De la pampa à la puna
Itinéraire de géographie physique à travers l'Argentine

Marc Calvet
Professeur de géographie physique à l'Université de Perpignan, JE 2522 Médi-Terra

L'excursion de la commission de géographie rurale en Argentine a offert aussi une opportunité exceptionnelle pour découvrir la géographie physique de cette vaste portion du subcontinent Sud-Américain. L'itinéraire en a proposé une coupe complète, de l'Atlantique au Paso de la Cumbre, complétée par le survol des Andes jusqu'à Santiago au retour…détour inespéré grâce à la grève d'Iberia. Deux transversales bien différentes de la très haute montagne andine ont été parcourues, l'une dans les Andes tempérées sèches de Mendoza à l'Aconcagua, l'autre dans les Andes tropicales de Tucuman à la puna d'Atacama. Entre les deux, un interminable parcours de piémont, au ras des premiers chaînons, s'est déroulé des déserts et des oasis du sud, Mendoza, San Juan, La Rioja, Catamarca, aux forêts subtropicales des Yungas, vers Tucuman, Salta et Jujuy. Ces quelques notes de voyage visent à rappeler les traits essentiels des paysages traversés, en faisant une très large place à la structure et à la géomorphologie, car dans ces milieux arides et/ou montagneux c'est ce qui s'impose le plus au regard. Quelques références, non exhaustives, viendront appuyer et compléter le propos. Chacun trouvera profit je pense, à refaire l'itinéraire sur Google Earth, comme je l'ai fait moi-même afin de compléter mes souvenirs et dépasser les frustrations d'un trajet rivé aux routes carrossables, au bus et à ses arrêts rares et aléatoires.

I- Mégaformes et géodynamique globale

Le relief argentin est d'une grande simplicité, pour s'en tenir évidemment aux grandes lignes. À l'est et sur plus de 1000 km, ce sont les platitudes presque absolues de la Pampa et du Chaco, sous-tendues en profondeur par la dalle rigide du bouclier brésilien. Ces plaines interminables voient leur monotonie ponctuellement rompue, aux approches des Andes, par les lourds alignements discontinus des Sierras Pampeanas, où le socle précambrien émerge et s'élève jusqu'à plus de 2000 m. À l'ouest, la chaîne andine s'enlève très brutalement, à 6000 m, au-dessus de Mendoza et n'y dépasse pas 250 km de large. Plus au nord elle s'épaissit progressivement, par une série de gros chaînons anticlinaux émergeant successivement du piémont et en position de plus en plus externe, pour atteindre jusqu'à 600 km sur la transversale de Salta.

L'édifice orogénique andin s'est édifié en plusieurs phases depuis le début du Tertiaire, sur le bord occidental de la plaque américaine et en liaison avec la subduction toujours active de la plaque océanique Nazca vers l'est. Pour en prendre une connaissance rapide on peut encore consulter l'ouvrage de P. Birot (1970, p. 333-350) ou celui de Debelmas *et al.*, *Les grandes structures géologiques*, récemment réédité (2008) ; pour une approche plus précise, voir l'introduction au *6° International Symposium on Andean Geodynamics* (Sempere *et al.*, 2008) et sa bibliographie détaillée et, pour les aspects plus précisément géomorphologiques, la synthèse de L. Kennan (2000). L'inclinaison de la plaque plongeante contrôlerait l'activité volcanique, absente si le plan reste subhorizontal : ce serait le cas au nord de Mendoza (de 33 à 27°S), en relation avec la collision entre la ride Juan Fernandez et la marge chilienne, qui se propage du nord au sud entre 18 et 11 Ma. Plus généralement, on admet maintenant qu'une bonne part de l'histoire tectonique des Andes s'explique par le passage dans la zone de subduction de larges objets topographiques et/ou thermiques portés par la plaque plongeante (plateaux sous-marins, rides, dorsales…). Les contraintes induites par la convergence active des plaques écaillent et épaississent la croûte

continentale jusqu'à plus de 60 km sous les Andes (fig. 1 et 2). Ces grandes failles sismiques forment des « rampes » qui émergent au pied est de la montagne et y provoquent de fréquents et parfois très violents séismes, tel ceux qui ont détruit San Juan en 1944, ou Mendoza en 1861. Notre excursion fût témoin, via la presse locale, d'un événement de magnitude 5,5 au nord de Jujuy le 6-11-2009. Sous l'édifice orogénique andin, c'est en fait une double subduction qu'invoquent les spécialistes, car à l'est c'est le bouclier brésilien, poussé par l'ouverture de l'Atlantique, qui plongerait sous la chaîne, sur le modèle de la subduction continentale. Le continent sud-Américain apparaît ainsi pris entre les deux mâchoires d'un étau gigantesque.

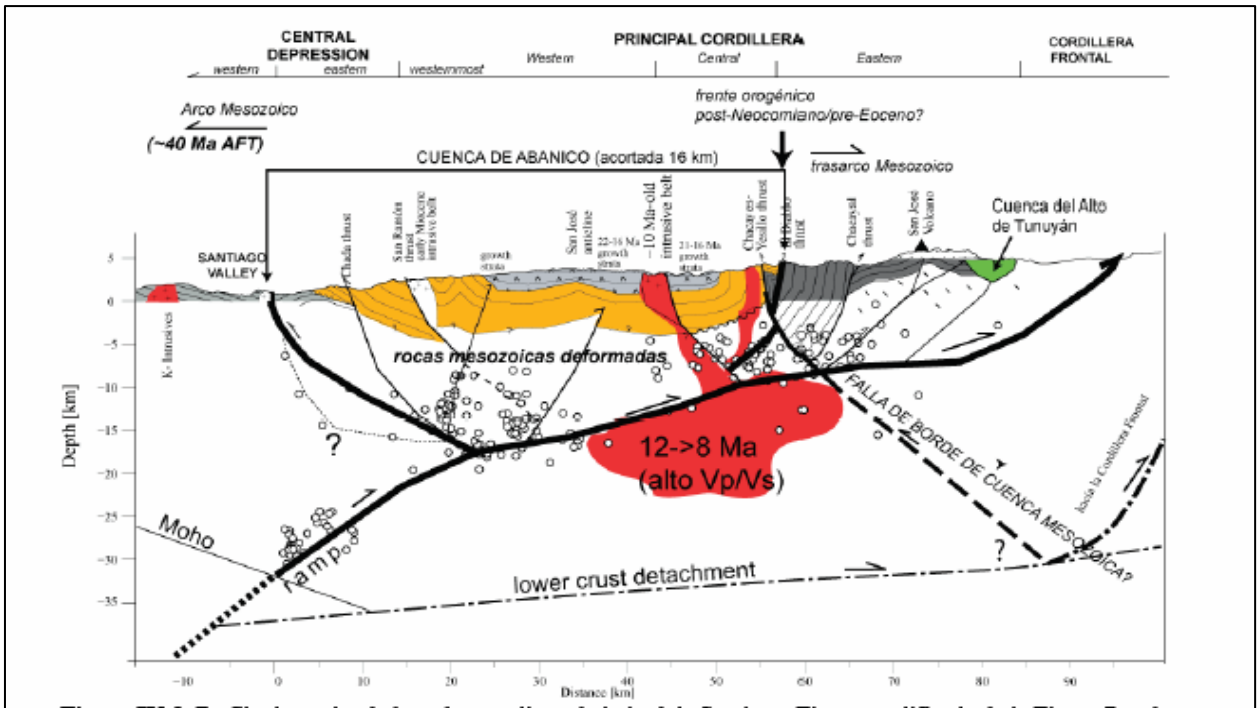

Figura IV-3. Perfil a lo ancho de la cadena andina a la latitud de Santiago. Figura modificada de la Figura 7 en la sección II-2.2. Se han añadido las proyecciones superficiales de la cuenca de Tunuyán, así como el ápice de ~ 8 Ma de intrusivos cerca del embalse El Yeso. Dados los altos V_p/V_s mostrado en la Figura 5 de la sección II-2.2., es posible interpretar que bajo el detachment se encontrarían las raíces de los intrusivos que afloran en superficie, lo que pareciera ser corroborado por la extensión E-W de plutones de entre 12 y 8 Ma.

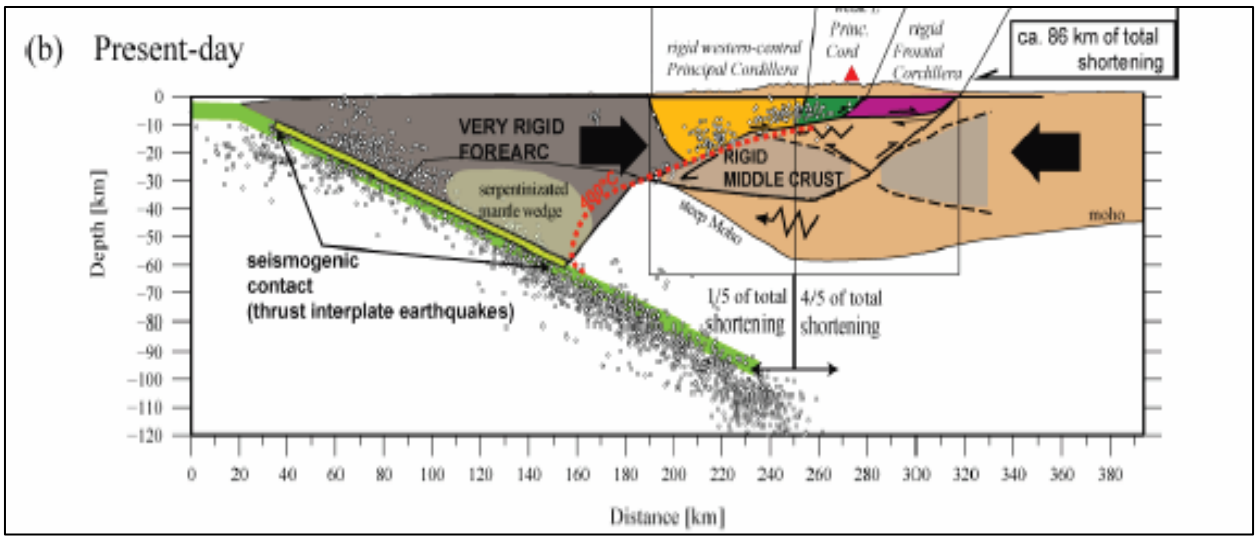

Fig 1 : Deux figures extraites de la thèse de M. Farias (2007). En haut, détail du rectangle gris dans la coupe d'ensemble du bas. Noter la concentration des épicentres de séismes

(cercles gris) sur le plan de subduction à l'ouest et sur les failles qui découpent la croûte continentale rigide (croûte moyenne) sous la haute chaîne.

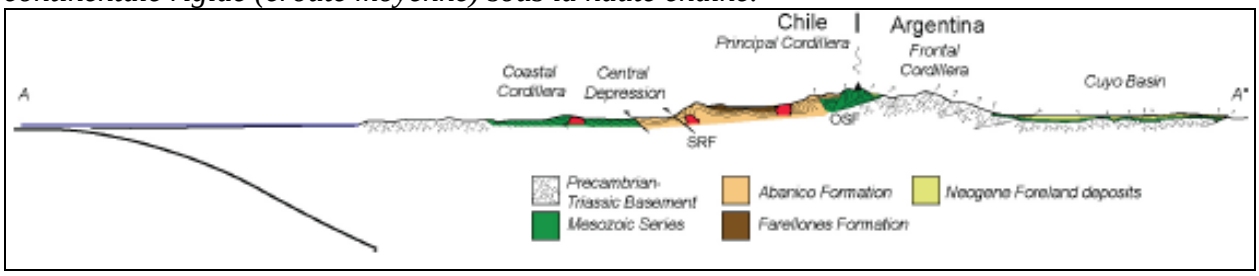

Fig. 2 : Coupe géologique des Andes à la latitude de Mendoza (extrait de Farias, 2007). Noter l'importance des affleurements du socle, en particulier sur le versant argentin ; les formations Abanico (Éocène-Oligocène) et Farallones (Miocène) sont faites de matériaux volcaniques et volcanoclastiques, ainsi qu'une bonne part du Mésozoïque ; en rouge intrusions miocènes de granitoïdes.

Les contraintes se propagent loin vers l'est dans la plaque américaine, là où la couverture du socle précambrien est restée mince, au sud du 24°S. Dans ce domaine la lithosphère rigide (au comportement élastique) ne dépasse pas 25 km d'épaisseur car elle a été affaiblie au Néogène par réchauffement, la progression du plan de subduction subhorizontal repoussant toujours plus vers l'est les remontées asthénosphériques et le volcanisme. Ces contraintes ont provoqué au Néogène la surrection des Sierras Pampeanas, gros anticlinoriums de socle limités sur leur face ouest par des failles inverses (Costa *et al.*, 1999 ; Ramos *et al.*, 2002, avec une carte générale p.61 et des coupes en série p. 64, ainsi qu'un schéma chronologique p. 71, le tout très expressif pour des non initiés!). Plus à l'est encore ces contraintes compressives sont en train d'édifier le bourrelet de terrain surbaissé qui bloque les écoulements issus des Andes et de la sierra de Cordoba et forme la lagune endoréique de la Mar Chiquita (Mon & Gutiérrez, 2009), que nous avons survolée à notre retour de Salta. Ces chevauchements à vergence ouest, vers les Andes donc, ne doivent pas surprendre : on peut les interpréter comme des rétrochevauchements branchés en profondeur sur une faille plate de détachement entre croûte inférieure ductile et croûte supérieure rigide (*Lower crust detachment* de la fig. 1). Ils résultent aussi de la reprise en faille inverse d'anciennes failles normales (Ramos *et al.*, 2002 ; Carrera & Muñoz, 2008) limitant des fossés à remplissage surtout continental (rift crétacé de Salta par exemple), formés à l'ère secondaire lorsque le mode de subduction induisait un régime extensif sur la plaque continentale américaine. Au nord du 24° la couverture sédimentaire du bouclier précambrien atteint par contre près de 20 km et c'est elle seule qui a absorbé la déformation tertiaire en se plissant intensément pour former la cordillère subandine, qui vient mourir au nord de Jujuy (Allmendinger & Gubbels, 1996). Ce comportement serait lié à une lithosphère rigide particulièrement épaisse ici de 25 à 100 km (Kennan, 2000, p. 189-190).

Les structures andines ont une très longue histoire, puisque la subduction fonctionne depuis le Mésozoïque au moins. Dans les Andes centrales, qui nous concernent, la structuration de l'orogène compressif progresse au cours du temps d'ouest en est ; on y distinguait, il y a quelques décennies, six phases compressives depuis l'Éocène, vers 42 Ma, 26-28 Ma, 15-17 Ma, 10 Ma, 7 Ma et 2 Ma (Sébrier *et al.*, 1988). La tendance est à vieillir le début de la compression vers 70Ma (limite Crétacé-Tertiaire) dans l'ouest et à présenter l'évolution comme un continuum ; la cordillère occidentale fonctionne entre 70 et 45 Ma et le plissement atteint la cordillère orientale à partir de 40 Ma et s'y développe jusqu'à l'actuel (McQuarrie et al., 2005 : voir en particulier ses croquis successifs p. 20-21). Le volume montagneux andin, lui, semble acquis très récemment. Des aplanissements relativement généralisés, réalisés en relation avec le niveau de base océanique, y sont connus depuis

longtemps. Ils couronnent la chaîne, autour de l'Aconcagua (Viers, 1964 ; Farias, 2007) , comme sur les punas d'Atacama et plus au nord la cordillère orientale de Bolivie et le Pérou (Dresch, 1958). Aussi la plupart des auteurs récents (Hoke & Garzione, 2008 ; Barke & Lamb, 2006 ; Garzione *et al.*, 2006 ; Kennan et al., 1997) reconstituent les paléoaltitudes sur ces bases géométriques (pente des paléoécoulements contemporains des aplanissements) ou sur des données paléofloristiques et indices foliaires, voire des indicateurs géochimiques (teneur en ^{18}O des sédiments lacustres). Cela les conduit à invoquer un soulèvement de 2,5 à 3,5 km depuis 10 Ma, et peut-être pour l'essentiel entre 10 et 6 Ma, soulèvement dont les mécanismes profonds restent encore hypothétiques (délamination ou rupture des panneaux de lithosphère subductés…).

