arizcun.
Dispositif synclinal souligné sur le versant ouest par les crêtes gréseuses du Mont Larro (A1). Sur le versant opposé les dépôts coblenciens qui descendent de Gorramendi (B1) traduisent plus discrétement la plongée vers l'axe du synclinal de Maya. La bordure Ouest de la couverture subhorizontale des grès permo-triasiques du bloc de Gorramendi se découvre sur les dépôts de blocaille blanchâtres qui entourent le sommet (B1). A l'extrême droite de la photographie on voit apparaitre le ruisseau d'Errazu qui suit depuis le cyl d'Izpegui la charnière synclinale d'une ride qui sépare le Gorramendi de l'Autza. Logés dans ce dispositif synclinal, trois gradins :
- un large glacis (abcisse 2) éventré par le ruisseau de Maya (C2) et par celui d'Errazu.
- une terrasse fluvio-glaciaire qui apparait à la hauteur d'Errazu (D3) et qui avance jusqu'à Bozate(E3)
- un large fond alluvial très repérable depuis Errazu jusqu'à Urdoqui (A4).

Agoño. En ce qui concerne la chronologie et ses moments principaux, nous utiliserons principalement les données que nous fournit le ravin de Mainuch pour essayer de restituer l'évolution du modelé dans cette cuvette.

c) Essai de chronologie.

Nous ignorons à peu près tout de ce qui dans les formes actuelles, revient au grand défoncement initial du relief. Notre histoire morphologique ne commence qu'à la fin du Tertiaire. A cette époque les traits fondamentaux du relief se trouvaient déjà établis : le dispositif structural était en place, le modelé en creux largement esquissé et les grandes tuiles de grès qui forment l'exceptionnelle bordure sud-est du massif des Cinco Villas flanquaient la grande dépression d'Elizondo-Maya. Si nos observations sur le terrain sont fondées, l'examen des coupes qui y sont taillées nous permettent de déduire que ces lointaines époques ont dû connaître des phases de climat humide et chaud qui, sans être exactement de type tropical, furent très favorables à l'attaque chimique des ophites et à l'altération d'un grand nombre d'autres roches, les grès et poudingues exceptés. Puis vinrent les phases de climat semi-aride du Quaternaire ancien, dont la région côtière nous a déjà donné les manifestations. Enfin arrive la grande période humide et froide du Quaternaire glaciaire. L'analyse du Mont Autza nous donne l'exacte dimension de cette époque, dernière période morphologique, qui, dans la région étudiée, est à l'origine d'une action glaciaire de type marginal, en fait périglaciaire dans le sens le plus étroit du mot.

En même temps que, sur le cirque d'Autza, une petite calotte de glace se formait et que les phénomènes glaciaires et périglaciaires se développaient, le niveau de la mer variait à plusieurs reprises, ce qui facilitait le plus souvent l'action de l'érosion et l'encaissement des vallées. Cependant, les difficultés rencontrées par l'érosion fluviale à travers le massif ancien réduisaient l'efficacité de cette même érosion dans la dépression d'Elizondo-Maya. C'est pourquoi une partie des argiles bariolées et des ophites pourries n'a pas été évacuée. De plus, les roches altérées sur lesquelles s'établirent en par-

tie les talweg sont aisément mobilisées. Aussi les eaux étaient-elles très vite saturées et à la limite de leur charge ; leur puissance de transport était de ce fait paralysée. Dans ces conditions, des ruisseaux de petite dimension comme celui de Baguerdi sont arrivés à creuser de larges vallées en n'utilisant qu'une couche laminaire de cailloutis. Le travail de sapement latéral, le creusement vertical seraient devenus très vite impossibles si la base sur laquelle le ruisseau opérait avait opposé une énergique résistance à l'enfoncement du talweg et au balayage des berges.

L'incision verticale réalisée par les eaux de fonte des neiges a remonté jusqu'aux environs du cirque d'Autza. Tout d'abord un ravin peu profond et assez large a entaillé la masse argilo-caillouteuse périglaciaire. Dans le modelé en creux que constituait cette encoche étaient acheminés les matériaux soliflués que la fonte de neige mettait en marche et que l'écoulement fluvial incorporait aux diverses alluvions. L'examen attentif de la coupe ainsi ouverte nous permet de constater que les matériaux soliflués s'ordonnent assez bien conformément à la pente. Ceci vaut même pour les petits matériaux bien que l'hétérométrie des débris de grès siliceux fassent obstacle à la formation d'éboulis lités semblables à ceux du flysch, des schistes ou des calcaires friables. En tenant compte de cette caractéristique nous pensons que l'on peut rattacher ces éboulis à allure litée à ceux de Ombordi et de Castañalde. Ils peuvent aussi être rapprochés des débris qui remblayent les vallées sèches, dont nous avons un très bel exemple dans le Haut Ezcurra. Ce remblaiement est le fait du climat d'une période sèche et froide qui fait suite au climat humide et froid du maximum glaciaire. La puissance des apports issus des versants était telle que les artères centrales de drainage furent incapables de les évacuer. C'est pourquoi les diverses formes du modelé furent feutrées de débris et empâtées. Les versants se raccordent aux formes du glacis antérieur et confirment les traits d'une morphologie qui avait déjà laissé une très forte marque dans le paysage. Celui de la fin de la première et de la plus importante phase glaciaire semble donc constitué

par un ensemble de versants façonnés en grandes rampes dont la couverture colluviale règle presque toutes les aspérités.

Mais de ce paysage il ne reste que des lambeaux ; une vigoureuse phase d'incision fait suite à cette régularisation et à l'empâtement des versants. Les actions érosives de cette période à forte incision verticale sont très nettes. Il faut lui rapporter le modelé en creux qui entaille la haute terrasse et la gorge du ravin qui s'emboite dans le lit large et sec des éboulis grossièrement lités d'Autza, incision qui recoupe à l'emporte-pièce les versants réglés de la période antérieure. Ces processus de ravinement exigent une humidité assez forte et des hivers rudes capables d'emmagasiner la neige; celle-ci fondant au printemps, imbibe fortement les matériaux colluviaux qui habillent les versants et déclanche, par gravité, des coulées ravinantes, coulées de boue et de blocs; ne sont pas exclus les processus d'écoulement fluvial capables d'inciser en profondeur les dépôts de matériaux détritiques et d'évacuer les débris vers les rivières d'aval déjà encombrées d'alluvions.

Les processus d'évolution des versants s'atténuèrent ensuite en fonction d'une amélioration graduelle des conditions climatiques. Dans le même temps, sur la côte il se produit une ample remontée du niveau de la mer ce qui provoque un arrêt de l'enfoncement des rivières. Les processus d'alluvionnement l'emportent alors sur l'incision et la rivière divague sur ses alluvions. Dans le Val d'Elizondo-Maya nous sommes évidemment trop éloignés du secteur côtier pour que se fasse sentir l'influence de la remontée flandrienne. En fait, seule agit ici l'amélioration du climat. La végétation s'empare des versants et l'érosion s'atténue ; le paysage se fixe sauf dans quelques secteurs très localisés où, en raison de conditions lithologiques particulières et de l'action des hommes, les ravinements grignotent encore les versants sous forme de bad-lands. De même, au moment des crues exceptionnelles, des galets et des blocs conservés dans le fond des lits des ravins latéraux sont repris par les eaux et entraînés vers l'aval. Mais dans l'ensemble depuis que règne le climat actuel (dix mille ans) l'érosion n'a apporté que de modestes retouches au modelé hérité des périodes intérieures.

CONCLUSION

Le relief des Pyrénées Basques de la Bidasoa et de l'Urumea, au Nord-Ouest du Massif de Quinto Real et de la Sierra calcaire issue de la poussée vers le Nord de la Nappe des Marbres, s'organise autour de deux massifs paléozoïques (Cinco Villas et Haya), rabotés à une hauteur moyenne de 800 m. Ces massifs aux formes lourdes sont auréolés d'une étroite bordure sédimentaire de roches très variées mais qui dans l'ensemble font figure de matériaux tendres. L'érosion n'a pas eu de peine à y creuser une dépression périphérique souvent très large. En dépit de ce dégagement, les deux massifs anciens dont les dimensions restent médiocres, ne jouent qu'un rôle discret dans la distribution générale des masses montagneuses des Pyrénées Occidentales. Leur position décalée vers le Nord par rapport à l'axe Est-Ouest des Aldudes et la dégradation des hauteurs que l'on constate depuis les Pyrénées Centrales contribuent à leur effacement. Celui-ci se traduit dans ce fait fondamental que la ligne de partage des eaux entre le versant atlantique et celui de la Méditerranée ne s'établit plus en rapport avec les affleurements des terrains primaires. Ce sont les sierras calcaires de Basaburua et d'Ulzama et le massif de Quinto Real situés plus au Sud qui limitent le bassin versant des petits fleuves côtiers du Pays Basque espagnol. Le massif ancien des Cinco Villas n'est dans l'ensemble qu'une moyenne montagne aux sommets aplatis et creusés de vallées d'allure cévenole. Il se révèle difficile à parcourir à cause du découpage en labyrinthe aux mailles serrées élaboré par l'érosion linéaire. Le trait le plus original de ce massif est constitué par une bordure soulevée de grès rouges disposés en larges tuiles plates juxtaposées et mises en vedette par l'évidement qui a opéré sur les roches friables de la bordure. A la différence de l'intérieur du massif ancien, la bordure possède des larges vallées adaptées à la structure à la fois dans la zone proche à la côte et dans les dépressions intérieures de la Haute Bidasoa et de l'Ezcurra. Mais à la sortie du couloir côtier il n'est plus de même et cette constatation pose le problème général de l'installation du réseau hydrographique à travers le massif ancien comme au débouché sur la mer à travers

le chaînon côtier. L'idée que nous nous faisons de cette mise en place n'est pas pleinement satisfaisante. Si l'on admet qu'il a existé une surface d'érosion tranchant les plis du massif ancien à la hauteur des sommets actuels et que cette surface a été doucement basculée vers le Nord, on pourrait penser que l'installation primitive du réseau hydrographique débute à une époque ancienne sur cette surface. L'enfoncement postérieur aurait profité des grandes cassures qui affectent le massif et de la différence de dureté entre les roches, compte tenu, pour une large part, des phénomènes d'altération profonde dans les roches anciennes.

Convenons qu'il s'agit là d'une spéculation très générale, et qu'elle manque en fait de fondements solides. Le premier réseau hydrographique que l'on peut restituer à l'aide des diverses indications que nous fournissent la morphologie et les dépôts détritiques, date de la fin du Tertiaire. C'est le grand épisode qui se marque si bien dans les roches tendres de la bordure (flysch, ophites et argiles bariolées) par l'apparition de larges surfaces en glacis d'érosion. Dans le massif ancien les glacis ont leur équivalent dans les larges couloirs taillés dans les schistes carbonifères et dans les cuvettes évidées dans les calcaires dévoniens, formes qui sont aujourd'hui haut perchées au-dessus des vallées encaissées. Ces témoins portent une couverture alluviale discontinue certes mais pavée de grands blocs siliceux que l'on identifie au premier coup d'œil. Toutes les autres roches ont disparu par digestion. Cette famille de formes dont le plus beau reste et le plus suggestif - est sans doute le dépôt qui coiffe de gros pavés à cent mètres d'altitude relative, le lobe du méandre de l'Uruméa, à Venta Béri, résulte de l'action des climats d'une période semi-aride et à dominante chaude, caractérisée par des pluies violentes et concentrées qui agissaient sur des roches mal protégées par une couverture végétale pauvre et discontinue.

La perfection du travail réalisé pendant cette période suppose une altération préalable des roches. Or, en raison de ses traits climatiques la période semi-aride des glacis est une époque de ralentissement de l'altération chimique. Comme celle-ci

est profonde nous sommes conduit à admettre que la désagrégation des roches tendres et chimiquement sensibles telles que les ophites du Baztan, le granit de la Haya, les calcaires de Yanci et d'Aranaz se trouvait déjà achevée à ce moment-là. Ajoutons que les climats glaciaires postérieurs ne sauraient eux non plus rendre compte d'une si forte altération. L'ampleur et la perfection des formes en glacis et couloirs qui marquent tout le paysage aux premiers temps du Quaternaire résultent donc de l'addition d'une longue préparation par des climats chauds et humides du Tertiaire y compris sans doute ceux du Pliocène et d'une vigoureuse action de l'érosion sous les climats à dominante chaude mais de type semi-aride à très grands contrastes qui caractérisent le Villafranchien. A l'appui de cette interprétation, nous avons présenté dans la zone d'Andoain une karstification ancienne antérieure à la phase semi-aride et recouverte par de grands blocs de grès et de poudingues contemporains du modelé en glacis que nous avons attribué au Quaternaire inférieur.