Certains auteurs ont appliqué aux Andes les théories en vogue qui font du relief montagneux des chaînes actuelles la résultante du changement climatique radical introduit par le développement des grandes glaciations à la fin du Tertiaire : l'érosion fluviale et glaciaire est exacerbée et ce creusement actif des vallées provoque une surrection rapide par compensation isostasique (Molnar & England, 1990). Dans les Andes, on a imaginé que la géométrie de la chaîne est contrôlée depuis 25 Ma par la répartition des grandes zones climatiques, peu ou prou identiques aux actuelles, dans un contexte tectonique où la vitesse de convergence serait à peu près constante entre 5°N et 45°S. Là où l'érosion est très active elle consomme le volume montagneux à mesure qu'il se forme et un équilibre dynamique s'établit, la chaîne restant étroite : c'est le cas des Andes tropicales humides au nord du 15°S et des Andes tempérées et très englacées au Quaternaire, au sud du 35°S. L'efficacité présumée très grande de l'érosion glaciaire y expliquerait l'abaissement rapide de la chaîne, qui au sud du 35° se tient entre 3000 et 4000 m seulement. Par contre l'érosion est très faible dans les Andes arides entre 15°S et 30°S, où les glaciers n'ont jamais été actifs et les cours d'eau indigents et où les déserts finissent par occuper les deux versants : la montagne, dont la surrection est limitée par son propre poids, s'étale au détriment de son avant pays, d'où l'élargissement considérable de la chaîne et la présence d'un vaste altiplano vers 4000 m (Montgomery *et al.*, 2001).

II- Aperçus régionaux

A- Les marges occidentales de la Pampa

La platitude extrême et la monotonie des paysages ont accompagné notre itinéraire plusieurs heures durant, jusqu'à Rio Cuarto. Un paysage à peu près totalement humanisé, où l'on cherche en vain la pampa herbacée originelle. Nous avons pu fouler le dense tapis graminéen dans quelques angles morts entre les parcelles clôturées, par exemple lors d'un arrêt au sud de Santa Catalina, au bord d'un *arroyo*. Depuis la route, ça et là, quelques marécages et lagunes viennent rappeler que ce domaine humide n'est pas réellement drainé ; aucun talweg, aucun réseau hydrographique organisé ne s'y incise : c'est l' « aréisme humide » des manuels classiques (Viers, 1970, p.186-189 ; Enjalbert, 1966, p. 445-448). L'épaisseur et la perméabilité des couvertures limoneuses, loessiques, voire sableuses, en fournissent une explication. Leur mise en place s'est poursuivie jusque pendant la dernière période froide et les loess d'Argentine couvrent une surface de plus de 1,1 million de km², du sud de la Pampa au nord du Chaco. Ces loess étaient réputés provenir du sud-ouest et être alimentés depuis les piémonts fluvio-glaciaires de Patagonie, par les produits dérivés des Andes volcaniques (basaltes et andésites) au sud du 37°S. Mais en réalité les sources sont multiples : le socle des Sierras Pampeanas, les hauts plateaux arides des Andes du nord Argentine, nord Chili et sud Bolivie pour une large part, avec des vents dominants de NW, et même le socle et les basaltes de l'Uruguay et du bouclier brésilien, par des vents dominants de NE (Smith *et al.*, 2003).

La pampa de Rio Cuarto présente un paysage déjà sensiblement plus varié. Elle est parcourue par des vallées issues de la Sierra de Cordoba, incisées d'une dizaine de mètres dans la plaine, et elle est légèrement accidentée par des croupes convexes surbaissées, par exemple sur la piste de l'École agro technique salésienne. Le climat y est un peu plus sec qu'à l'est, les taches salines dans les lagunes assez fréquentes, comme on a pu le vérifier d'avion au retour, et l'érosion est très active dans les terres cultivées. Notre arrivée s'est faite dans un dense nuage de poussières soulevées en tourbillon par un vent violent, très chaud et desséchant issu du NNE ; partout sur les pistes, contre les obstacles, haies et talus, des sables éoliens s'accumulent en rides et mini dunes vives. Les berges des vallées principales sont incisées par des ravins actifs qui mordent rapidement par érosion régressive dans les couvertures sablo limoneuses épaisses. Le Rio Cuarto charrie une grande quantité de sables, dans un large lit en tresses multiples traversé à l'entrée de la ville.

Fig. 3 : Le Cañadon, au sud de Santa Catalina : coupe dans les dépôts quaternaires

Les coupes des ravins (fig. 3) montrent sur plus de 10 m un substrat fait d'épandages sablo-limoneux brun-ocre clair, en lits réguliers avec traces de paléosols (petites croûtes carbonatées, horizons argileux à débit polyédrique) ; on y observe quelques lentilles décimétriques de sables plus grossiers et de graviers de quartz. Ce sont là probablement les faciès distaux de grands cônes quaternaires très aplatis (des *megafans*), issus de la Sierra de Cordoba une cinquantaine de kilomètres à l'ouest. Notre itinéraire nous a amené jusqu'aux marges de la Sierra, dans un relief de collines à peine plus vallonnées et toujours taillées dans les matériaux sablo-limoneux, ici un peu plus riches en graviers. Les gneiss précambriens en émergent très progressivement ; mais il faut être très attentif pour repérer leurs premiers affleurements en bord de route tellement le relief reste monotone. Ils forment un immense plan incliné que l'on voit s'élever en pente faible et régulière vers le faîte de la sierra, énorme bloc tectonique basculé, à l'image de la Montagne Noire audoise mais à une autre échelle. Le plan incliné dériverait de surfaces d'érosion fossiles, exhumées de la couverture sédimentaire

secondaire lors de la surrection des sierras (Costa *et al.*, 1999) mais probablement regradées à cette occasion. Cette surrection est très tardive, principalement quaternaire, puisque estimée postérieure à 2,6 Ma dans la sierra de San Luis et le sud de la sierra de Córdoba (Ramos *et al.*, 2002) .

B- Le piémont et les Andes de Mendoza

Après une nuit de bus, la découverte de la très haute montagne a été brutale, depuis la ville de Mendoza. La ville est à 770 m, au bord de l'immense *bolson* plat et limoneux où vont presque se perdre les lits à sec des rios Mendoza et Tunuyan, vers 650 m (fig. 4). La précordillère (fig. 5), qui atteint plus de 2500 m juste au-dessus de la ville et dépasse 3000 m plus à l'ouest, disparaît immédiatement au sud de Mendoza, où elle plonge périclinalement sous les molasses du piémont. C'est alors directement la cordillère frontale, englacée et encore enneigée jusque vers 3000 m à cette saison, qui domine directement le piémont, à quelques dizaines de kilomètres à peine et à plus de 6000 m d'altitude (Cordon del Plata, pyramide du volcan Tupungato, 6635 m, un peu au sud).

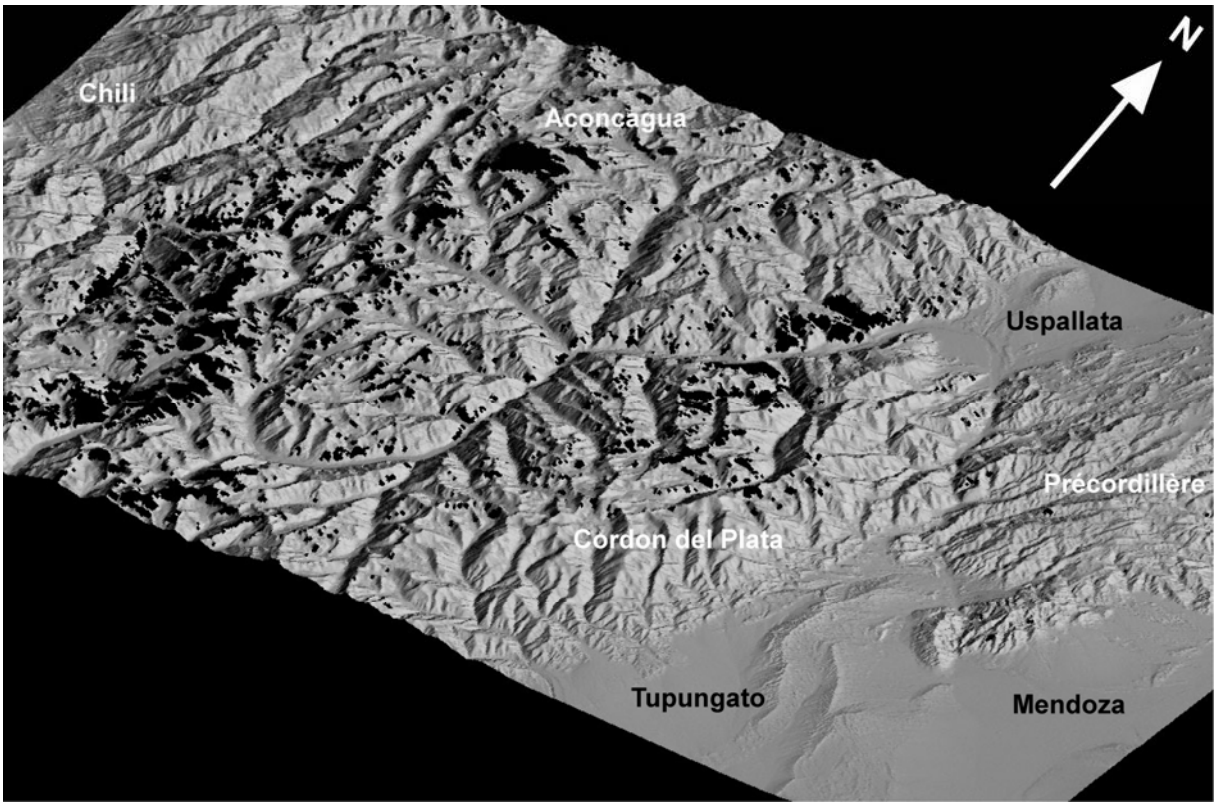

Fig. 4 : Bloc diagramme des Andes de Mendoza et leur piémont, d'après le modèle numérique de terrain SRTM (construit avec Microdem). Les taches noires sont des pixels manquants dans le MNT (zones trop raides souvent).

1- Le piémont

On en trouvera une brève description, toujours utilisable, sous la plume de G. Viers (1963) : ce milieu plutôt sub aride reçoit moins de 200 mm et porte une steppe buissonnante, le Jarillal et on renvoie à la description botanique et physionomique assez précise que cet auteur en donne. En dépit des contrastes d'échelle et de climat, G. Viers n'hésitait pas à conduire un parallèle surprenant entre l'évolution géomorphologique de ce piémont et celui des Pyrénées qu'il venait d'étudier : sa lecture chronologique « pyrénéenne » n'est évidemment plus d'actualité, d'autant que le modèle pyrénéen a bien évolué depuis.

Néanmoins ce petit article, précisé ailleurs dans un travail plus détaillé (Viers, 1964) met assez clairement en place les principaux éléments du piémont mendozan.

Fig. 5 : La Précordillère et les glacis du piémont de Mendoza ; la ville est immédiatement à droite du cadre de la photo, à la jonction du glacis principal et du bolson.

Le piémont molassique synorogénique néogène est très épais: les forages et travaux pétroliers montrent que le substrat sédimentaire paléozoïque est surmonté en discordance par 4 à 5 km de dépôts détritiques arrachés aux cordillères principale puis frontale à mesure de leur édification et de leur progression sur l'avant-pays (Irigoyen *et al.*, 2000; García *et al.*, 2005). Les matériaux les plus anciens sont 2 km de grès rougeâtres, pauvres en conglomérats, datés du Miocène moyen (formation *Mariño*, 15,7 à 12,2 Ma), puis encore près de 2 km de dépôts comparables, du Miocène supérieur. Nous avons recoupé ces séries déformées sur la route d'Uspallata, vers Potrerillos (fig. 6) ; le Cordon del Plata, qui les domine brutalement, n'existait pas encore lorsque ces molasses se déposaient et le paysage était bien peu montagneux, car jusque vers 9 Ma les galets viennent tous de beaucoup plus loin au NW d'Uspallata et certains auteurs signalent des couches marines un peu au SW, jusqu'au contact des Cordillères Frontale et Principale pendant le Miocène supérieur (*in* Giambiagi *et al.*, 2001). La série plio-quaternaire représente 1 km d'épaisseur; elle est beaucoup plus grossière et conglomératique, avec des blocs parfois métriques, ce qui manifeste l'accélération de l'orogenèse: nous l'avons recoupée dans les routes menant aux vignobles de Tuyunan-Tupungato.

Ce piémont découpé en collines est déformé en compression jusqu'à l'actuel, avec des ondulations et les accidents chevauchants sur près de 50 km de large (Viers, 1963; García *et al.*, 2005; Costa *et al.*, 2000) . Notre route vers Potrerillos (la N7) a recoupé les conglomérats grossiers, probablement du Plio-pleistocène ancien, redressés à la verticale contre la Précordillère. Le Quaternaire moyen et récent, lui même déformé, s'étage en niveaux de glacis et terrasses. Ces immenses glacis de piémont à couverture caillouteuse, par exemple vers

Tupungato et la cave Sallentein que nous avons visitée, se développent sur plus de 1000 m de dénivelé et atteignent une altitude de 2000 m au pied de la montagne.

Le désert mendozan est un trait paléoclimatique très ancien, lié à l'obstacle andin, même lorsque la barrière était plus éloignée vers l'ouest et moins haute. Tous les dépôts que nous avons brièvement décrits présentent des caractères sédimentologiques de milieux arides à semi-arides : les faciès éoliens forment l'essentiel par exemple de la formation Mariño au Miocène moyen.

Fig. 6 : Les molasses miocènes déformées au pied du Cordon del Plata (crêtes à 5500-6000 m), vus depuis la retombée périclinale de la précordillère, sur la N7. Noter les paléotopographies culminantes très émoussées, assimilées par Viers aux "plas" pyrénéens, à gauche sur le Cordon, et les cirques glaciaires ainsi que, au centre, les auges quaternaires. L'englacement actuel, réel mais réduit, n'est pas clairement visible sur cette photo.

2- La montagne

De Mendoza au Paso de la Cumbre, c'est un itinéraire de 190 km qui se déroule d'emblée dans une ambiance de haute montagne aride et rocheuse, sans aucun arbre. Au droit de Mendoza, la traversée de l'immense lit caillouteux de la rivière dit bien l'activité de l'érosion actuelle dans les hautes Andes. Mais dès sa sortie de la montagne il est à sec, saigné par les canaux de l'oasis et par l'infiltration dans les alluvions. Son cours torrentiel et puissant en cette période de fonte des neiges n'en est que plus surprenant dès lors que l'on pénètre dans la montagne ; de basses terrasses de crue semées de blocs énormes disent la violence des événements hydrologiques extrêmes, dans cette vallée en forte pente coupée de rapides. La rivière se faufile de cluses en sillons monoclinaux, dans des plis vigoureux aux couches très redressées, entre la Cordillère Frontale et la Précordillère. En amont elle dessine une vaste courbe dans le bassin tertiaire très évasé d'Uspallate, où elle s'étale en un immense lit en tresses (fig. 7) ; puis son cours supérieur est encore une gorge étroite et très encaissée qui taille presque droit à travers Cordillères Principale et Frontale (voir fig. 4).

Partout sur les versants les manifestations de l'érosion sont évidentes et actives ; ravinements, cônes torrentiels affluents, coulées de débris (*debris flow*) ; au dessus de 2000 m immenses tabliers et cônes d'éboulis fonctionnels ; des écroulements rocheux tel le chaos de blocs qui précède le poste frontière de Las Cuevas ; de grands glissements de terrain aussi, tel celui venu de rive droite et qui a barré la vallée 8 km en aval de Punta de Vacas, recouvrant sur plus de 100 m d'épaisseur une terrasse du Pléistocène moyen ou supérieur, manifestement faillée au préalable. Il faut monter haut, à plus de 2000 m, pour commencer à voir un peu plus de végétation, des pelouses discontinues qui commençaient à verdoyer. Dans cette montagne sèche, la neige est apparemment abondante en hiver : au dessus de 2700 m il restait en cette mi-printemps de nombreux et gros culots d'avalanches en versant sud et des vestiges d'épaisses corniches manifestement soufflées par les vents d'ouest. Mais les glaciers y demeurent discrets : quelques couloirs de séracs entre les parois nord du Cerro Tolosa (5305 m) et au loin les barrières de séracs de la grande paroi sud de l'Aconcagua. Quant aux langues, elles disparaissent sous les débris morainiques et ne descendent guère en dessous de 3800 m. La limite d'équilibre se tiendrait vers 4500 m, un peu plus bas sur le versant chilien (4200 m), soit 1000 à 1250 m plus haut qu'au cours des dernières glaciations.