Ces reliefs furent ensuite soumis à la violente dissection produite au cours d'une phase froide et humide qui inaugure à l'époque glaciaire un nouveau style d'érosion. Celui-ci se traduit tout d'abord par une profonde incision verticale. Elle acquiert une puissance exceptionnelle grâce à la proximité d'un niveau de base déprimé et aux facilités offertes par la roche pourrie d'avance dans nombre de secteurs. Ce retour de l'humidité et l'avance de la glaciation dans la haute montagne se produisent à une époque où le niveau de base se situe au moins à 30 mètres - probablement à 50 60 mètres au-dessous du niveau actuel. Au fond du bassin de Pasajes, en face de Pasajes de San Pedro et du quai transatlantique, on trouve la roche en place à moins 24 mètres. Au goulet de la ria cette profondeur devait dépasser une trentaine de mètres, davantage encore au débouché sur le large. L'abaissement du niveau de la mer donne toute son efficacité à l'érosion fluviale de l'époque glaciaire. Dès la première grande crise glaciaire, l'incision de Pasajes est si nette et si puissante que les phases d'évolution postérieures l'ont fort peu modifiée sauf dans les détails.

C'est à cette phase humide principale qu'il faut rattacher le développement du réseau dendritique qui découpe en croupes arrondies et convexes la surface des glacis. A cette phase appartient aussi le démantèlement des dépôts d'âge villafranchien dont les témoins ne sont plus aujourd'hui très nombreux.

La destruction de la surface du glacis ainsi réalisée a remis en évidence des structures rabotées par la phase d'érosion qui venait de s'achever. Le dôme de la Martutene nivelé à la hauteur du glacis, atteint dans son noyau d'argile, est alors évidé et son relief inversé. Ce découpage affecte les régions calcaires de l'intérieur. Les cuvettes de Yanci et d'Aranaz dans le massif des Cinco Villas semblent tranchées à la scie. Les versants raides sont frappés tout de suite d'immunité. Sur ces abrupts rien n'évolue en dehors d'un puissant réseau anastomosé de lapiez en cannelures que nettoyent les eaux de fonte des neiges. La surface des calcaires protégée par une couche d'argile de décalcification et par des alluvions quartzitiques reste intacte cependant que l'infiltration et la dissolution souterraines trouent la vieille topographie de dolines éparpillées. Les dômes de la côte portent sur leurs versants les traces du ruissellement des eaux nivales et des fortes précipitations de l'époque glaciaire. Les lapiez en cannelures dominent de haut le réseau des dolines et des dépressions de piémont développées par le soutirage profond qui opère en fonction du nouveau niveau de base des vallées encaissées. En rapport avec le contact des calcaires entre eux ou des calcaires et des ophites se développent de petits poljés dont le modelé était sans doute esquissé antérieurement à l'époque glaciaire, c'est le cas de la Hoya au pied du Crêt de Bolunza-Cuatro Caminos.

A l'incision des vallées par les eaux de fonte des neiges de l'époque glaciaire correspond en amont, au sommet du Mont Autza, l'emmagasinement d'une masse de neige et de glace qui se développait aux limites des domaines glaciaire et périglaciaire. Nulle part à l'Ouest nous n'avons trouvé quelque forme qui puisse se rapprocher du cirque d'Autza. Ce dernier est bien le plus occidental des Pyrénées Basques d'Espagne.

L'appareil glaciaire envoyait vers la surface d'avant-pays taillée en glacis une langue boueuse chargée de blocs gréseux arrachés au fond du cirque et aux versants. La masse sableuse du glacis est ainsi fossilisée sur une large zone par une large coulée de boue épaisse de plusieurs mètres. En aval, les eaux du bassin versant donnaient un écoulement organisé et acheminaient les matériaux détritiques le long de la vallée jusqu'à la mer. Dans la vallée ainsi creusée prend place, vers la fin de la crise glaciaire une terrasse fluvio-glaciaire ; en même temps la rivière chargée d'une grande quantité d'alluvions, calibre par sapement latéral quelques secteurs de son parcours, spécialement dans la dépression intérieure et dans les couloirs de la côte mais aussi dans les lobes des grands méandres du massif ancien.

Dans le même temps, sur les versants, les masses de solifluction descendent vers l'axe de la vallée. Ce mélange de matériaux fins et des morceaux de roches, nous pouvons l'étudier dans les coupes d'Ombordi et d'Agoño qui nous permettent d'apprécier le volume de ces mouvements de versant. A la fin de la crise glaciaire, l'exportation des alluvions vers la mer est de plus en plus ralentie ; le climat est devenu de plus en plus sec tout en restant froid ; l'entrainement des débris sur les versants ne se fait plus que par un écoulement nival laminaire et les éclats de roche s'organisent en éboulis lités. Les versants sont alors aménagés en grands plans continus et réglés, tandis que la vallée est bourrée de débris, que l'écoulement, presque inexistant, est incapable d'entrainer vers l'aval. Tout le relief est estompé et adouci. Même l'encoche que les eaux de fonte des neiges et glaces avaient ouverte dans la masse boueuse et solifluidale issue du cirque d'Autza se trouve encombrée par une masse de débris ordonnés.

Différentes coupes et spécialement celle d'Ombordi nous laissent voir la disposition de la masse solifluidale et des grèzes séparées par une formation argileuse de couleur jaune délavé qui pourrait s'interpréter comme un paléosol. La zone d'Aindoain nous apporte des données qui, sur ce point, nous paraissent incontestables. La coupe montre sur le flysch un

paléosol argileux, de couleur bleu clair, recouvert par une épaisse couche de grèzes. Ce sol fossile serait le résultat d'une récurrence chaude durant la phase terminale de la grande grise glaciaire et en conséquence contemporaine de celle qui sépare à Ombordi la masse solifluidale de celle des éboulis lités. L'épasise couche de débris mise en place à cette époque est encore présente dans le paysage. Il suffit quelquefois d'un éclairage favorable pour découvrir toute la perfection de ce réglage des versants par quoi s'achève l'époque glaciaire la plus importante du Quaternaire.

Mais la puissance des intempéries revient au cours de la deuxième et dernière phase glaciaire. Les gels et dégels successifs déclanchent une vigoureuse reprise de l'érosion. Des débâcles à violente action érosive prennent parfois la forme de coulées ravinantes qui défoncent la couverture de grèzes. La coupe de Castañalde est à cet égard incontestable. Dès que la dénivellation est importante, la pente, raide et forte, l'épaisseur des débris, la fonte des neiges entraine le matériel colluvial préparé d'avance et les coulées boueuses s'étalent au fond des bassins. Dans l'axe des cours d'eau, l'écoulement se réinstalle ignorant parfois le tracé des anciens talwegs fossilisés par les dépôts de versant. Les rivières suivent alors la ligne de plus grande pente et leur lit s'installe où il le peut. Le chemin des eaux rétabli vers la mer (et peut-être en rapport avec une régression liée à la reprise du froid) les rivières enfoncent vigoureusement leur talweg. En même temps se réalise un sapement énergique des berges de la haute terrasse fluvio-glaciaire qui disparait en grande partie. En réalité, elle ne reste le plus souvent qu'à l'état de témoins protégés par une armature de roche en place. Les effets de cette reprise de l'érosion fluviale linéaire se développent jusqu'au cirque d'Autza. Les dépôts de grèzes qui fossilisent la première entaille sont défoncés par un ravin profond aux versants abrupts. Dans le couloir côtier sur les versants calcaires de San Marcos et Choritoquieta, les lapiez en larges cannelures sont tranchés par des plans inclinés de petits lapiez en repoussé ce qui est l'indice d'une forte action neigeuse capable de

se traduire par des formes de dissolution notables dans le modelé de détail à basse altitude. Comme dans le même temps le lessivage de la couche d'argile de décalcification laissait à découvert les vieux lapiez, on a maintenant les deux familles de formes en relief.

L'enfoncement des cours d'eau dans le fond alluvial antérieurement édifié fut sans doute assez rapide. Il se créa dans l'axe des vallées un appel au vide qui rompait l'équilibre des matériaux détritiques sur les versants réglés. Ceci se traduit sous forme de loupes de glissement que l'évolution postérieure du modelé a plus ou moins empâtées.

Cette dernière crise glaciaire se termine elle aussi par une phase sèche et froide mais les traits en sont beaucoup moins accusés dans notre région que dans d'autres secteurs de l'Europe occidentale où l'humidité est moindre qu'au fond du Golfe de Gascogne. Aussi n'est-il pas facile de faire la part du modelé qui revient à la dernière crise glaciaire et des épisodes qui ailleurs se manifestent à une époque récente et qui sont groupés sous le nom de Tardiglaciaire (G.Viers, P.Barrère). Deux faits restent acquis : d'une part le fond alluvial qui, dans les vallées, s'inscrit en contrebas de la terrasse fluvio-glaciaire, est souvent d'une belle ampleur en particulier dans la dépression Elizondo-Maya ; il faut le rapporter à la phase relativement sèche qui prend place à la fin de la deuxième crise glaciaire. D'autre part, la végétation actuelle s'installe sur des versants qui après avoir été ravinés furent à nouveau en partie réglée, ce que nos coupes font apparaître à plusieurs reprises.

Dans le même temps la remontée flandrienne se produit dans le secteur côtier. Elle envahit les basses vallées évidées par la puissante érosion fluvio-glaciaire et mal remblayées au cours de la phase sèche. La mer remet en mouvement une grande partie des matériaux exportés par les eaux glaciaires jusque sur la plate-forme continentale ou dans le secteur aval des rias. Les estuaires commencent alors à s'encombrer de sédiments sableux. La mer attaque le littoral et mobilise de nouveaux matériaux. Elle s'en sert pour remblayer

et régulariser les creux, tandis qu'elle rabote les parties plus exposées. Les degrés de remblaiement diffèrent selon qu'on observe l'ennoyage de la Bidasoa, de l'Oyarzun de Pasajes ou de l'Urumea. Les aménagements que l'homme a réussi à introduire dans le bassin de Pasajes et dans la baie de San Sebastian sont menés en parallèle avec des processus qui travaillent déjà au ralenti par rapport à ceux de la période active de la mer qui fut celle de la principale remontée flandrienne.

Du cirque d'Autza au tombolo de San Sebastian nous pourrions faire sur une courte distance un rapprochement remarquable des faits qui ont marqué l'évolution récente du modelé dans le Pays basque. On serait alors tenté de leur accorder une très grande place dans l'évolution géomorphologique en raison de leur netteté et de leur fraicheur. Quel que soit leur intérêt, en particulier dans l'établissement d'une chronologie, il ne s'agit que de très belles retouches aux formes antérieures du terrain. Par rapport aux deux données fondamentales de l'érosion que constituent le façonnement des glacis et l'encaissement des vallées les constructions flandriennes et le modelé proprement glaciaire sont vraiment des formes mineures. L'intérêt de la mise en parallèle des diverses familles de formes est précisément ici de parvenir à une hiérarchisation des valeurs en même temps qu'à une chronologie. Au demeurant, l'analyse terminée, on observe qu'après avoir fait la part souvent primordiale qui revient à la structure dans l'interprétation des formes du terrain on peut placer au Quaternaire ancien et moyen les principales étapes de l'élaboration du modelé. Quant à l'érosion actuelle, travaillant sur un héritage complexe, elle n'opère qu'avec une extrême discrétion. Heureusement pour nous, car nous avons pu ainsi trouver jusque sur de hauts pitons rocheux et jusque sur des versants à forte pente, les témoins d'une évolution géomorphologique que la végétation actuelle fossilise mais que de bonnes coupes nous ont par chance révélés. Grâce à eux nous avons pu esquisser la synthèse géomorphologique des bassins de la Bidasoa et de l'Urumea.

Nous aimerions que pour tous ceux qui, comme nous, se sont pris - ou se prendront - d'affection raisonnée pour le Pays

basque espagnol, elle puisse servir de première prise de contact avec cette province difficile d'abord, mais combien attachante.

■ ■ ■

BIBLIOGRAPHIE

ADAN DE YARZA R. «Provincia de Guipúzcoa. Geología Agraria». *1ère partie. Bosquejo Petrográfico. San Sebastián Imp. de la Provincia.* 1900. 25 pag., 1 carte 1/400.000ème.

ADAN DE YARZA R. «Descripción físico-geológica del País Vasco-Navarro, en Carreras y Candi». *Geografía general del país vasco-navarro.* 6 vol. Barcelona. 1918. Tome 1. pp.. 1-86, 49 fig., 1 carte géol. 1/800.000ème..

ADAN DE YARZA R. « Descripción física y geológica de la provincia de Guipúzcoa». *Mem. Comisión del mapa geológico de España.* 1884. 175 pag., 8 fig., 9 pl., 1 carte géol. 1/400.000 ème.

ADAN DE YARZA R. «Mapa geológico del País Vascongado». 1/400.000 ème.

ADAN DE YARZA R.. «Geografía y Geología del País Vasco». *Madrid, Junta Ampl. Estud. e Inv. Cient. Com. Inv. Geol. Prehist.* n.2, 1936. 141 pag., 4 planches, 51 fig.

ARANEGUI P. «Los terrenos cuaternarios en el País Vasco». *Rev. Internac. de los Estudios Vascos.* ann.21. Tome XVIII, n.4, oct-déc. pp. 1-7, 2 fig.

ARANEGUI P. «Orography of Spanish Basque country». *Int. Geog. Congress. Cambridge. Univ. Press.*, 1928. Proceedings. pp.486-492.