Fig. 7 : Terrasse rougeâtre du Pléistocène moyen-supérieur, faillée et recouverte par un méga éboulement (de teinte grise)en aval de Punta de Vacas. À droite la même terrasse (stade isotopique 6, "Riss") dans le bassin d'Uspallata.

Les formes glaciaires héritées du Quaternaire sont plutôt discrètes : les cirques assez émoussés échancrent la montagne bien au-dessus de 3000 m (fig. 6) et la vallée du rio Mendoza ne commence à prendre des allures d'auge, assez imparfaite d'ailleurs, qu'au dessus de Punta de Vacas (2400 m). Entre ce point et la station de ski de los Penitentes (2600 m) des amas morainiques frontaux assez informes, ponctués de gros erratiques, se laissent deviner. Des travaux récents proposent une chronologie assez précise du glaciaire de la vallée du rio Mendoza (Espizua, 1993 ; Espizua *et al.*, 1998). Le stade dit de *Punta de Vacas* représenterait le stade isotopique marin 6 (MIS 6) et donc le Riss alpin, car encadré par des âges absolus sur téphras à 260 et 134 ka, et cette phase majeure donne lieu à la magnifique terrasse proglaciaire rubéfiée qui se suit jusque dans le bassin d'Uspallata en rive droite (fig. 7); le glacier avait 58 km de long et 39 depuis l'Aconcagua. Le stade *Penitente* n'avait son front que 4,5 km en amont de celui du Riss et représenterait le Würm ancien car fossilisé par des tufs, comme celui de Puente del Inca, datés à 24 et 38 ka. Le stade d'*Horcones*, à 2750 m représenterai le Würm supérieur. Plus étonnantes sont les moraines très altérées signalées 120 m au dessus de la rivière en rive gauche, dans le bassin d'Uspallata, car elles supposent un glacier de 110 km de long descendant à 1850 m; elles seraient antérieures à un téphra daté à 360 ka.

Pour clore ce survol de la partie la plus haute des Andes, il n'est pas indifférent de constater que ce secteur de la Cordillère Principale et en particulier le massif de l'Aconcagua sont faits de roches très jeunes, miocène pour le point culminant. Ces séries volcaniques et volcanoclastiques (fig. 1) s'avèrent aussi très hétérogènes et apparemment pas très massives, si l'on en juge aux immenses éboulis croulants qui tapissent tous les versants. Ce paradoxe apparent résulte évidemment de l'extrême jeunesse de la surrection qui a créé la montagne actuelle.

C- À travers les Sierras Pampeanas, de Mendoza à La Rioja et Catamarca

Ce très long parcours de 580 km à vol d'oiseau et de 5° en latitude (de 33° à 28°S) traverse le désert du Cuyo et le secteur où les Sierras Pampeanas viennent progressivement s'accoler à l'édifice orogénique andin. Les sierras forment de lourdes et hautes bosses sombres qui surgissent brutalement d'immenses *bolsones* parfaitement plans, larges de 40 à 50 km ou plus et ouverts vers le SE (fig. 8 et 9).

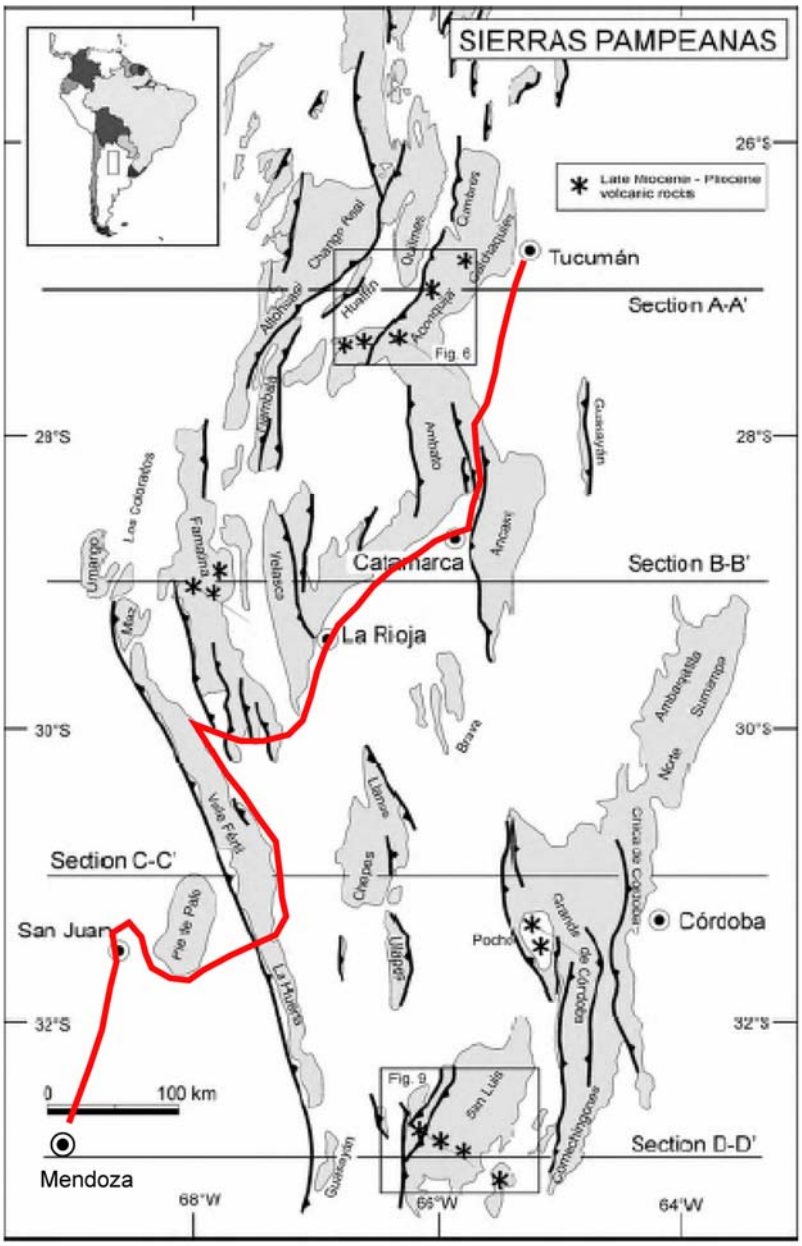

Fig. 8 : Schéma structural des sierras Pampeanas (extrait de Ramos et al., 2002).

En rouge itinéraire suivi.

Les sierras sont en grisé ; ce sont de gros anticlinaux de socle ; noter que la plupart des failles inverses qui les limitent sont à vergence ouest.

Les bolsones, synclinaux allongés et cuvettes synclinales subcirculaires, sont en blanc.

L'édifice orogénique andin proprement dit, à l'ouest, n'est pas représenté sur ce schéma.

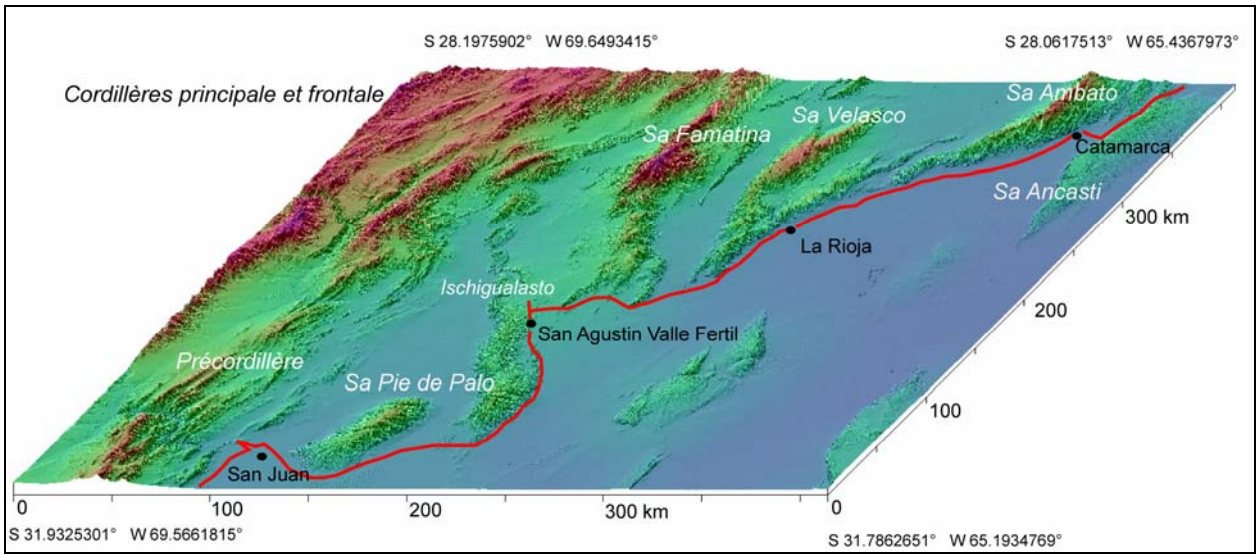

Fig. 9 : Bloc diagramme des sierras Pampeanas (MNT Srtm traité avec Microdem)

1- Paysages arides

Le désert du Cuyo est un désert de transition, pour l'essentiel désert d'abri bien sûr, mais aussi désert zonal qui coiffe toute la chaîne andine et ses piémonts au nord du 30°. Les régions parcourues relèvent plutôt du semi désert, avec de fortes nuances du sud au nord ainsi qu'en fonction de l'exposition des reliefs aux flux humides d'est. Les précipitations annuelles varient de 190 mm à Mendoza, autour de 100 mm à San Juan (mais 200 à 500 mm dans les montagnes de l'arrière pays andin) et 355 mm à Catamarca.

Le paysage végétal le plus ouvert, une steppe très basse et très discontinue, avec un coussinet d'épineux tous les 10 ou 20 m, piégeant de petites nebkas sableuses, a été traversé entre Mendoza et San Juan ; mais cette végétation très ouverte alterne localement avec des secteurs un peu plus denses, strate discontinue d'épineux hauts de moins de 50 cm et ponctuée de quelques bouquets arbustifs de 1 à 2 m de haut. Quant à la montagne, elle offre à l'horizon un aspect presque exclusivement rocailleux. Après San Juan, au sud de la sierra de Pie de Palo, ces steppes arbustives relativement denses (un buisson tous les 4 à 5 m) se généralisent, jusque sur les versants montagneux et, sur le versant oriental du chaînon, elles se densifient encore, avec des arbustes de 2 à 3 m de haut et au sol une strate herbacée très diluée. Sur la face est de la sierra de Valle Fertil, ce sont même des arbres qui commencent à se mêler aux arbustes, au moins sur la partie amont des cônes de piémont ; les grands cactus en forme de cierge apparaissent et se multiplient (*cardon grande* ou: *Echinopsis terscheckii*, qui peut exceptionnellement supporter –8° et *E. Atacamensis*, syn. *Trichocereus pasacana*, qui monte à plus de 3500 m). Par contre, sur les versants occidentaux abrités des flux humides d'est, la steppe maigrit et quelques épineux métriques voilent mal un reg caillouteux où rampent et bourgeonnent quelques cactées de petite taille. Les espèces arbustives sont très variées ; le parc d'Ischigualasto permet d'en reconnaître quelques unes : *Pus Pus* ou : *Zuccagnia punctata*, *Sombra de Toros* ou : *Maytenus viscifolia*, *Retamo* ou : *Bulnesia retama*, au tronc parfois volumineux prostré au sol, *Ala de Loro* ou : *Montitea aphylla* aux branches érigées vertes dépourvues de feuilles, *Brea* ou : *Cercidium praecox*, au port érigé de petit arbre, *Tulisquin* ou : *Grabowskia obtusa*, buisson érigé dépourvu de tronc...Ces paysages de steppe arbustive de plus en plus dense occupent aussi le piémont de La Rioja et celui de la sierra de Ambato jusqu'à Catamarca. Mais avec la croissance de l'humidité c'est déjà une forêt claire, caducifoliée et en cours de feuillaison à notre passage, qui occupe les premières pentes de cette montagne. Le versant occidental de la sierra d'Ancasti, plus sec, ne montre au sud que quelques bouquets d'arbres verts dans les vallons proches de la crête, mais quelques dizaines

de kilomètres au nord la transition est accomplie et une forêt caducifoliée continue tapisse les versants.

Fig. 10 : Deux arbustes xerophytes du parc d'Ischigualasto : Retamo et Ala de Loro

Le Rio San Juan, qui draine des massifs encore englacés et bien enneigés (versant nord de l'Aconcagua, Mercedario – 6770 m), est une belle rivière à son débouché sur le piémont. Par contre son voisin du nord, le Bermejo-Jachal, qui draine un bassin immense mais dans les Andes arides, n'est qu'un oued à sec d'aspect insignifiant lorsque l'on traverse son lit, sur la route de San Juan à San Agustin, par un pont d'une vingtaine de mètres de long. Plus au nord encore il en va de même à Patquía avec le Desagües de los Colorados, issu des 6000 m de la sierra de Famatina. Pourtant, avant de se perdre dans les immenses glacis de piémont certains écoulements semblent pérennes ou presque dans les montagnes : c'est le cas de celui de San Agustin Valle Fertil, qui alimente une petite retenue. C'est que les averses d'été peuvent être intenses : à Ischigualasto le lit de l'oued montrait des embâcles d'une crue récente et violente jusqu'à 2 ou 3 m au dessus de son fond. Aussi on comprend que partout les traces de l'érosion hydrique soient présentes, ravines et bad lands sur les versants, chenaux divagants ou à peine incisés sur les glacis de piémont, qui localement semblent sub fonctionnels.

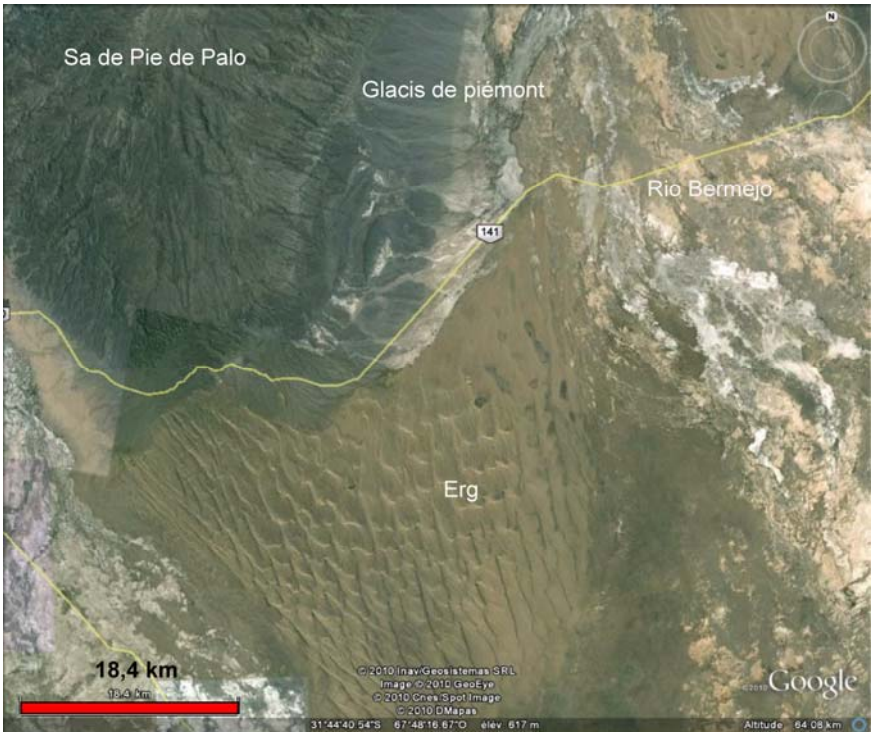

Fig. 11 : L'erg de Pie de Palo, à l'est de San Juan.

Noter la masse sombre et disséquée de la sierra, dans les migmatites du Précambrien, les glacis de piémont et leurs rigoles divagantes, le bolson très plat où le rio Bermejo est à peine visible au nord de la route. Outre l'erg principal, un autre apparaît au NE.