ARANEGUI P. «Orografía de la región vasco-cantábrica». *Rev. Int. Est. Vascos. ann.* 23, Tome XX, n.1, mars 1929. pp.6-12, 5 planches, phot., 2 fig..

ARANEGUI P. «Characteristics of the Quaternary terraces in the Basque rivers and in the higher Ebro». *Deuxième Rapport de la Commission des Terrasses Pliocènes et Pleistocènes.* Bureau du Secrét. Gal. de l'U.G.I.. Florence 1930. 6 pag. 1 planche, phot.

ARANEGUI P. «Geología y Geografía del País Vasco». *Madrid. Junta Ampl.. Est. e Inv. Cient. Com. Inv. Geografia, Geol. y Prehist. Museo Nac. Ciencias Nat.*, 1936. n.2 141 pag, 4 planches h.t., 51 fig.

ARQUE P. «Géographie des Pyrénées Françaises». P.U.F., 1943. VIII + 210 pag., 8 cartes, 8 planches.

ASTRE G. «La flexure monoclinale de la pointe de Sainte-Anne à Hendaye». *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 1928. Tome 57, pp.261-276, 6 fig., 5 planches.

BARRERE P. «La morphologie des Sierras Oscenses». *Primer Congreso Int. Est. Pir. San Sebastian*. 1950. Tome V, 1952. Sect.IV. Géographie. pp.51-79.

BARRERE P. «L'excursion Interuniversitaire d'études du relief karstique. Les rapports des formes d'érosion karstique et des formes d'érosion normales». *L'Inf. Géog.* n.3, mai-juin 1954, pp. 109-114.

BARRERE P. «Notes relatives à l'évolution post-glaciaire des versants dans les Pyrénées Centrales franco-espagnoles». *1er Rapport Com. Etude Versants. Cong. Géog. Internat. Rio*, 1956. Amsterdam. 1956. pp.142-148.

BARRERE P. «Reliefs mûrs perchés de la Navarre orientale». *Rev. Géog. Pyr. et Sud-Ouest*. Tome 33, fasc. 4, 1962. pp. 309-323. 3 fig., 2 planches. h.t.

BAULIG H. «Surfaces d'aplanissement». *Ann. de Géog.* n.325, mai-juin 1952, *1er art.*, pp.161-183; n.326, juillet-août, *2e art.*, pp.245-262.

BIROT P. «Recherches sur la morphologie des Pyrénées Orientales franco-espagnoles». Paris. Ballières. 1937. *Thèse*. 318 pag., 65 fig. 6 planches, 16 phot.

BIROT P. «Essai sur quelques problèmes de morphologie générale». *Inst. para Alta Cultura. Centro Est. Geog. Lisbonne*, 1949, 176 pag.

BIROT P. «Sur le problème de l'origine des pédiments» *C. R. Congrès Int. Géog. Lisbonne*. 1949. Tome II. Lisbonne, 1950. pp.9-18.

CALDERON S. «Formación del valle del Bidasoa». *Boletin de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat. Madrid*, 1901. Tome 1 pp.363-364.

CARTE GEOLOGIQUE DETAILLEE. «Saint-Jean-Pied-de-Port». n.238. 1/80.000. 2e éd., 1954.

CASTERAS M. «Esquisse structurale du versant Nord des Pyrénées». *Cong. Géol. Int. Alger*. 1952. Section 13. 2e partie, 14, 1954. pp. 165-180, 1 carte h.-t.

DELLAMAGNE H. «Le creusement de la vallée de la Bidasoa». *Bull. Soc. Géol. France (S.4)*. Tome I. 1901. p.442.

DELLAMAGNE H. PAULIN H. et LAMARE P. «La mine de San Narciso près d'Irun. (Guipuzcoa)». *C.R.Somm. Soc. Géol. France*. 1922. pp.169-170,

DEL VALLE-LERSUNDI A. «Algunas conjeturas acerca de la geografía histórica de Guipúzcoa». *Rev. Int. d'Et. Basques*, n.4 1926. pp.425-436.

DELER Y. «Esquisse morphologique de la Côte Basque Française entre l'embouchure de l'Adour et celle de la Bidasoa». *Rev. Géog. Pyr. et Sud-Ouest*. Tome III, 1932. pp.18-63. 2 fig., 1 carte h-t., 4 planches phot.

DE TERAN M. Geografía de España y Portugal». Tome I. España. *En. Geografía Física par L. Sole Sabaris. Barcelona, Montana y Simon*, 1952. 500 pag., 186 fig., 96 phot. index, bibliog.

DIRECCION DEL PUERTO DE PASAJES. «Memoria que manifiesta el progreso del Puerto desde su reversión al Estado en Enero 1937 hasta Diciembre 1941». Tolosa. *Tall. Graf. Laborde y Labayen*, 1942. 203 pag., fig., phot., croquis, cartes géol.

DIRECCION DEL PUERTO DE PASAJES «Memoria del Puerto de Pasajes desde Enero 1942 hasta Diciembre 1948» Tolosa. *Tall. Graf. Laborde y Labayen*, 1949. 198 pag., fig., phot., cartes.

DOORNIK J. «Notice au sujet des mines du fer auprès du village navarrais Goizueta et le fer de Unza». Munibe. San Sebastian 4. 1959. pp. 31-44.

DOORNIK J. «Quelques observations sur le Haut Urumea». Munibe. San Sebastian. 1 1961. pp. 13-26.

DRESCH J. «Sur les pédiments en Afrique Méditerranéenne et tropicale». *C.R. Congrès Int. Géog. Lisbonne* 1949. Lisbonne 1950, pp. 19-28.

DRESCH J. «Pédiments et glacis d'érosion.. Pediplans et inselbergs». *L'Inf. Géog.*. 1957. n.5, pp .183-196.

ENJALBERT H. «Les Pays Aquitains..Le modelé et les sols». Bordeaux.. *Imp.. Bière.* 1960. *Thèse.* 618 pag. 47 planches phot. h-t., 103 fig., 2 cartes h-t.

ENJALBERT H. et VIERS G.. «Le relief des Pyrénées Occidentales et de leur piémont. Pays Basque Français et Barétous». *Rev. Géog. Pyr et Sud-Ouest*. vol. XXIII. juin 1962 . pp . 185-194.

FAUCHER D. «Les Pyrénées, aperçu géographique». *Rev. Géog. Pyr. et Sud-Ouest*. vol. XII, pp . 204-236.

FEUILLEE P. «Contribution à la connaissance du Crétacé moyen du Nord et l'Ouest de la Navarre Espagnole».. *Comm.. IV Cong. Int.. Et. Pyr.. Pau.* 1962. 14 pag.