Ce désert a aussi ses ergs, de taille très réduite et certainement hérités. Ils sont remarquablement visibles sur les images satellites, à l'extrémité sud du Pie de Palo où ils résultent certainement d'une effet aérodynamique d'obstacle : des formes d'allure parabolique y passent vers l'aval et latéralement à des cordons NW-SE à NNW-SSE (fig. 11). Au sol, il est clair que la quasi totalité de l'erg est fixée par la steppe buissonnante, sauf quelques crêtes et quelques faces nord où les sables nus sont mobiles et viennent même couvrir la route. L'erg est posé sur de grands glacis à couverture caillouteuse, disséqués et probablement plus anciens ; on reconstitue donc ici aussi des successions de phases pluviales et de phases arides. Ce glacis principal, incisé à l'amont, mais sub fonctionnel vers l'aval, est bien visible avec ses chenaux divagants sur l'image satellite ; il semble dominé par des lanières étroites d'une forme similaire plus ancienne. Dans la dépression orthoclinale, à Ischigualasto, on retrouve un glacis hérité similaire, avec sa couverture caillouteuse, tronquant les marnes du Trias moyen et conservé à peu près à mi-hauteur de la cuvette. Au pied de la sierra de Ambato au N, les cônes de piémont ne sont pas disséqués et l'arrêt de Miraflores a montré leur composition, avec encore des blocs métriques de gneiss et migmatites 3 à 4 km en avant du front montagneux.

2- Aspects morphostructuraux

Les inselbergs de grès triasique ou les hautes sierras isolées qui surgissent d'immenses surfaces planes ne doivent pas faire illusion : nous ne sommes pas ici face aux paysages emblématiques des vieux socles à pédiplaines et inselbergs, mais devant des formes structurales directes, expression presque immédiate d'une tectonique active.

Les montagnes sont de gros anticlinaux à coeur de socle précambrien, fortement disséqués, écorcés et dont les enveloppes sédimentaires triasiques, crétacées, voire tertiaires sont taillées en chevrons et crêts monumentaux (fig. 12 et 13). À Ischigualasto, l'anticlinorium de Valle Fertil a conservé son enveloppe triasique ; la dépression orthoclinale excavée dans les marnes grises moyennes est limitée à l'est par une cuesta géante, massive et rectiligne, dans les grès rouges supérieurs ; la dépression est drainée vers l'ouest par deux gorges antécédentes qui ont entaillé l'anticlinal en voie de surrection, pour rejoindre le bassin du Bermejo.

Fig. 12 : Cuesta de grès triasique à el Chiñon, discordants sur le socle ; au fond gneiss précambriens formant le noyau anticlinal de la sierra de Sanogasta, extrémité SW de la sierra de Famatina, découpée en réalité en trois anticlinaux de socles. Au premier plan lit d'oued non incisé dans le glacis de piémont.

Quant aux dépressions, ce sont des synclinoriums emplis de 5 à 6 km de dépôts détritiques qui ont scrupuleusement enregistré l'histoire géomorphologique et tectonique de la région depuis le Miocène jusqu'à l'actuel. Le bassin d'avant-pays du Bermejo (Jordan *et al.*,

2001) est dans un premier temps un vaste bassin dissymétrique avec maximum de subsidence au piémont de la Précordillère en voie de formation, de 20 à 6,5 Ma. La mise en place de cette chaîne plissée et écaillée se serait faite en deux temps : phase précoce vers 20 Ma puis longue période de repos et reprise de la compression après 15 Ma, avec un paroxysme vers 10-12 Ma et des taux de raccourcissement très lents depuis 7 Ma. On note aussi un certain déphasage des apports détritiques respectifs issus de la Précordillère et de la Cordillère Frontale du nord au sud, la première devenant dominante plus ou moins tôt selon les segments considérés (après 14,7 Ma au N, 6 Ma au centre, 11 Ma au S). Ce serait seulement à partir de 7 à 6,5 Ma que ce bassin est morcelé par la surrection des Sierras Pampeanas, peut-être un peu plus tôt puisque les traces de fission dans l'apatite y révèlent un refroidissement majeur (généralement associé par les spécialistes à une dénudation érosive accompagnant une surrection) entre 10 et 5,5 Ma aux sierras Famatina et Valle Fertil. Pour la période 2,8-0 Ma l'épaisseur des dépôts atteint localement 3500 m au N du Pie de Palo, au pied de l'anticlinorium de Valle Fertil, mais encore 1 km vers Talampaya au N d'Ischigualasto.

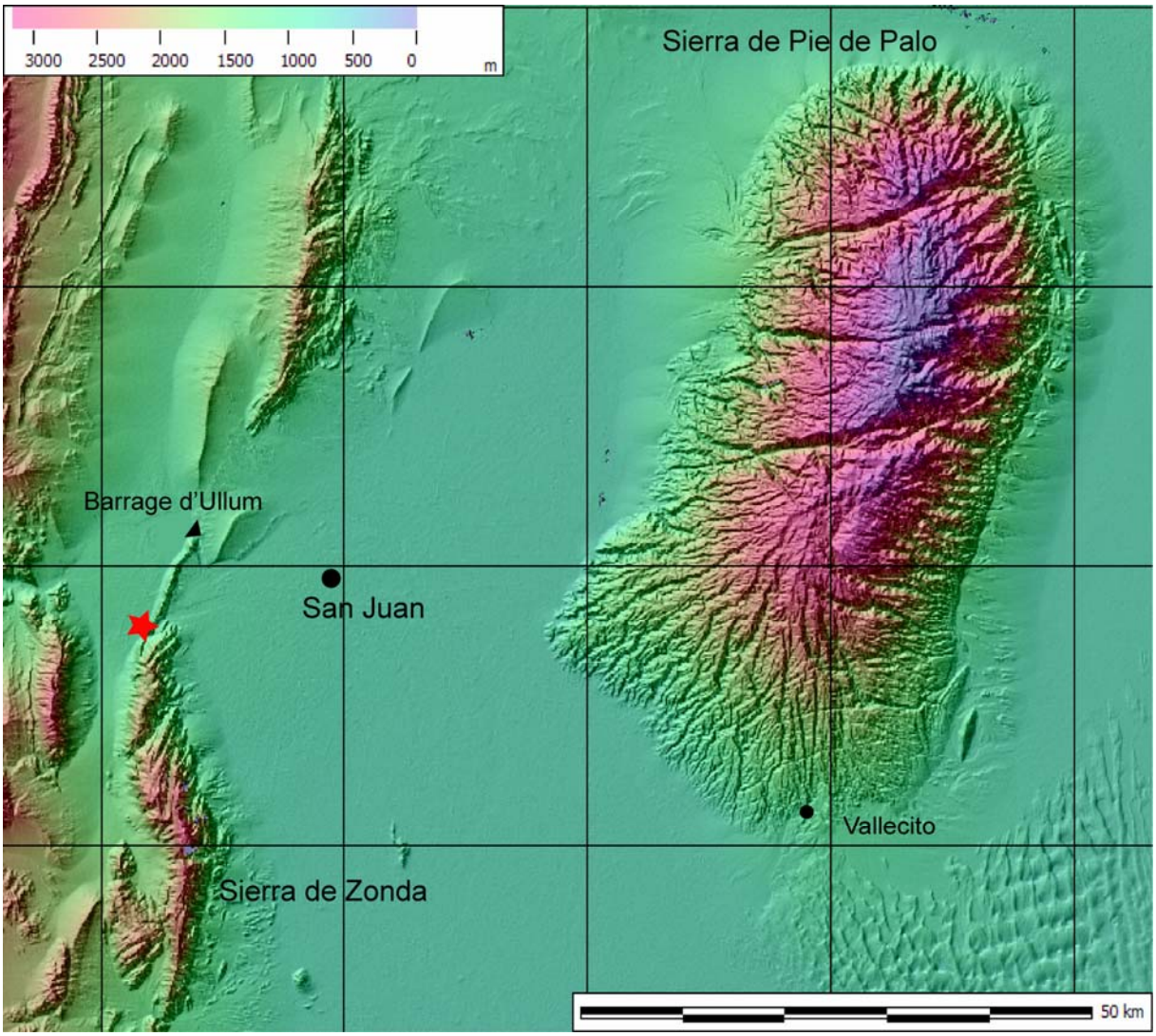

Fig. 13 : Contact Précordillère – Sierras Pampeanas à San Juan. Noter les chevrons sur la face est du Pie de Palo. La sierra de Zonda représente la Précordillère orientale et l'étoile rouge la vallée morte de Zonda. Au SE l'erg de Vallecito. (MNT Srtm traité avec Microdem)

Les dépôts démontrent aussi, comme vers Mendoza, la persistance de conditions arides depuis 20 Ma, avec des paroxysmes marqués par la prépondérance des faciès dunaires

vers 19-18 Ma et 15-14 Ma et des paléo vents de SE ; l'épisode lacustre enregistré vers 7 Ma serait dû à un meilleur apport hydrologique depuis la montagne et non à un regain des pluies dans le bassin ; enfin des évaporites, au même moment, pourraient selon certains auteur signaler une transgression marine, connue plus au nord comme plus au sud.

Le secteur le plus complexe est celui de San Juan, où s'accolent structures pampéennes et Précordillère (fig. 13). La sierra de Pie de Palo est un magnifique anticlinal très régulier en cours de surrection depuis 3 Ma au plus: en effet on a montré que les dépôts distaux du piémont de la Précordillère le recouvrait encore au Pliocène supérieur. Les écaillages profonds de la croûte contrôlent sa formation et ces failles inverses actives sont responsables du séisme qui a détruit San Juan (fig. 14). La sierra de Zonda ou Précordillère orientale appartient stratigraphiquement à la Précordillère, car elle est faite des mêmes couches sédimentaires paléozoïques calcaires et schisteuses, remarquablement exposées en chevrons noirs et blancs sur le flanc oriental du pli que notre route a longé sur plus de 50 km avant d'arriver à San Juan. Mais du point de vue tectonique ce pli chevauchant à vergence ouest est déjà une structure du domaine pampéen, reliée en profondeur aux failles du Pie de Palo. Le pli est actif et progresse vers le nord ; au barrage d'Ullum sa terminaison périclinale s'ennoie brusquement sous les molasses néogènes ocre rouge clair très déformées et redressées à 50° contre les calcaires primaires ; ces molasses , datées pro parte du Miocène supérieur par un gisement de mammifères au N du barrage, sont des faciès de piémont distaux, pauvres en bancs caillouteux et aux galets roulés au plus de quelques centimètres. Le rio San Juan vient contourner cette terminaison périclinale et il a abandonné apparemment très récemment la cluse de Zonda (où nous avons visité la cave à "champagne" local) et le cône construit à son débouché, probablement en raison de la surrection active du pli, qui a détourné les écoulements vers le nord.

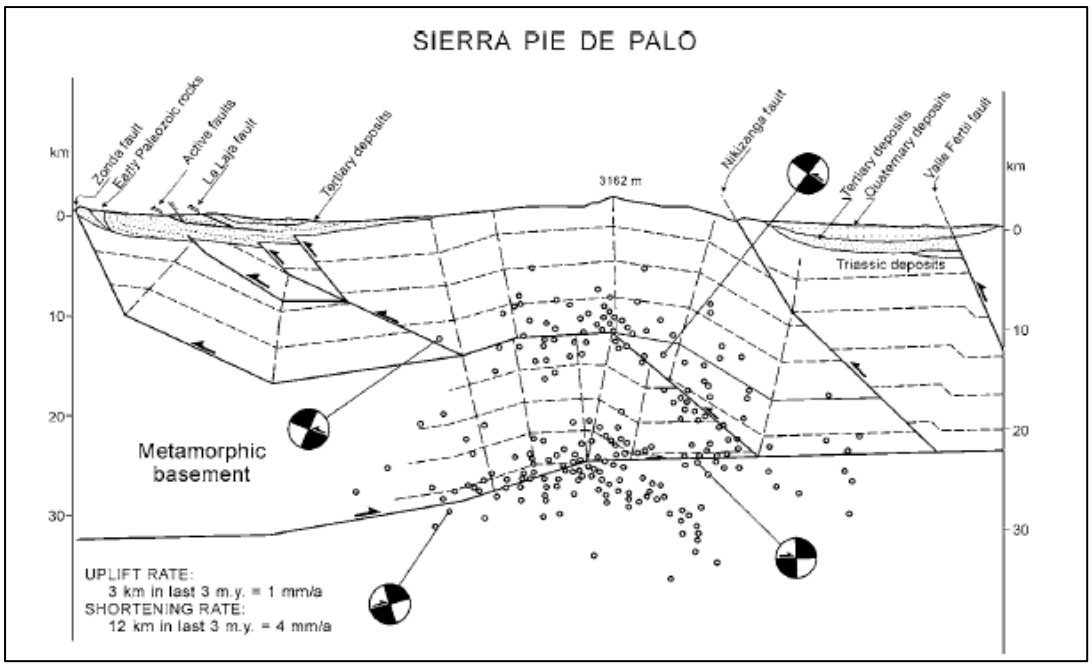

Fig. 14 : Coupe à l'échelle crustale de la sierra de Pie de Palo et du bassin de San Juan. On remarque l'épaisseur considérable de Quaternaire à l'est et, à l'ouest, la connexion avec le chevauchement de la sierra de Zonda (Zonda fault). Les épicentres de séismes sont notés par de petits cercles qui se localisent sur les principaux décollements et rampes en faille inverse. Extrait de Ramos et al., 2002.

Toutes les Sierras Pampeanas ne se présentent pas comme des anticlinaux aussi symétriques que le Pie de Palo. Au nord du domaine concerné, face à Catamarca, la sierra de Ancasti est un bloc basculé beaucoup plus classique. La faille inverse très redressée qui marque sa limite ouest donne lieu à un escarpement de faille très frais d'aspect, haut de 1 à 1,5 km, à peine égratigné par quelques ravins. Nous en avons longé le pied sur une trentaine de kilomètres ; mais il s'étire en fait sur près de 200 km du N au S en conservant sa raideur et sa rigidité, tandis que son revers oriental descend en pente très douce vers le Chaco.

D- Les deux faces de la sierra de Aconquija

Après la sierra de Famatina, c'est l'unité pampéenne la plus élevée (5550 m), mais elle se dresse directement au dessus du piémont de Tucuman et des basses terres du Chaco (fig. 15 et 17). Elle forme une puissante barrière montagneuse, longue de 200 km avec son prolongement septentrional des Cumbres Calchaquies ; au sud elle se poursuit presque directement par la sierra de Ambato, longue encore de 140 km. Structuralement la montagne est parfaitement symétrique ; bio climatiquement la barrière montagneuse génère un contraste de façades radical.

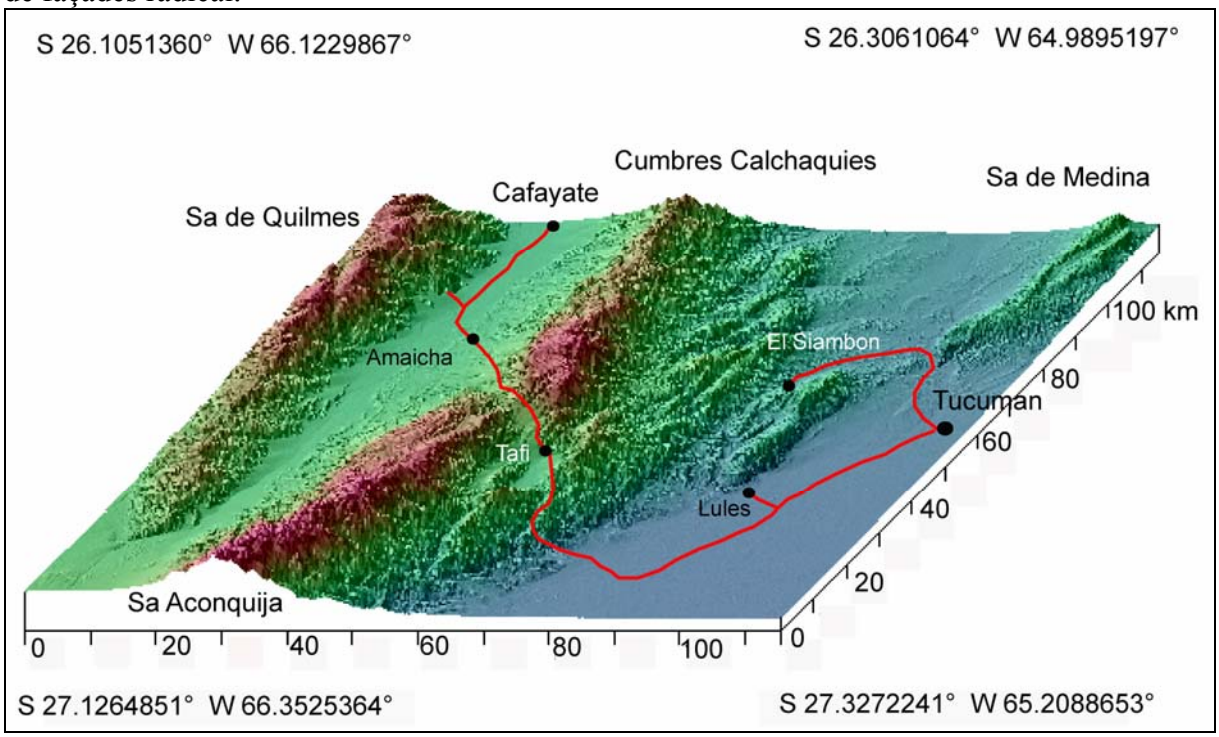

Fig. 15 : Bloc diagramme de la sierra de Aconquija et itinéraire suivi de Tucuman à Cafayate (MNT Srtm traité avec Microdem). Le piémont de Tucuman est vers 500 m et la vallée synclinale de Santa Maria-Cafayate vers 1800-1900 m.

1- Un horst compressif en cours de soulèvement

Les contraintes tectoniques ont produit dans le socle précambrien deux gerbes de failles inverses opposées, qui dessinent une fleur épanouie (fig. 16). Les dépôts des piémonts permettent de raconter l'histoire, très récente, de cette surrection, en particulier dans le fossé synclinal de Santa María à l'E, où l'aridité facilite les observations (Bossi *et al.*, 2001). Les dépôts les plus anciens sont 100 à 350 m de grès fins rouges d'âge paléogène ou crétacé fossilisant une pénéplaine sur le socle. Ils sont recouverts en discordance par la série synorogénique néogène dont la base est datée à 13 Ma. D'abord 1300 m de marnes et de grès déposés en régime extensif, avec à la base des couches marines de la transgression dite du Parana, venue de l'E entre 13 et 11 Ma, qui montrent que la montagne alors n'existait pas, et

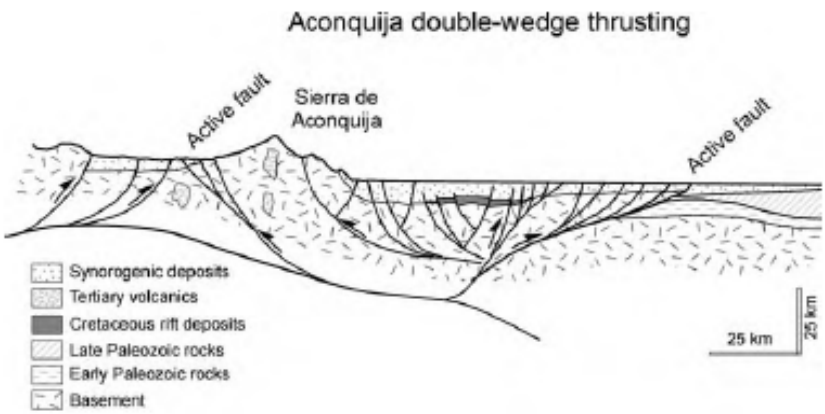

Fig. 16 : Coupe de la Sierra de Aconquija, d'après les données sismiques; l'est est à droite. Noter l'importance des faisceaux de failles compressives sous le piémont de Tucuman. (extrait de Ramos et al., 2002)

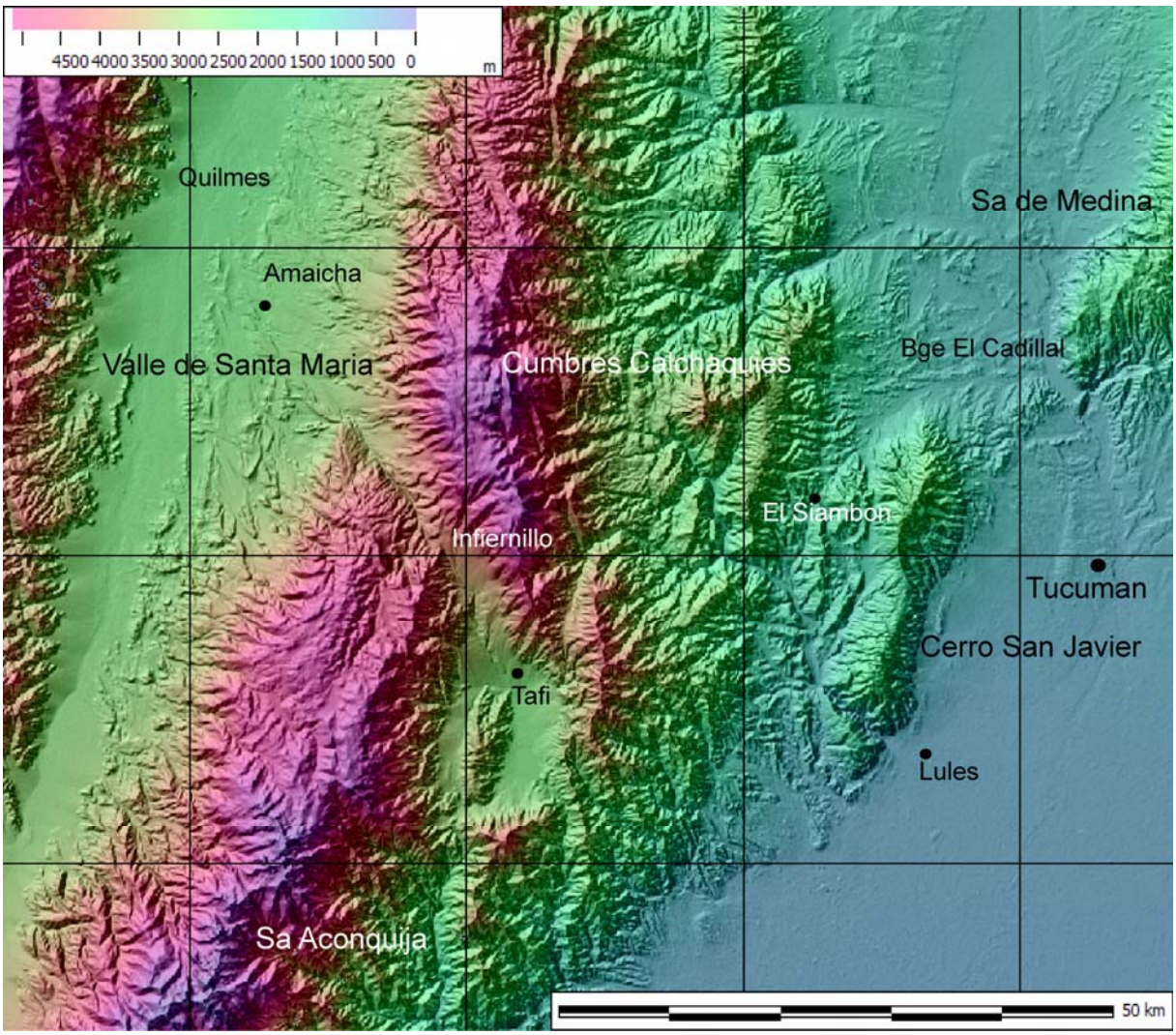

Fig. 17 : Détail de la Sierra de Aconquija (SRTM). Sa Medina et San Javier sont des anticlinaux de socle munis de leurs enveloppes crétacées. L'antécédence du rio de Lules dans l'extrémité sud du C. San Javier est spectaculaire. De part et d'autre de l'Infiernillo, les plateaux glaciaires. Vers le sud cirques et crêtes alpines dans la zone culminante de la sierra. À l'est synclinal de Santa Maria et ses alignements de chevrons sur sa marge orientale.

au sommet, entre 7 et 5,2 Ma, des grès moyens à grossiers. La compression s'amorcerait vers 5,2 Ma, avec le dépôt de 1000 m de grès et conglomérats de plus en plus grossiers vers le haut, tandis que l'aridité s'installe dans le bassin avec la naissance de la montagne. Le paroxysme de la compression se place entre 2,9 et 1 Ma, associé à des conglomérats très grossiers épais de 100 m et discordants sur les précédents. Ces conglomérats remblaient aussi un fossé oblique à la chaîne, de Tafi à Amaicha par le col de l'Infiernillo (3040 m) et la route les a longuement recoupés dans la descente du col. Enfin le Quaternaire moyen et récent est représenté par trois générations de grands glacis de piémont étagés, discordants sur le Néogène, bien visibles dans la descente d'Amaicha au rio Santa María.

Sur le versant oriental de la sierra la végétation dense masque les dépôts tertiaires; néanmoins nous avons vu à l'W de Tucuman, près du barrage du rio Sali, des limons rouges peu grossiers, à niveaux carbonatés blancs, fortement déformés, qui semblent recouverts en discordance par des cailloutis grossiers, recoupés plus haut sur la route del Raco - monastère del Siambón. À l'entrée de la vallée qui monte à Tafi, une très haute coupe montrait une formation torrentielle à gros blocs, probablement plio-quaternaire, redressée à 15° vers la montagne, au contact même du socle.

La morphologie des zones culminante n'est pas visible depuis la route. mais les photos aériennes y suppléent. De très hauts plateaux tronquent le socle, vers 4200 m, sur une douzaine de km de large de part et d'autre du col de l'Infiernillo (fig. 17). Il est peu probable qu'il s'agisse de la pénéplaine infra crétacée exhumée, car les conglomérats mio-pliocènes renferment essentiellement des galets issus du socle précambrien et leur épaisseur kilométrique implique une tranche érodée du même ordre. On proposera plutôt un aplanissement de piémont qui a tronqué la chaîne à un stade précoce, avant 5,2 Ma et la phase de surrection majeure. Ces plateaux offrent un paysage de fjell surprenant, avec bosses rocheuses raclées et ponctué de petits lacs. Le plateau nord montre de remarquables systèmes de moraines latérales et frontales descendant du côté est jusqu'à 3750 m pour les plus basses. Cela implique une limite d'équilibre glaciaire autour de 4000 - 4200 m lors des périodes froides du Quaternaire, soit près de 1500 m sous sa position actuelle, et cela suppose des précipitations neigeuses très abondantes sur ce premier front montagneux pour y entretenir de tels glaciers de plateau. Plus au sud la montagne a été soulevée à plus de 5000 m et le paysage de plateaux cède la place à des crêtes alpines bien caractérisées, frangées de cirques glaciaires sur toutes leurs faces (fig. 20). Le plancher des cirques se tient usuellement vers 4500 à 4800 m ; de courtes auges les prolongent et les moraines frontales descendent jusqu'à 3700 - 3800 m, exceptionnellement à 3500 m tout au sud de la montagne.

2- Des forêts hyper humides aux steppes sub arides

Le piémont de Tucuman doit à la muraille de l'Aconquija son climat particulier, subtropical doux et humide. L'humidité de l'air exclut pratiquement les gelées sur une bande de 15 à 30 km au pied de la montagne (t de juillet 18°), ce qui est très favorable à la canne à sucre, et limite l'évapotranspiration de saison sèche. Les précipitations, estivales et apportées par le flux de l'Alizé venu du N, atteignent 700 à 1000 mm dans le bassin mais augmentent fortement sur les premières pentes de la montagne, avec 2000 à 3000 mm. L'insolation est faible, avec 2200 h par an (48% du maximum potentiel). Un niveau d'inversion bloque en général les nuages vers 2500 m et entretient dessous une ambiance brumeuse, à crachin et petites averses, favorable à la Nebelwald, dans cet étage où se place l'optimum pluviométrique. Au dessus l'ambiance est plus sèche et Tafi, il est vrai abrité dans son fossé, ne recevrait que 400 mm ; néanmoins de fortes ascendances orageuses sont possibles, surtout l'après midi, et provoquent de très violentes averses. Depuis Quilmes et Cafayate, nous avons

pu voir ces énormes cumulo-nimbus surmonter de haut les Cumbres Calchaquies (fig. 22, encadré)

L'étagement végétal est spectaculaire ; on trouve bien peu de chose dans les manuels de biogéographie français, mais le texte de la *Géographie Universelle* reste le plus détaillé (Denis, 1927). La forêt "semi tropicale" succède en continu à la forêt tropicale de montagne du versant amazonien des Andes jusqu'au 28°S, sans guère de changement physionomique, mais au sud du 19°S disparaissent palmiers et quinquinas. Le piémont aux sols sableux secs et certains versants mal exposés et à faible réserve hydrique portent une forêt caducifoliée plus pauvre, *Selva Pedemontana*, mais avec de grands arbres encore : Cebil (*Piptadenia macrocarpa*), Lapacho (*Tabebuia avellanedae*), Palo blanco (*Solanum verbascifolium*), Palo borracho (*Chorisia insignis*). Vers l'E elle passe aux brousses arbustives et aux forêts sèches ponctuelles du Chaco semi-aride. La laurisilve sempervirente ou *Selva Montana* (fig. 18), occupe les versants entre 600-800 m et 1600-1700 m. C'est une belle forêt dense, à canopée vers 15 m, riche en liane et avec profusion d'épiphytes sur les troncs et les branches (Broméliacées, Cactées, Fougères ; mais même les fils électriques dans le bassin de Tucuman montrent de tels épiphytes!) et fougères arborescentes en sous bois. L'arbre dominant est le Laurel (*Phoebe porphyria* (Griseb.) Mez, syn. : *Cinnamomum porphyrium* (Griseb.) Kosterm) dans le bas de l'étage, associé plus haut à des Myrtacées, l'Arrayan (*Myrcianthes uniflora*) et l'Horco molle (*Blepharocalix gigantea*). Vers le haut, avec l'apparition des gelées, les feuillus caducs se développent, avec le noyer austral, ainsi qu'un cèdre (*Cedrela lilloi*) et un conifère austral original, à longues feuilles sempervirentes étroites (*Podocarpus parlatorei*), assez rare et isolé. Le *Bosque Montana*, qui forme l'étage forestier supérieur, de 1600 à 2500-2700 m, est d'allure monospécifique et dominé par un aulne, Aliso del Cerro (*Alnus jorullensis* H.B.K. Var. Spachii (Regel) Winkler), associé vers le haut à la Queñoa (*Polylepis australis*), arbuste de 5 à 8 m au port tortueux. Cette forêt d'altitude est assez claire, en bosquets occupant surtout les creux de vallons.