FOURNIER E . «Etudes sur les Pyrénées Basques (Basses Pyrénées, Navarre et Guipuzcoa)». *Service de la Carte Géologique de France*. 1908. n.121. Tome XVIII.. pp. 491-548, 33 fig.

FOURNIER E. et STUART MENTEATH, P.W. «Sur la géologie de la Mine de San Narciso (massif de la Haya) et la tectonique des Pyrénées Basques». *Bull.. Soc. Géol. France.*. 4e série. vol.XXIII,. 1923, pp.102-108.

GALIBERT A.. «Sur certains traits géographiques permanents du Pays Basque Espagnol». *(C.R. ouv. de J.SermetK Rev. Géog. Pyr. et Sud-Ouest.* fasc. 3., 1958. pp.. 286-287.

GASCUE F. «La situación de la antigua Oiasso». *Bol.. Inst. Geol. España.* Tome XXXVI.. Madrid, 1915. pp. 231-237.

GAUSSEN H. «Le climat et le sol du Pays Basque». *Bull. Soc. Botanique de France* .Tome 88. 1941. pp. 5-16.

GOMEZ DE LLARENA J. «Datos para la historia geológica de la ria de Pasajes».. *Est, Geog. Inst. Juan Seb Elcano. Madrid,* 1950. n.40. pp.501-513, 3 fig. 4 phot .

GOMEZ DE LLARENA J. «Informe geológico sobre el emplazamiento del dique seco proyectado por la Junta de Obras del Puerto de

Pasajes en Pasajes de San Juan». Janvier 1950. inf. ined., 8 pag. dact.. phot., cartes géol.

GOMEZ DE LLARENA J. «Observaciones geológicas en el flysch cretácico numulítico de Guipúzcoa» (1). *Monog. Inst. Lucas Mallada de Inv. Geol* .n.13. Madrid. 1954. *Consejo Sup. de Investig. Cient.* 100 pag., 18 fig., 61 planches.

GOMEZ DE LLARENA J. «Observaciones geológicas en el flysch cretácio numulítico de Guipúzcoa» (II). *Monog. Inst. Lucas Mallada de Inv. Geol.* n:15. Madrid . 1956 . *Cons. Sup. de Inv. Cient.* 47 pag., 7 fig., 14 planches.

GOMEZ DE LLARENA J. «Un capítulo de historia geológica: las playas fósiles del litoral guipuzcoano». Munibe, 1954, fasc . 4 pp. 314-321, 4 fig.

GOMEZ DE LLARENA J. «Terrazas fluviales». Munibe, 1955. pp.27-33.

GOMEZ DE LLARENA J.. «Observaciones fisiográficas en el litoral de Guipúzcoa. I . La plataforma de erosión o «rasa mareal». Madrid, 1960. *Bol. Real* Soc. Esp . de Oceanog . 59 pag., 40 fig., 1 carte géol.

GOMEZ DE LLARENA J. «Geografía Física». Labor. vol I.. El Universo y la Tierra. Barcelona. Ed. Labor, 1962. pp. 295-532. 509 fig .et phot., 29 planches h-t.

GORON L. «Les unités topographiques du pays ariégeois. Le rôle des cycles d'érosion tertiaires et des glaciations quaternaires dans leur morphologie». *Rev. Géog. Pyr. et Sud-Ouest.* 1937. pp.300-334, 1 fig., 2 planches phot.

GORON L. «Les Prépyrénées Ariégeoises et garonnaises. Essai d'étude morphogénique d'une lisière de montagne». Toulouse . Privat, 1941. *Thèse.* 884 pag., 88 fig., 30 planches phot. h-t., cartes, profiles.

GUILCHER A. «Morphologie littorale et sous-marine». Paris. P.U.F. 1954. 216 pag., 40 fig., VIII planches phot. h-t.

GUILLEN Y. «Les grèzes litées de Charente». *Rev. Géog. Pyr . et*

Sud-Ouest. Tomo XXIII. 1952. pp. 99-117, 5 fig., 2 planches phot.

HAMELIN L.E. «Matériaux de géomorphologie périglaciaire dans l'Espagne du Nord». *Rev. Géog. Pyr. et Sud-Ouest*. Tome XXIX. 1958. pp. 241-256, 1 fig., 1 planche phot.

HARLE E. «Les grottes d'Aitzbitarte ou Landarbaso, à Renteria, près de Saint Sébastian». *Bol. de la Real Acad. de la Hist*. Madrid, 1908. p. 339.

HAZERA J. «La basse vallée du Nervion et la ria de Bilbao». Essai de Géographie Physique. Vol homenaje a D. Joaquin Mendizabal Gortazal. Miscelánea de Estudios. Grupo de Ciencias Naturales «Aranzadi». Real Soc. Vascongada de Amigos del Pais. San Sebastian. 1956. pp. 172-186.

HAZERA J. «Les cailloutis anciens en Biscaye et dans la partie orientale de la province de Santander». *III Cong. Int. de Est. Pir.* Gerona. 1958. pp. 129-148, 4 fig.

HAZERA J.: Formaciones subárida de piedemonte del Surco de Espinosa. Cuenca superior del Ebro». *Est. Geog. del Inst. J.S. Elcano*. Madrid, 1962. n.88, pp. 443-453.

HAZERA J. «Les glacis du valle de Mena et l'évolution morphologique du Sud-Ouest de Bilbao». *Rev. Géog. Pyr. et Sud-Ouest*. Tome XXXV. 1964. pp. 67-84, 2 fig., 2 planches phot.

HERNANDEZ PACHECO Fco. «La división del Pirineo en sus tres zonas: Central, Occidental y Oriental». Peñalara. Madrid. Sept. 1929, pp. 207-210. 3 planches.

HERNANDEZ PACHECO Edo. «Esquema geológico del País Vasco en los límites de Guipúzcoa con Navarra, seguido de un Ensayo de síntesis de la obra de Pierre Lamare. Recherches géologiques dans les Pyrénées Basques d'Espagne. Paris. 1936. Munibe 1950. pp. 121 131, 3 fig.

HERNANDEZ PACHECO Fco. «Síntesis geomorfológica del País Vasco en los límites de Guipúzcoa y Navarra». *Bol. Real Soc. rap. Hist. Nat.* 1950. n.1, pp. 5-23, 2 planches phot, 6 fig.

HERNANDEZ PACHECO Fco. «Síntesis orográfica y orogénica de

la Península Hispánica». *Bol. Real Soc. Esp. de Hist. Nat.* Tome 53, 1955. Sect. Géol. pp. 23-42, 4 fig.

HERNANDEZ PACHECO Fco. «La formación o depósito de grandes bloques de edad pliocena. Su relacion con la rana». *Est. Geol. vol* XXVIII, n.1 et 2. 1962, p.75.