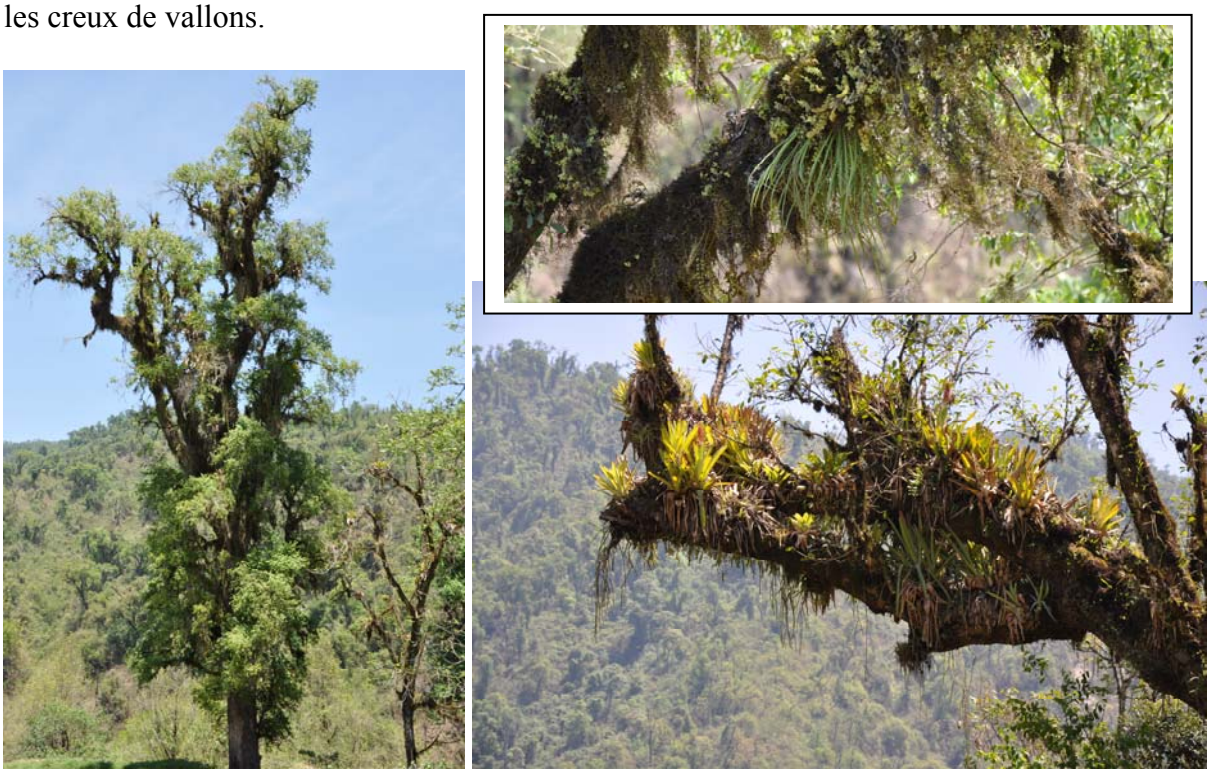

Fig. 18 : La laurisilve de Tucuman, vers 900 m, site du monument à l'Indien. Un laurel probable à gauche, épiphytes divers sur les branches, à droite. Au fond la forêt est assez éclaircie sur un versant très raide et semble porter des traces d'incendies : arbres noircis et branches mutilées

Fig. 19 : Marques de foirages et coulées de débris sur les versants raides où la laurisilve est assez dégradée, route de Tafi, vers 1000-1200 m au-dessus du monument à l'Indien.

Dans cette montagne en cours de surrection et hyper humide, l'érosion est très active malgré ce beau manteau forestier (Prat *et al.*, 2003). Notons qu'il est fragile en fin de saison sèche et sujet à de nombreux incendies, dont nous avons vu les traces et d'autres en pleine activité. Sur les versants très raides de la vallée montant vers Tafi, on remarque de multiples traces linéaires de foirages récents prolongés par des coulées de débris (fig. 19), ainsi que plusieurs glissements rotationnels. Le torrent occupe un lit rocheux semé de blocs énormes qui disent sa compétence extrême lors des crues ; l'incision de la vallée doit être très rapide et vers le monument à l'Indien plusieurs lambeaux de terrasses alluviales moyennement altérées dominent de 50 à 100 m le lit de la rivière.

Les étages supérieurs sont asylvatiques, conjonction du froid et de la sécheresse. Mais l'humidité est suffisante pour entretenir une prairie assez haute, dense et continue, un *Páramo* ou *Pajonal*, localement piqueté de buissons de Polylepsis censé monter jusqu'à 3300 m. Cette *Pradera Montana* se composerait de *Festuca hieronymi*, *Deyenxia sp.*, *Agrostis sp.*, *Stipa ichu*...Entre Tafi et le col de l'Infiernillo, en grandes parcelles clôturées de barbelés, c'est un pâturage à bovins et équins. Au dessus de 3300 m, le *Pastizal Andino* est beaucoup plus ouvert, avec des plantes en coussinet vert comme la Yareta (*Azorella compacta*). Mais il faut monter très haut pour atteindre l'étage nival, qui a valu son nom de Nevado à l'Aconquija (fig. 20). Les trois massifs culminants portent un petit chapeau de névé et des plaques de glace de quelques ha dans les couloirs des versants sud ; le mieux loti est le massif central, pourtant le moins élevé (5400 m) mais dont la topographie en plateau culminant a servi de réceptacle à neige, avec un névé plan de 0,6 par 0,2 km et sur la face sud un panneau de glace probable, de 0,8 km de long et 0,4 km de large entre 5400 et 5230 m, au front aval lobé. L'étage périglaciaire est très développé, avec de grands éboulis sur les versants et, au pied des parois, de magnifiques glaciers rocheux probablement actifs, qui dessinent des langues et des festons multiples d'aspect très frais (fig. 20).

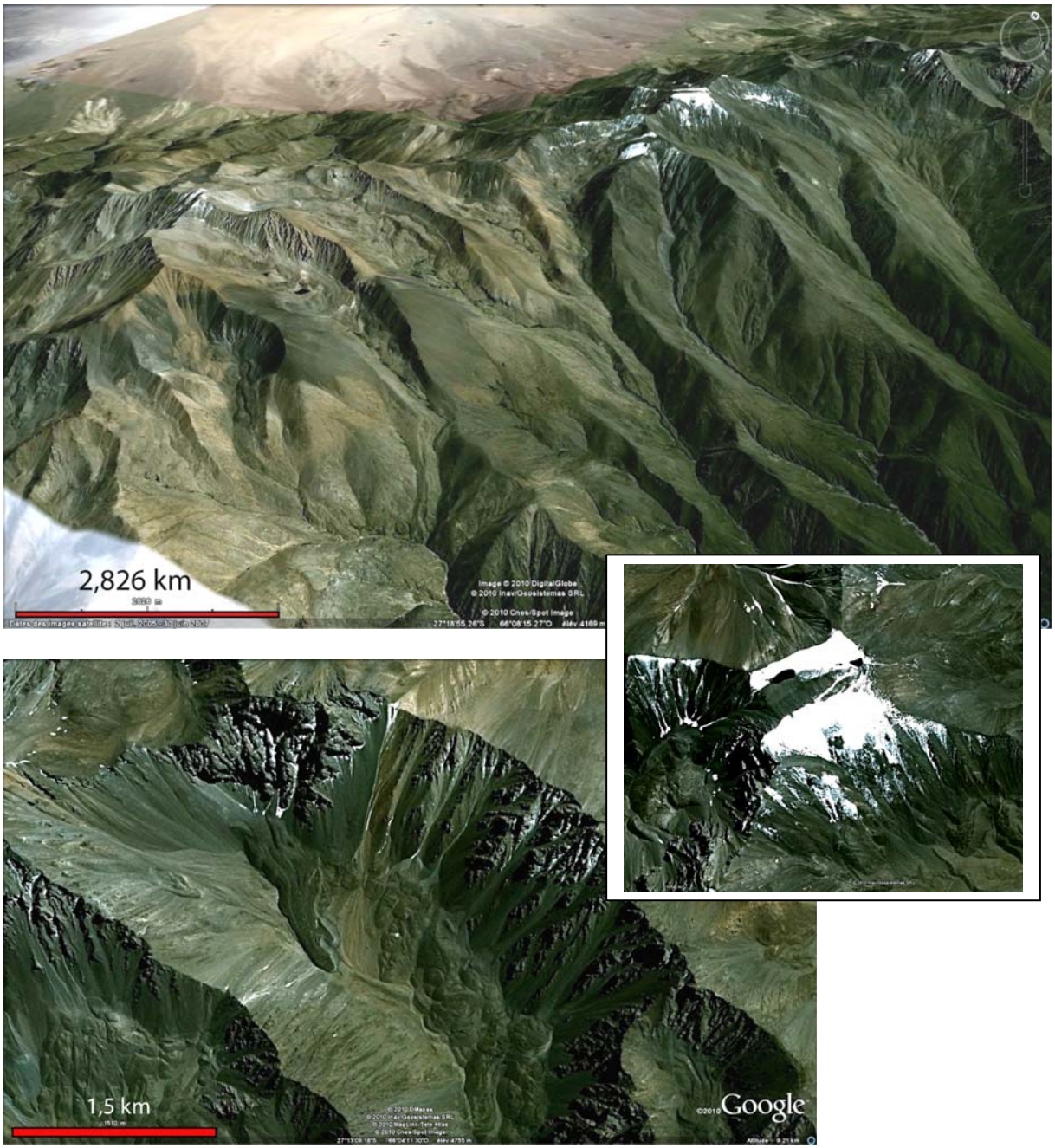

Fig. 20 : En haut, points culminants de l'Aconquija vus du SE, cirques et auges glaciaires quaternaires, névés actuels sur le pic central (5400 m). En encadré, détail des plaques de glace du pic central (longueur environ 0,8 km). En bas, glaciers rocheux actifs dans les cirques.

Le versant ouest de la montagne, que l'on découvre au col de l'Infiernillo, est d'emblé un autre monde. Au col même le páramo passe à la puna, à touffes herbacées espacées (fig. 21). Quelques centaines de mètres plus bas et jusqu'au creux du bassin de Santa Maria, ce sont exclusivement les steppes arbustives à grands cactus cierges (fig. 21 et 22). La strate buissonnante est d'abord basse (50 cm) sur les hauts versants et glacis, puis elle se piquette de d'arbustes et d'arbrisseaux isolés, qui deviennent plus continus et hauts de 2 à 3 m au plancher du bassin et sur le piémont de Quilmes. On y retrouverait la Jarilla (*Larrea nitida*), le Brea (*Caesalpinia praecox*), le Retamo (*Bulnesia retama*) et peut-être quelques bois d'Algarrobes (*Prosopis blanca* ou *nigra*) (Denis, 1927).

Fig. 21 : steppe buissonnante sur les grands glacis de piémont étagés du versant W de l'Aconquija. En encadré, puna herbacée au col de l'Infiernillo.

Fig. 22 : Pédiment sur migmatites et steppe à cardon grande au pied des ruines de Quilmes. En encadré, cumulus d'orage dans le flux de NE bloqués sur les Cumbres Calchaquies, vus depuis Quilmes.

Le climat y est très sec, pas plus de 180 mm de pluie à Santa Maria, moins de 250 à Cafayate. De ce fait la sierra de Quilmes-Nevado central, qui atteint près de 5400 m, ne porte aucun névé permanent, seulement des neiges saisonnières. Dans cette énorme masse de roches précambriennes totalement dénudées, les glaciers quaternaires, insoupçonnable du bas, n'ont que partiellement rongé de hautes surfaces d'érosion soulevées à plus de 5000 m. Les cirques s'inscrivent très nettement sur le versant E, qui reçoit les flux humides et les moraines frontales magnifiquement conservées ne descendent que rarement sous 3900 m (sauf sur un site où des formes émoussées appartenant probablement à des glaciations pré-wurmiennes atteignent 3530 m). Au N et à l'W les fronts ne dépassent pas 4200 à 4500 m. Dans le bassin de Cafayate des alignements éoliens NNE piquetés par la steppe apparaissent localement en filigrane et nous avons traversé un champ discontinu, dans la steppe arbustive, de dunes barkhanoïdes actives, manifestement liées aux flux de NE. L'érosion hydrique est partout à l'oeuvre : bad lands, ravins, écoulements divagants peu ou pas incisés sur le piémont des ruines de Quilmes, qui fait figure de pédiment subactif recoupant les migmatites à la base de la sierra (fig. 22), et immense lit sableux en tresses du rio de Santa Maria, à sec lors de notre passage.

E - Le pays des Quebradas : aux portes de l'altiplano

Le mot "quebrada" vient d'un verbe espagnol qui signifie rompre, briser, fracturer. Ces grandes vallées montagnardes, parcourues par des rivières aux immenses lits caillouteux en tresses, sont les voies d'accès à l'altiplano andin ; elles recoupent localement les axes structuraux mais exploitent largement des fossés synclinaux très récents à remplissage plio-quaternaire : Valles Calchaquies, Quebrada del Toro, Quebrada de Humahuaca que nous avons remontée.

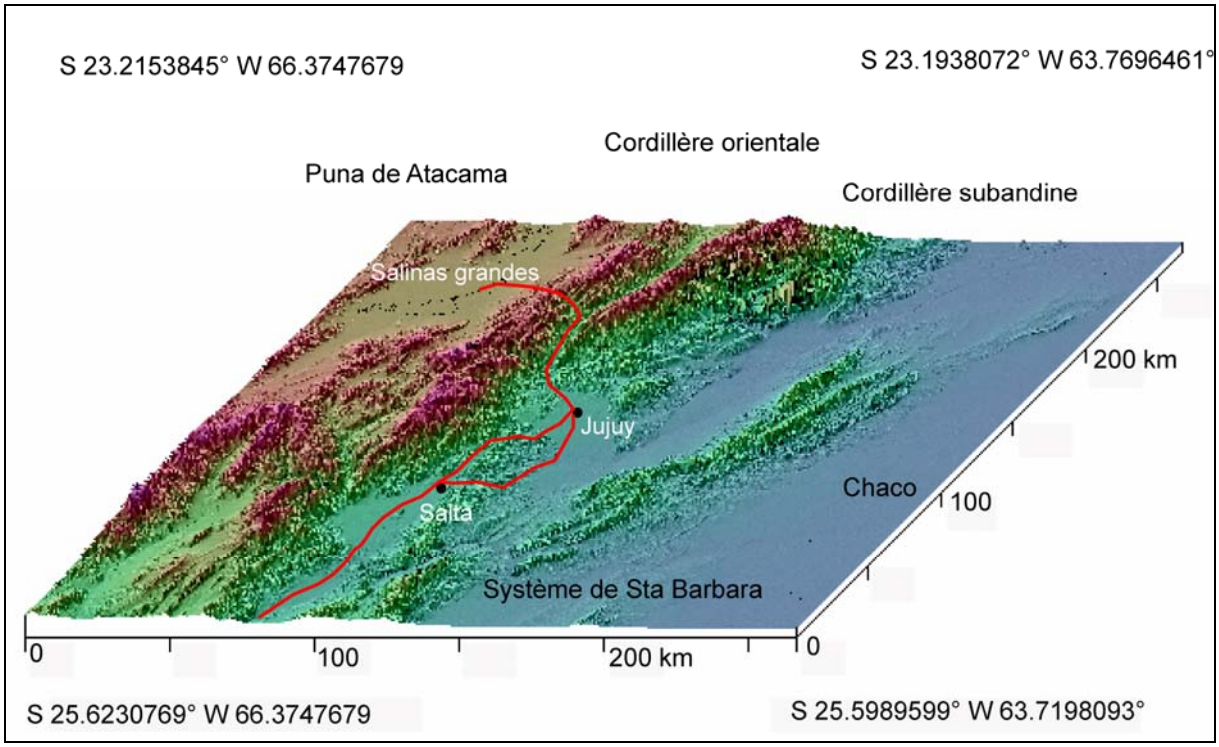

Fig. 23 : Bloc diagramme de la bordure orientale des Andes entre Jujuy et Salta. Itinéraire en rouge. On ne voit en largeur que le tiers à peine de l'Altiplano. (MNT SRTM)

1- Le cadre morphostructural

Dans ce Nord argentin la chaîne andine approche de sa largeur maximale. Les structures pampéennes s'y accolent étroitement, sous le nom de système de Santa Barbara, à

l'est de la route Cafayate-Salta, pour céder la place au nord de Jujuy aux Sierras subandinas plissées (fig. 23 et 25). Vers l'ouest ce sont les structures de la Cordillère orientale, qui forment le contrefort de l'Altiplano ou Puna de Atacama (Carrera & Muñoz, 2008). Cette cordillère est formée d'un substrat schisteux précambrien supérieur et d'une séquence sédimentaire marine cambro-ordovicienne de grès, pélites et quartzites. L'ensemble a subi un métamorphisme et des intrusions granitiques pendant le Paléozoïque. En discordance par dessus viennent d'épaisses formations gréso-conglomératiques souvent rutilantes (plus de 4 km) formant le remplissage du rift crétacé extensif de Salta, puis des grès, carbonates et pélites continentaux post-rift datés du Crétacé supérieur et de l'Éocène et d'extension régionale beaucoup plus large. Le plissement, à double vergence E et W (fig. 24), semble biphasé et progresser vers l'E. Une première phase, parallélisée avec la phase orogénique incaïque, est marquée par le dépôt de sédiments conglomératiques synorogéniques datés de l'Éocène supérieur-Oligocène. La deuxième phase, responsable des cadres topographiques actuels, commence au Miocène moyen vers 13 à 15 Ma et se poursuit encore, au moins dans cette partie sud de la cordillère. En Bolivie du sud un aplanissement, très bien conservé et clairement daté du Miocène entre 15 et 9 Ma (Keenan et al., 1997 ; Keenan, 2000...), recoupe les structures anciennes de la cordillère. Dans les montagnes au NW de Salta de hauts plateaux existent sur près de 8 km de large et entre 5000 et 5200 m, mais ils semblent coïncider au moins partiellement avec le toit d'un gros anticlinal coffré, dans les quartzites ordoviciens. Plus au N les structures plissées très redressées visibles depuis le col de Lipan (fig. 30) ne se traduisent guère dans les formes de relief, très molles malgré les forts contrastes lithologiques. La pyramide isolée du Nevado de Chañi (près de 6000 m), dans les granites, fait figure de relief résiduel au dessus de cet ensemble de paysages tronqués.

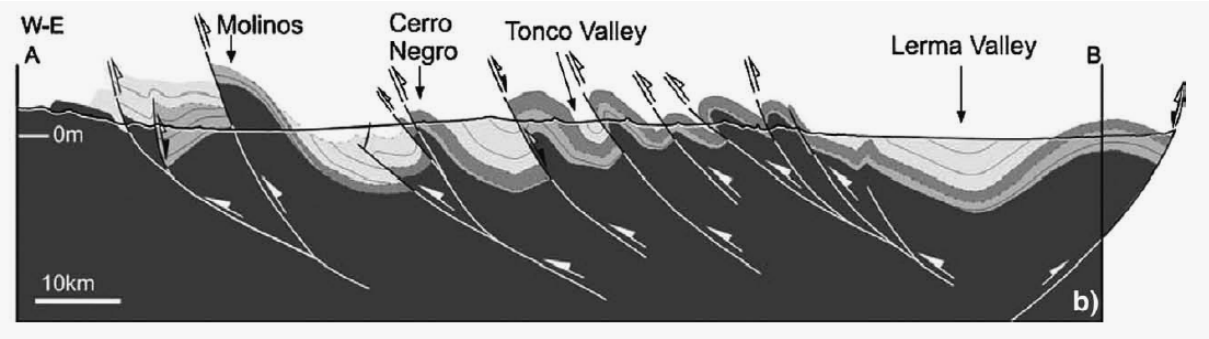

Fig. 24 : Coupe de la cordillère orientale au nord de Cafayate. En noir le socle paléozoïque, en gris moyen les séries syn rift et post rift du Crétacé-Éocène, en gris clair les séries détritiques synorogéniques du Tertiaire (Oligocène et Néogène), en blanc celles du Quaternaire. Notre itinéraire a suivi le val de Lerma. (extrait de Carrera & Muñoz, 2008).

Les formes très lourdes des montagnes dans leurs parties culminantes contrastent avec les grands versants raides des entailles fluviatiles, où la torrentialité est partout active. Pourtant l'examen des photos aériennes montre que jusque tout près du tropique sud, entre les 25° et 24°S, les glaciers quaternaires ont aussi marqué les massifs les plus élevés. Les cirques élémentaires les plus bas sont sur les massifs les plus exposés aux flux humides d'E, sur la face sud du Cerro Azul (4800 m) à 15 km à l'W de la Quebrada de Humahuaca, avec un plancher à 4400-4500 m. Les sommets et hauts plateaux au NW de Salta, qui culminent à 5400 m, portent quelques cirques très nets (plancher à 5000 m) et des auges courtes (4 km) avec de belles moraines frontales entre 4100 et 4700 selon les vallées. Sur le Nevado de Chañi, plus élevé, les cirques orientaux sont très vigoureusement inscrits dans la masse granitique et ceux du versant ouest à peine esquissés. Les cirques élémentaires les plus bas à l'E ont un plancher à 4600 m sous une crête à 5000 m à peine et les langues les plus longues

(8 km) descendaient à 3850 m. À l'W les planchers sont à 5000-5100 m et les fronts entre 4400 et 4600 m. Les névés actuels ne dépassent pas quelques hm de grand axe.

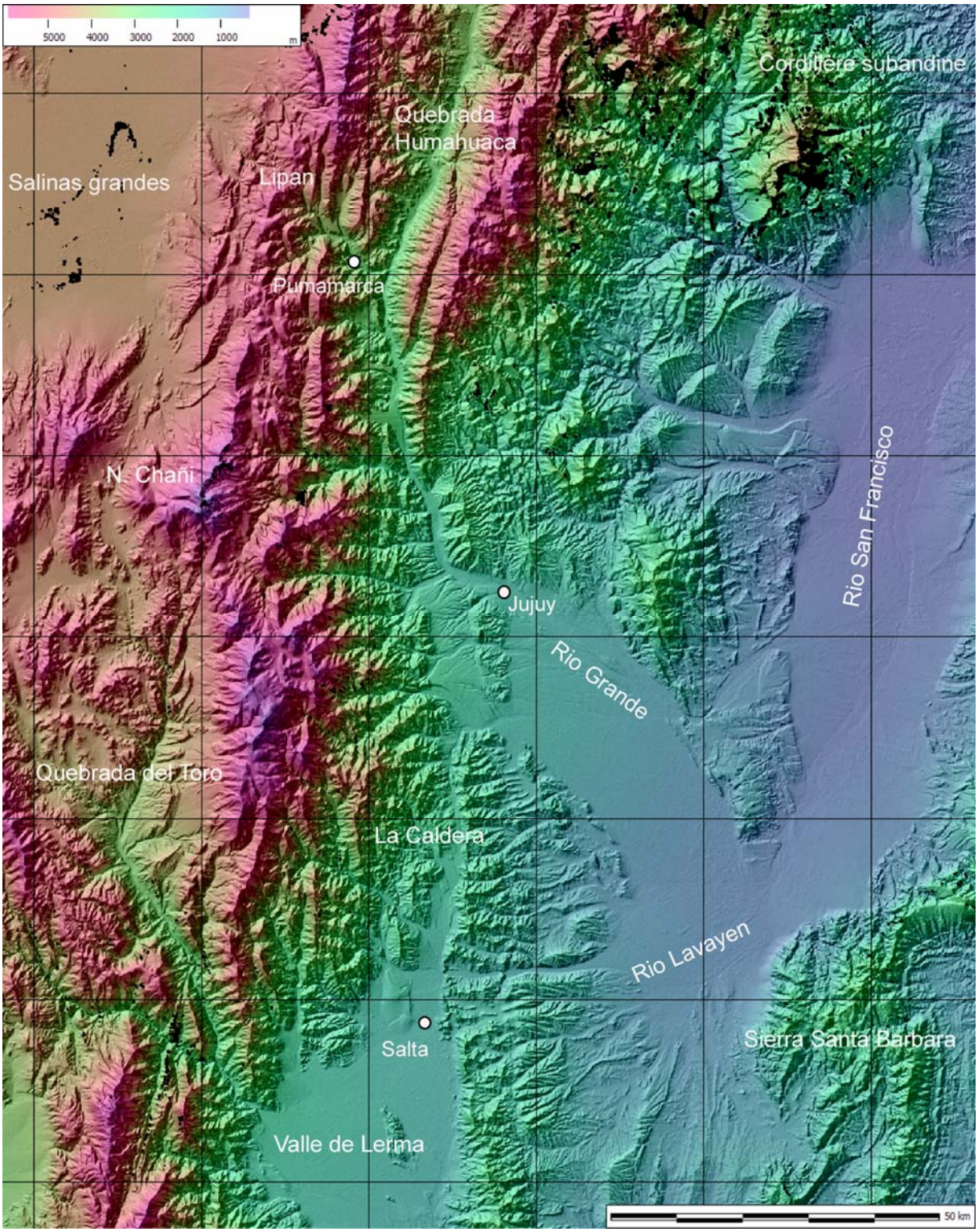

Fig. 25 : Carte de la bordure des Andes dans la région de Salta (MNT SRTM)

2- Aspects régionaux et contrastes bioclimatiques

****La Quebrada de las Conchas***

Depuis Cafayate, la Quebrada de las Conchas qui draine toutes les eaux des Valles Calchaquies, conduit vers le Valle de Lerma et Salta au Nord. C'est une gorge profondément incisée dans les séries gréso-conglomératiques et pélitiques rutilantes du Crétacé. La rivière, pérenne bien que vue en fin de saison sèche, suit un axe synclinal dans le prolongement du val de Santa Maria et son incision en gorge implique une antécédence par rapport à l'orogenèse quaternaire qui soulève fortement dans ce segment de vallée l'axe synclinal. L'itinéraire est ponctué de sites naturels qui relèvent essentiellement du pittoresque touristique et non réellement du concept de géosite-géomorphosite (rochers de *los Castillos*, *el Obelisco*, *el Sapo*...), à l'exception de l'*Anfiteatro*, gorge en trait de scie d'un petit affluent du rio de las Conchas débouchant à l'amont sur une énorme vasque de cascade, l'amphithéâtre, haute de plus de 100 m et à sec à la saison de notre passage : c'est un exemple tout à fait pédagogique d'érosion régressive et de *knick point* fluvial.

Le Valle de Lerma

À partir d'Alemania, le paysage change radicalement. Le relief s'ouvre et, l'axe du synclinal s'abaissant, on pénètre dans un val, le Valle de Lerma, long de plus de plus de 100 km et large de 30 à 35. Glacis et terrasses hérités, incisés par les écoulements actuels, en occupent encore le fond jusqu'au niveau du barrage de Cabra Corral. Mais au N, le bassin de Rosario de Lerma et de Salta est certainement en voie de subsidence active, occupé et comblé par d'immenses cônes de déjection holocènes et actuels construits par les rivières issues de la Cordillère orientale (rio Chicoana, Quebrada del Toro, rio Arenales, Vaqueros et Caldera).

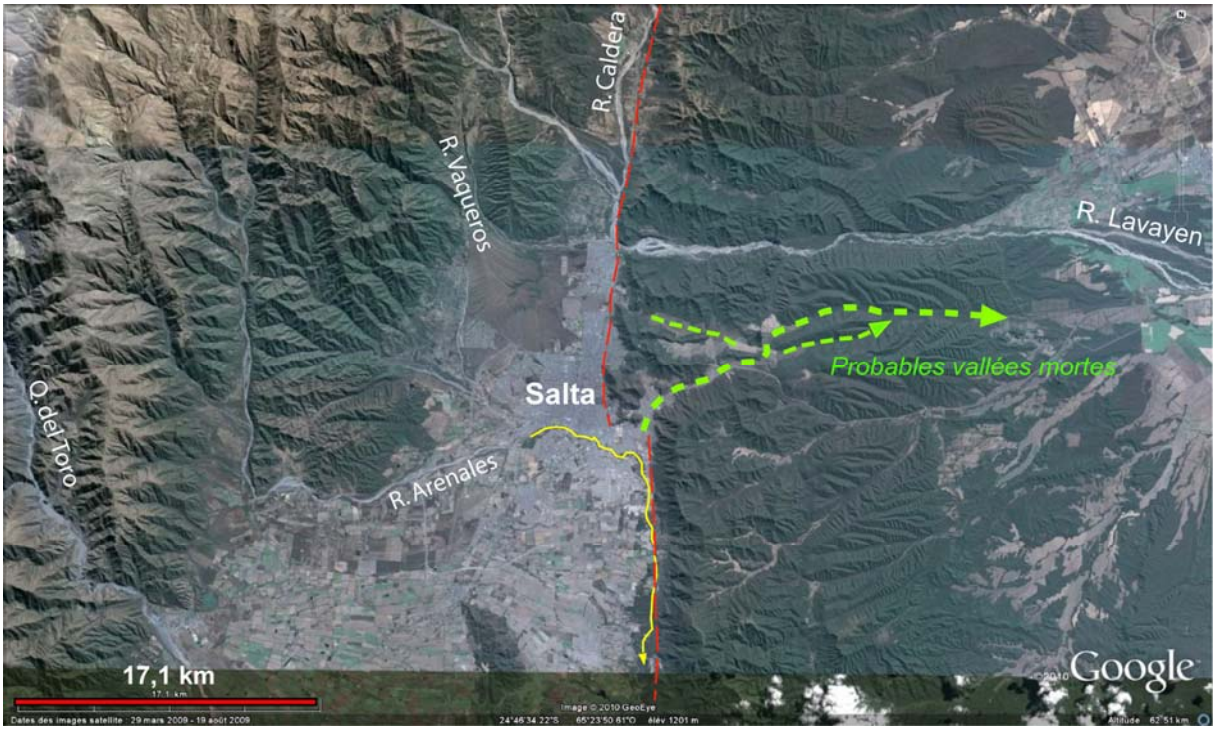

Fig. 26 : Le site de Salta et le Valle de Lerma. Noter l'immense cône de déjection souligné par le parcellaire au débouché de la Quebrada del Toro et les anomalies du réseau hydrographique. En vert, les probables vallées mortes de l'Arenales et du Vaqueros. En rouge l'accident bordier du fossé synclinal de Salta. La couverture forestière dense est visible et la dissection fluviatile de cette façade montagneuse humide est intense.

La bordure orientale du bassin, rectiligne, fait figure d'accident tectonique actif étroitement suivi par les rios Arenales et Caldera. Ce massif montagneux ne dépasse pas 1800-1900 m; le rio Caldera-Lavayen le recoupe par antécédence, mais semble avoir déjà abandonné au N une

vallée morte, le col ou Abra de Santa Laura, que nous avons emprunté pour gagner Jujuy. Le rio Arenales fait un brusque coude dans les quartiers sud de Salta, pour se diriger vers Cabra Corral et à l'aval le bassin du rio Salado. Ce faisant il semble abandonner une vallée morte remarquablement conservée, que notre trajet autoroutier au retour de Jujuy a emprunté, et qui en faisait un tributaire du rio San Francisco et du bassin du Bermejo. Ces péripéties possibles et très récentes du drainage sont la manifestation de l'activité néotectonique.

Le changement de paysage est aussi bioclimatique. L'abaissement vers le N des Cumbres Calchaquies permet aux flux humides de pénétrer largement dans le Valle de Lerma. Les forêts dégradées du bassin et les cultures sèches et irriguées succèdent aux brousses à cactées de la Quebrada de las Conchas, tandis que sur les versants montagneux apparaissent des lambeaux de forêts verdoyantes, qui deviennent omniprésents à l'W de Salta, dans l'étage montagnard où s'accrochent habituellement brumes et nuages, comme nous l'avons constaté le matin de notre trajet Salta-Jujuy. La base de cette forêt, que nous avons traversée sur la route de Jujuy, du col de Santa Laura au barrage du Carmen, est une laurisilve comparable à celle de Tucuman, mieux conservée même et plus riche en lianes. Güemes, sur le piémont oriental, ne reçoit que 513 mm ; mais Salta, pourtant à l'abri dans son bassin, compte déjà 600 à 700 mm ; Jujuy, plus ouvert aux influences humides par la vallée du San Francisco, 892 mm et une température moyenne de 17,6°, avec 3 jours de gel en raison de l'altitude (1240 m) (Viers, 1967).

La Quebrada de Humahuaca

La remontée de la Quebrada de Humahuaca propose un retour à l'aride tout aussi spectaculaire et, accessoirement, une belle coupe dans la marge orientale de l'orogène andin. En amont de Jujuy le lit du Rio Grande est un immense champ caillouteux en forte pente, principalement alimenté en alluvions grossières par les torrents de rive droite qui drainent le haut massif de Chañi. Rive gauche la Cordillère subandine monte à 2000-2500 m et le couvert forestier dense voile la structure ; on distingue seulement des pendages de plus en plus fortement relevés vers l'W de ce qui est probablement une séquence molassique tertiaire. Vers Léon on pénètre dans la Cordillère orientale et ses structures chevauchantes vers l'E affectant schistes, grès et quartzites paléozoïques ainsi que quelques bandes de Crétacé-Paléogène souvent rutilantes, entrevues au-dessus de Pumamarca. D'emblée les crêtes dépassent 4000 m. La forêt ne forme plus que quelques taches qui disparaissent progressivement vers l'amont, entre Léon et Volcan, et les versants sont couvert d'une prairie assez dense et continue. Cela ne freine pas l'érosion : foirages localisés, glissements, ravins linéaires ouvrent autant de blessures locales, en particulier au pied des versants sapés par le Rio Grande (fig. 28).