HERNANDEZ SANPELAYO P. «Geologia de la cuenca del vaso de Articutza». Munibe, 1, 1951, pp. 57-61.

HERNANDEZ SANPELAYO P. «Recorridos por el Urumea». Munibe, 2, 1951, pp. 109-114.

INSTITUTO HIDROGRAFICO DE LA MARINA «Océano Atlántico Norte. Costa Norte de España. Puerto de San Sebastian». (Hoja 19-B) 1/5.000. Cadiz, 1960. Espagne.

INSTITUTO HIDROGRAFICO DE LA MARINA «Océano Atlántico Norte, Costa Norte de España. Rada de Higuer, ria de Fuenterrabia». (Hoja 178-A). 1/12.500. Cadiz. 1961. Espagne.

INSTITUTO HIDROGRAFICO DE LA MARINA «Océano Atlántico Norte. Costa Norte de España. Ria y Puerto de Pasajes». (Hoja 9.440) 1/4.000. Cadiz. 1961. Espagne.

IZAGUIRRE R. «En torno a los orígenes de San Sebastian. El Urumea y los Puertos Donostiarras». Monografías de la Soc. de Oceanog. de Guipúzcoa. Pasajes de San Pedro. 1930. 47 pag., 7 fig.

JUNTA DE OBRAS DEL PUERTO DE PASAJES «Sondeos nuevos muelles de San Juan Lezo». Madrid. Entrecanales y Tavora S.A., Oct. 1963. Inf. inéd., cartes, sondages, cartes géol.

LAMARE P. «Sur quelques particularités de la structure du Pays Basque Espagnol et sur le caractère tectonique de la région». *Bull. Soc. Géol. France (4e série)*. 1923. Tome 23, pp. 185-192, 1 schéma struct. 1/200.000e.

LAMARE P. «Note préliminaire sur la structure des massifs secondaires compris entre la Bidasoa et la Sierra de Ulzama (Navarre):» *C.R. Soc. Géol. France*, 1924. p. 187.

LAMARE P. «Le problème du Trias dans les Pyrénées Basques».

Bull. Soc. Géol. France. 1928. 4e série. Tome 28, pp.99-111.

LAMARE P. «Sur la structure des montagnes du Guipuzcoa situées à l'Est de la Vallée de l'Oria». *Bull. Soc. Géol. France*. 4e série 1928. Tome 28, pp. 309-316.

LAMARE P. «Les éléments structuraux des Pyrénées Basques d'Espagne. Essai d'une synthèse tectonique». *Bull. Soc. Géol. France (S.5)* Tome I. 1931. pp. 95-130. 5 fig., 2 planches.

LAMARE P. «Carte Géologique des Pyrénées Basques d'Espagne». 1934. 4 feuilles à 1/50.000e noir. 1. Saint-Sébastien-Irun ; 2. Maya ; 3. Tolosa ; 4. Elizondo.

LAMARE P. «Carte Géologique des Pyrénées Basques d'Espagne». 1/200.000e coul. 1934.

LAMARE P. «Les cartes topographiques et géologiques du Pays Basque». *Bull. du Musée Basque. Bayonne*; Tome 4. n.1 et 2 (2e pé., n.7), 1934, pp. 38-50.

LAMARE P. «Supplément à la notice sur les cartes topographiques et géologiques du Pays Basque». *Bull. du Musée Basque de Bayonne*. Tome 4 n.3 et 4 (8), 1934. pp. 126-128.

LAMARE P. «Recherches géologiques dans les Pyrénées Basques d'Espagne». *Mem. Soc. Géol. France* (nouv. sér. Tome XII) Paris. 1936. 465 pag., 305 fig., 7 pl., 1 carte géol. et une carte top. au 1/200.000e.

LAMARE P. «Observations sur la Géographie Naturelle du Pays Basque». *Bull. Assoc. Géog. Fr.* n.110 1938. pp.2-4.

LAMARE P. «Remarques sur la structure du Pays Basque». *Bull. Soc. Géol. France (5)*. Tome XI. 1941. pp. 97-112, 2 fig.

LAMARE P. «La structure géologique des Pyrénées Basques». *Actas del Primer Cong. Int. Est. Pirenaicos (San Sebastián)* Tome II 1950, 44 pag., 1 carte struct. 1/200.000e. Zaragoza. 1952.

LAMARE P. «La structure physique du Pays Basque : son retentissement sur la géographie humaine et histoire régionale». *(1er art.)*

Eusko-Jakintza. Tome 4. 1950. fasc. 1-2-3, 16 pag.

LAMARE P. «Nature, âge et caractères des terrains constituant les Pyrénées Basques». *(2e article)*. Eusko-Jakintza. 1950. fasc. 4-5-6, 23 pag.

LAMARE P. «Une modalité tectonique propre aux Trias Moyen et Supérieur : la «structure en glaçons». *C.R. Somm. Soc. Géol. France*. 1952. pp. 232-234.

LAMARE P. «Présentation de la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port de la carte géologique de la France au 1/80.000». (2e. éd. 1953) avec remarques sur la structure de son territoire et de ses abords». *Actes du 2d Congrès International d'Etudes Pyrénéennes, Luchon-Pau* 1954. Tome II. pp.73-123, 3 cartes.

LAMARE P. «Milieu physique et condition humaine en Pays Basque». Munibe. San Sebastian. Tome VI. 1954. pp. 70-81, 4 fig.

LAMARE P. «Les montagnes basques». *Pirineos*. n.39-40-41-42, 1956, pp. 5-44, 20 phot. h-t.

LEFEVBRE TH. «Le relief des Pyrénées entre Saint-Pée-sur-Nivelle et Elizondo». *Bull. Soc. Sc. Let. Arts. Bayonne. 3.* IV. 1916, 8 pag. 1 carte.

LEFEVBRE TH. «Le relief du versant septentrional des Pyrénées Basques entre les méridiens de Saint-Jean-Pied-de-Port et de Tolosa». *Ann. Géog. XXXV année*, 1926. n.195, pp.245-258, 3 fig., n.196, pp. 309-321, 3 fig.

LEFEVBRE TH. « Les modes de vie dans les Pyrénées Atlantiques Orientales». Paris. A.Colin, 1953. *Thèse*. 780 pag., 152 fig. 34 pl.

LLOPIS LLADO M. «Problemas de tectónica alpídica del Pirineo». *Actas del I Cong. Int. Est. Pir. San Sebastian*, 1950. Tome II, pp.45-84, XI pl.