Fig. 27 : Le cône de déjection de Volcan, à l'entrée de la Quebrada de Humahuaca. Sa longueur est de 6 km depuis l'apex. Noter les chenaux divagants inscrits à sa surface. (La différence de couleur vient de la mosaïque d'images satellites)

L'énorme cône de déjection de Volcan, issu d'un affluent de rive droite, barre la vallée à 25 km de Jujuy, à 2000 m d'altitude. Malgré sa couverture herbacée il est manifestement actif et parcouru de nombreux chenaux vifs ou estompés (fig. 27). Le toponyme Volcan ne doit pas induire en erreur : il fait référence aux *volcanes* ou crues estivales violentes qui prennent l'allure de "laves" torrentielles très chargées.

Fig. 28 : Entrée de la Quebrada de Humahuaca, vue vers l'amont : immense lit caillouteux en tresses. Panneaux forestiers résiduels et paramo herbeux. Au fond on entrevoit l'extrémité du cône de Volcan. Sapements et foirages à la base des versants.

Tout change brutalement à partir de Volcan. L'humidité apportée par le flux d'alizé ne dépasse guère Léon et, au delà du cône, le village de Volcan ne reçoit plus que 265 mm de pluie par an. En quelques kilomètres le paramo herbeux disparait et cède la place à une steppe très ouverte à *Cardon grande*, sur un tapis discontinu de broméliacées rases et piquantes (*Abromeitiella astrasa* et *A. brevifolia*), avec dans les fonds de vallée une steppe buissonnante un peu plus riche, à Composées (Chilca ou *Tessaria absinthioides*), Papilionacées épineuses (Espinillo ou *Acacia caven*, Churqui ou *Prosopis ferox*), Therebenthacées (Aguaribay ou *Schinus molle*)...(voir pour le détail Viers, 1967). L'ensemble monte jusque vers 4500-5000 m en s'appauvrissant et le Cardon disparaît en général vers 3400 m avec de rares stations jusqu'à 4000 m. Parallèlement coulées de débris, ravinements et torrentialité se généralisent sur les versants. Mais la pente de la Quebrada diminue très fortement et le lit en tresses est essentiellement sablo graveleux et plus étroit.

Les énormes remblaiements torrentiels actuels ont eu leurs homologues dans le passé quaternaire. Dès Volcan et Tumbaya on repère une puissante formation caillouteuse, stratifiée en gros bancs mal triés, découpée en bad lands, qui domine le lit actuel de 200 m au moins. On la suit dans la vallée de Pumamarca, entre + 100 et 150 m (fig. 29), où la route du col de Lipan recoupe une deuxième unité similaire perchée 100 à 50 m au dessus de la première. G.

Viers, fidèle à ses modèles du moment, avait bien vu ces formes ici ainsi que leurs homologues sur le piémont de Jujuy, vers El Carmen. Mais il les interprétait comme des glacis d'ablation à mince couverture (lambeaux d'un glacis supérieur et forme majeure d'un immense glacis principal, à l'image des étagements de l'Aragon pyrénéen décrit par P. Barrère), tronquant les couches néogènes du *Qualchaqueño* qui, plus en amont remblaient la Quebrada et sont déformées. En réalité il y a bien plusieurs remblaiements quaternaires de type *alluvial fan*, puissants chacun de plus de 100 m, emboîtés ou étagés. Vers Tilcara cinq unités sont décrites et la deuxième en partant du haut a fourni un âge OSL de ≈90 000 ans (Sancho *et al*., 2008). Ces auteurs montrent que ces dépôts très récents sont encore déformés ; aussi on peut envisager que c'est la tectonique qui les a piégés dans ces hautes vallées, en faisant rejouer les failles inverses proches de N-S qui découpent toute la région. Il est possible aussi que des apports latéraux, à l'image du cône actuel de Volcan, aient barré la vallée et provoqué ces remblaiements par accumulation régressive.

Fig. 29 : Le remblaiement quaternaire dans la vallée de Pumamarca, vu depuis la route du col de Lipan. Ici le niveau principal est à 3000 m et le niveau supérieur, d'où est prise la photo, vers 3100 m. Le parallélisme parfait entre la surface topographique de la terrasse et les bancs caillouteux de la formation torrentielle montre qu'il s'agit bien du toit d'un remblaiement. Paysage de steppe très ouverte à Cardon. Les grands versant raccordés à la terrasse, émoussés et régularisés par le gel quaternaire, sont à peine griffés par les ravins actuels.

***L'altiplano et ses salares**

La Puna de Atacama , large de près de 300 km, à drainage endoréique et ponctuée de *salares*, est la zone la plus déshéritée de l'altiplano andin. Ces hauts plateaux, ici entre 3500 et 4000 m, au coeur d'une chaîne de montagne, sont des singularités géomorphologiques encore mal expliquées, dont le Tibet est l'archétype, encore plus vaste et plus élevé. Nous n'en avons pris qu'un bref aperçu autour de Salinas Grandes.

Du col de Lipan la vue porte très loin. Vers l'E c'est toute la Cordillère orientale, jusqu'aux barres de nuages qui marquent sa marge orientale humide. Vers l'W ce sont des immensités plates, où miroitent les sels du salar et tremblent les mirages sur les marécages de la laguna de Guayatayoc qui lui succède au N, ponctuées de quelques lointaines sierras lunaires (fig. 30). Le climat est rude et de plus en plus aride vers le SW, avec des valeurs de 100 à 150 mm et des minima hivernaux qui peuvent descendre à -25 à -30°. La Quiaca, à la frontière Bolivienne 170 km au N et à 3500 m, reçoit déjà 308 mm, avec une température moyenne de 9,5° et 245 jours de gel, mais 3262h d'insolation. La végétation est une steppe rase, à graminées, *stipa ichu*, Irucho ou *Festuca orthophylla*, buissons bas du "tolar", avec un résineux aromatique (*Lepidophyllum tola*), des épineux comme l'Añagua (*Adesmia trijugua*), les coussinets verts de Yareta (*Azorella yareta*).

Fig. 30 : Depuis le col de Lipan (4200 m), vue vers l'E. Plis dans le Paléozoïque et le Crétacé, tronqués probablement par un aplanissement. Au fond, à 25 km, les Salinas Grandes. Végétation de Puna très rase et diluée, à ichu et buissons épineux.

La descente dans le *salar*, dont le plancher est à 3400 m, répond parfaitement au modèle classique. La dépression est une cuvette tectonique subsidente, remblayée par des séries détritiques du Néogène et la carte géologique suggère une bordure orientale en faille inverse. Le ravin suivi par la route montre à l'amont plusieurs niveaux de terrasses étagées sur 50 m au moins et convergeant vers l'aval. Le sédiment caillouteux y est en vrac. Sur le cône de piémont, le *pediment* des auteurs américains, on repère encore deux niveaux de cônes alluviaux au-dessus du large lit actuel, étagés de 20 m à l'amont et de 10 m au plus à l'aval, à matériel de petits cailloux centimétriques déposés en vrac dans la matrice fine, sans triage et en lentilles plates correspondant à des crues successives incapables de creuser. Sur la *bajada* (partie aval du pédiment), on ne voit plus guère que des sables limoneux et le plan devient unique ou à peu près, tandis que la pente diminue encore et passe insensiblement au fond de cuvette horizontal ou *playa*, localement occupé par le *salar*. Là c'est le faciès classique à

croûte saline en grands cristaux et litage centimétrique très régulier, alternant lits blancs très purs et lits bruns colorés par des poussières, plus minces...matériel idéal pour des petites sculptures naïves vendues aux touristes qui, sans le savoir, récupèrent ainsi un échantillon géologique intéressant. De grands polygones métriques à cloison en saillie découpent le plan du *salar* et en profondeur la nappe phréatique est présente vers -50 cm comme le montrent les exploitations rustiques de sel.

Fig. 31 : Salinas Grandes, le découpage du sel en polygones par les fentes de rétraction. Au fond vers le SE le Nevado de Chañi ; on devine les parois des cirques glaciaires de son versant oriental exposé aux flux humides.

* *
*

Parvenu au terme de ce survol, je tiens à remercier les organisateurs de ce voyage et tous les collègues des universités de Buenos Aires, Rio Cuarto, Mendoza, San Juan, Tucuman, qui nous ont accueilli et guidé. Face à ces paysages il était difficile de ne pas parler de géographie physique et de géomorphologie. J'espère l'avoir fait avec des mots suffisamment simples, mais sans sacrifier pour autant la complexité des faits et des paradigmes explicatifs les plus récents. Rappelons aussi que nous avons mis nos pas, en toute modestie, dans les pas d'illustres devanciers, Ch. Darwin qui traversa la cordillère vers Mendoza, W. Penck qui arpenta à dos de cheval les sierras de Famatina et la Puna d'Atacama, sans oublier plus près de nous quelques géographes français de renom, J. Dresch, H. Enjalbert, G. Viers...Je me plais à penser que c'est à leur mémoire que nous bûmes au creux d'un ravin conduisant aux Salinas et à près de 3800 m une bouteille de Torrontes d'anthologie débouchée avec maestria par un spécialiste du vignoble bordelais!

* *

Références citées :

Allmendinger R.W. & Gubbels T. (1996) – Pure and simple shear plateau uplift, Altiplano-Puna, Argentina and Bolivia, *Tectonophysics*, 259, p. 1-13.

Barke R. & Lamb S. (2006) – Late Cenozoic uplift of the Eastern Cordillera, Bolivian Andes, *Earth and Planetary Science Letters*, 249, p. 350-367.

Birot P. (1970) – *Les régions naturelles du globe*, Masson, 380 p.

Bossi G.E., Georgieff S.M., Gavriloff I.J.C., Ibañez L.M., Muruaga C.M. (2001) – Cenozoic evolution of the intramontane Santa María basin, Pampean Ranges, northwestern Argentina, *J. of South American Earth Sci*., 14, p. 725-734.

Carrera N. & Muñoz J.A. (2008) – Thrusting evolution in the southern Cordillera Oriental (Northern Argentine Andes) : Constraints from growth strata, *Tectonophysics*, 459, p. 107-122.

Costa C.H., Giaccardi A.D. & González Diaz E.F. (1999) – Palaeoland surfaces and neotectonic analysis in the southern Sierras Pampeanas, Argentina, *in*: Whalley W.B. et al. (eds), *Uplift, Erosion and Stability: Perspectives on Long-term Landscape Development*, Geological Society London, Special Public., 162, p. 229-238.

Costa C.H., Gardini C.E., Diederix H., Cortés J.M. (2000) – The Andean orogenic front at Sierra de Las Peñas-Las Higueras, Mendoza, Argentina, *J. of South American Earth Sci*., 13, p. 287-292.

Debelmas J., Mascle G. & Basile C. (2008) – *Les grandes structures géologiques*, Dunod, 336 p. (5° édition refondue).

Denis P. (1927) – *Amérique du sud, deuxième partie*, *in*: Vidal de la Blache P. et Gallois L., *Géographie universelle*, tome XV, A. Colin édit., 479 p.

Dresch J. (1958) – Problèmes morphologiques des Andes centrales, *Annales de Géographie*, 360, p. 130-151.

Enjalbert H. (1966) – Les formes du terrain dans la zone tempérée, *in* : A. Journaux, P. Deffontaines & M. Jean-Brunhes Delamarre (dir.), *Géographie générale*, *Encyclopédie de la Pléiade*, Gallimard édit., 1883 p., p. 365-508.

Espizua L.E. (1993) – Quaternary Glaciation in the Rio Mendoza Valley, Argentine, Andes, *Quaternary Research*, 40, p. 150-162.

Espizua L.E. & Bigazzi G. (1998) – Fission-track dating of the Punta de Vacas glaciation in the Rio Mendoza valley, Argentina, *Quaternary Science Review*, 17, p. 755-760.

Farias M. (2007) – *Tectonique, érosion et évolution du relief dans les Andes du Chili central au cours du Néogène*, Thèse doct. Univ. Toulouse 3, 238 p.

García V.H., Cristallini E.O., Cortés J.M., Rodriguez C. (2005) – Structure and neotectonics of the Jaboncillo and Del Peral anticlines: new evidences of Pleistocene to ?Holocene deformation in the Andean piedmont, *6th ISAG symposium (Barcelona, 2005), extended abstracts*, p. 301-304.

Garzione C.N., Molnar P., Libarkin J.C., MacFadden B.J. (2006) – Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: Evidence for removal of mantle lithosphere, *Earth and Planetary Science Letters*, 241, p. 543-556.

Giambiagi L.B., Tunik M.A., Ghiglione M. (2001) – Cenozoic tectonic evolution of the Alto Tunuyán foreland basin above the transition zone between the flat and normal subduction segment (33°30'- 34°S), western Argentina, *J. of South American Earth Sci*., 14, p. 707-724.

Hoke G.D. & Garzione C.N. (2008) – Palaeosurfaces, palaeoelevation and the mechanisms for the late Miocene topographic development of the Altiplano plateau, *Earth and Planetary Science Letters*, 271, p. 192-201.

Irigoyen M.V., Buchan K.L., Brown R.L. (2000) – Magnetostratigraphy of Neogene Andean foreland-basin strata, lat. 33°S, Mendoza province, Argentina, *Geological Soc. Am. Bulletin*, 112, p. 803-816.

Jordan T.E., Schlunegger F., Cardozo N. (2001) – Unsteady and spatially variable evolution of the Neogene Andean Bermejo foreland basin, Argentina, *J. of South American Earth Sci*., 14, p. 775-798.

Kennan L., Lamb S.H. & Hoke L. (1997) – High-altitude palaeosurfaces in the Bolivian Andes: evidences for late Cenozoic surface uplift, *in*: Widdowson M. (ed), *Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation*, Geological Society Special Publication n° 120, p. 307-323.

Kennan L. (2000) – Large-scale geomorphology of the Andes: interrelationships of tectonics, magmatism and climate, *in*: Summerfield M.A. (ed), *Geomorphology and Global Tectonics*, Wiley, p. 167-199.

McQuarrie N., Horton B., Zandt G., Beck S., DeCelles P.G. (2005) – Lithospheric evolution of the Andean fold-thrust belt, Bolivia, and the origin of the central Andean plateau, *Tectonophysics*, 399, p. 15-37.

Molnar P. & England P. (1990) – Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climatic change: chicken or egg?, *Nature*, 346, p. 29-34.

Mon R. & Gutiérrez A. A. (2009) – The Mar Chiquita Lake : An indicator of intraplate deformation in the central plain of Argentina, *Geomorphology*,

Montgomery D.R., Balco G. & Willett S.D. (2001) – Climate, tectonics, and the morphology of the Andes, *Geology*, 29, 7, p. 579-582.

Prat M.C. & Sayago J.M. (2003) – Risques naturels, actions anthropiques et enjeux à San Miguel de Tucuman (Nord-Ouest argentin), *Cahiers d'Outre-Mer*, 223, p. 301-326.

Ramos V.A., Cristallini E.O., Pérez D.J. (2002) – The Pampean flat-slab of the Central Andes, *J. of South American Earth Sci.*, 15, p. 59-78.

Sancho C., Peña J.L., Rivelli F., Rhodes E., Muñoz A. (2008) – Geomorphological evolution of the Tilcara alluvial fan (Jujuy Province, NW Argentina) : tectonic implications and palaeoenvironmental considerations, *J. of South American Earth Sci*., 26, p. 68-77.

Sébrier M., Lavenu A., Fornari M., Soulas J.P. (1988) – Tectonics and uplift in the Central Andes (Peru, Bolivia and Northern Chile) from Eocene to present, *Géodynamique*, 3, 1-2, p. 85-106.

Sempere T., Folguera A. & Gerbault M. (2008) – New insights into Andean evolution: An introduction to contributions from the 6th ISAG symposium (Barcelona, 2005), *Tectonophysics*, 459, p. 1-13.

Smith J., Vance D., Kemp R.A., Archer C., Toms P., King M., Zarate M. (2003) – Isotopic constraints on the source of Argentinian loess – with implications for atmospheric circulation and the provenance of Antarctic dust during recent glacial maxima, *Earth and Planetary Science Letters*, 212, p. 181-196.

Viers G. (1963) – Le piémont semi-aride disloqué de Mendoza, *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, XXXIV, p. 89-114.

Viers G. (1964) – La dépression de Potrerillos dans les Andes de Mendoza (Argentine), *Annales de Géographie*, 395, p. 21-45.

Viers G. (1967) – La Quebrada de Humahuaca (province de Jujuy, Argentine) et les problèmes morphologiques des Andes sèches, *Annales de Géographie*, 416, p. 411-433.

Viers G. (1970) – *Géographie zonale des régions froides et tempérées*, Nathan, 206 p.