LLOPIS LLADO M. et RODRIGUEZ ONDARRA «Los fenómenos kársticos del cerro de Gogorregui (Renteria. Guipúzcoa)». *Vol. homenaje a D. Joaquin Mendizabal Gortazal. Miscelánea de Estudios. Grupo de Ciencias Naturales «Aranzadi». Real Soc. Vascongada de Amigos del Pais. San Sebastian.* 1956. pp. 283-296.

LOMBARD A et DENAEYER M «Una excursión de la Universidad de Bruselas por el País Vasco». Munibe. 1951. fasc 3-4, pp. 214 222, 1 fig.

LOTZE F. «Geologische Karte des Pyrenäisch-Kantabrischen Grenzgebietes». 1/200.000e. Lith und Druck: Gröschen W. G. Dortmund, 1957.

LOTZE F. «Elementos estructurales dirigidos al Noreste que intervienen en la constitución de los Pirineos Occidentales». *Publicaciones extranjeras sobre geologia de Espana.* Madrid. 1946. Tome III, pp. 301-313, 5 fig.

NAVAZ J.M. «El régimen térmico en superficie de las aguas de la bahía de La Concha». *Vol. hom. a D.M. Mendizabal G. San Sebastian.* 1956, pp. 321-330.

OBRAS PUBLICAS «Jefatura de Sondeos e Informes Geológicos». Ing. D.J.M. VALDES». Informe acerca de los sondeos ejecutados en el Puerto de Pasajes (Guipúzcoa)». Madrid, 1942. Inf. inéd- 7 annexes, 15 cartes.

OLAGUE I. « Acaban los Pirineos en el río Oria?». Munibe, 1951. fasc. 3-4. pp. 203-209.

PALACIOS P. «Los terrenos mesozoicos de Navarra». *Bol. del Inst. Geol. de Espana.* Tome 40. 1919. (20 de de 2e série). pp.1-155, 19 fig., 1 carte géol. 1/400.000.

RAT P. «Les pays crétacés basco-cantabriques (Espagne)». *Fac. des Sciences de l'Univ. de Dijon.* 1959. P.U.F. 526 pag. 68 fig., 2 pl., 4 pl. h-t.

RICHTER D. «Uber Querfaltung in den Spanischen Westpyrenäen». *Geologische Mitteilungen,* 1963, Band 3, Heft 2, pp. 185-196. 11 graf. phot., 4 h-t.

RICHTER D. «Die Flyschmulde von Vera de Bidasoa in den Westpyrenäen». *Geologische Mitteilungen,* 1964, Heft 3, pp. 275-312, 19 phot. y graf.

RONDEAU J. «Recherches géomorphologiques en Corse». Paris, A. Colin 1961. 586 pag., 61 phot. + 1 vol. avec 26 cartes.

RUIZ DE GAONA M. «La fauna principalmente numulítica de la serie terciaria guipuzcoana». *Inst. Lucas Mallada, Cons. Sup. Inc. Cient. Madrid.* 1958. Estudios Geológicos n.9, pp. 123-158., 2 pl. h-t.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA M. «Las ofitas, su naturaleza y edad». *Congreso para el Progreso de las Ciencias. Santiago de Compostela,* 1934, 22 pag.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA M. et HERRERA P. «Estudios químico-mineralógico de ofitas españolas. Estudios Geológicos. *Inst. Lucas Mallada. Madrid,* 1955. n.26, pp. 127-138, 5 fig.

SERMET J. «Notes sur l'état morphologique actuel de la côte basque espagnole». *Rev. Géog. Pyr. et Sud-Ouest.* 1930. pp. 331-344.

SERMET J. «Prof. P. Aranegui. Orography of the Spanish Basque Country». *Rev. Géog. Pyr. et Sud-Ouest.* 1931. pp. 514-515.

SERMET J. «L'évolution du littoral hispanique». *Ann. de Géog.* 1939 Tome XLVIII. pp. 296-298.

SERMET J. «Les Pyrénées, chaîne hispanique». *Actas Primer Cong. Int. Est. Pirenaicos.* Tome V. Zaragoza, 1952. pp. 153-183.

SERMET J. «La personnalité et les limites géographiques du Pays Basque Espagnol». *Annales du Midi, fasc. sp.* n.34, 1956. Homm. Prof. Fr. Galabert, pp. 339-374.

SERMET J. «Sur quelques traits permanents du Pays Basque espagnol». Grupo de Ciencias Naturales Aranzadi. *Publ.* n.12. Homenaje a D. Joaquin Mendizabal Gortazar. San Sebastian. 1956. pp.399-442, 2 fig.

SOLE SABARIS L. «Morfología comparada de los Pirineos y las Cordilleras Béticas». *Memorias de la Real Acad. de Ciencias y Artes de Barcelona.* 3e époque. n.628, vol XXXI, n.1, Barcelona, 1952, 37 pag.

SORRE M. «Les Pyrénées». Paris. A. Colin. 1946, 5e éd., 214 pag. 6 pl., 13 fig., 3 cartes h-t.

STUART MENTEATH W. «Notes sur douze coupes des Pyrénées Occidentales». *Bull. Soc. Géol. France.* Tome XIX, 1891, pp. 929-932, XXI pl.

TAILLEFER F. «Terrasses fluviales et glacis d'érosion». *L'Inf. Géog.* 1953, pp. 21-22.

TAILLEFER F. «Le relief du Pays Basque Français et du Barétous» d'après M. Georges Viers. *Ann. de Géog.* LXIX, n.376, Nov-Déc. 1960, pp. 618-624.

TERMIER P. «Le granite de la Haya ou des Trois Couronnes (Pays Basque)». *Bull. Soc. Géol. France* (4) Tome VII. 1907, pp. 9-17.

VIERS G. «Le Pays des Aldudes». *Rev. Géog. Pyr. et Sud-Ouest.* Tome 22, 1951, pp. 260-284, 7 fig., 1 pl. h-t.

VIERS G. «Le Pays Basque d'après Pierre Benoit». *Rev. Géog. Pyr. et Sud-Ouest.* Tome XXVI, 1955, pp. 210-214.

VIERS G. «La solifluction post-glaciaire autour des Aldudes (Basses Pyrénées). *Rev. Géom. Dyn.* 1956, pp. 167-173, 5 fig.

VIERS G. «L'évolution du réseau hydrologique dans le Pays Basque Français». *Pirineos.* 1956, XII, pp. 159-189, 7 fig., 6 pl. h-t.

VIERS G. «Pays Basque Français et Barétous. Le relief des Pyrénées Occidentales et leur piémont». Toulouse, Privat éd., 1960. *Thèse,* 604 pag., fig. diag., pl. cartes.

VIERS G. «Les Pyrénées». Paris *P.U.F. Coll. Que sais-je?* n.995 1962, 128 pag.

□ □ □

TABLE DES FIGURES

□ □ □